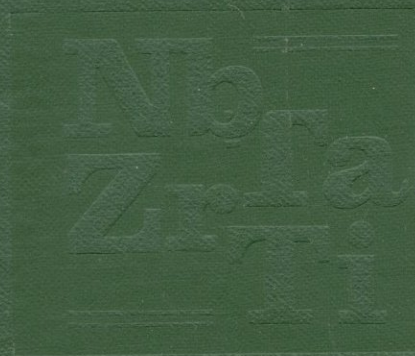


В. В. ЛЯХОВИЧ

**РЕДКИЕ
ЭЛЕМЕНТЫ
В АКЦЕССОРНЫХ
МИНЕРАЛАХ
ГРАНИТОИДОВ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ и КРИСТАЛЛОХИМИИ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В. В. ЛЯХОВИЧ

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ
В АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛАХ
ГРАНИТОИДОВ

И78



ИЗДАТЕЛЬСТВО НЕДРА
Москва 1973



Ляхович В. В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М., «Недра», 1973. 310 с.
(Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов).

В работе приводятся средние содержания редких (Nb, Ta, TR, U, Th, Ge, Sc, W, Mo, Sn, Pb, Zr, Cu, Bi) элементов в наиболее распространенных акцессорных минералах гранитоидов различного генезиса и состава. Эти данные получены в результате статистической обработки большого количества (6400) частных количественных определений перечисленных элементов. Они являются своеобразными «кларками» рудных и редких элементов в акцессорных минералах. С их помощью можно объективно оценивать своеобразие состава акцессорных минералов гранитоидов и на основании этого судить о геохимических особенностях последних. Использование средних содержаний позволяет уточнить поведение рудных и редких элементов в процессе кристаллизации гранитной магмы и выявить причины, приводящие к их накоплению в акцессорных минералах, являющихся концентраторами большинства редких и рудных элементов гранитоидов. Это в свою очередь дает возможность более уверенно отделять гранитоиды с хорошо проявленной рудогенерирующей способностью от гранитоидов, у которых эта способность проявилась весьма незначительно. Последнее имеет первостепенное значение для научно обоснованного планирования поисково-разведочных работ на рудные и редкие элементы.

Таблиц 138, иллюстраций 22, список литературы — 781 название.

ВВЕДЕНИЕ

Знание средних содержаний редких и рудных элементов в акцессорных минералах необходимо при решении сложных вопросов петрогенезиса или рудообразования. Эти содержания представляют собой своеобразный эталон, сравнение с которым позволяет более объективно судить о геохимических особенностях изучаемых минералов.

При выяснении возможной рудоносности породы необходимо знать не только содержания в ней минералов рудных и редких элементов, но и особенности состава этих минералов. Поэтому крайне важно установить средние содержания редких элементов в различных слагающих породе минералах и причины, приводящие к появлению их повышенных или пониженных содержаний. Кроме того, средние содержания дают более верное представление о геохимических особенностях гранитной магмы.

В противоположность порообразующим минералам, которые в подавляющем большинстве являются минералами-носителями редких и рудных элементов, почти все акцессорные минералы выполняют роль минералов-концентраторов этих элементов. Их размеры так малы, а содержание в породе так незначительно (суммарно менее 0,5%), что для их диагностики и изучения необходимы специальные методы сепарации (Ляхович, 1968). Следовательно, под акцессорными минералами следует понимать своеобразную минеральную форму нахождения редких и рудных элементов, которые целиком слагают большинство этих минералов или концентрируются в них в преобладающем, по сравнению с порообразующими минералами гранитов, количестве.

Особенности содержания и состава акцессорных минералов, выделяющихся в большей своей массе в поздние этапы кристаллизации, могут отражать тенденцию рудных и редких элементов концентрироваться в поздних или рассеиваться в ранних продуктах кристаллизации. Однако для подобных заключений совершенно необходимо знать средние содержания в них рудных и редких элементов.

В гранитоидах распространены самые разнобразные акцессорные минералы. Их содержание в породе и содержание заключенных в них редких и рудных элементов непостоянны и во многом определяются химизмом процессов магмо- и минералообразования. Поскольку последние неизбежно отражают особенности возникновения и последующего преобразования изверженной горной породы, было весьма интересно выяснить, в какой мере состав и содержание редких и рудных элементов

в акцессорных минералах гранитоидов могут служить указанием на своеобразии их генезиса. Анализу подвергались акцессорные минералы из гранитоидов различных генетических типов и различного петрографического состава. Интрузивные палингенные гранитоиды в них представлены палеозойскими гранитоидами Восточного Саяна, Тувы, Горного Алтая, Урала, Казахстана, Узбекистана и мезозойскими гранитоидами Северо-Востока СССР, Восточного Забайкалья, Северного Кавказа и Армении; автохтонные метасоматические — докембрийскими гранитоидами Украины и в меньшей мере Кольского полуострова и Воронежского кристаллического массива; гранитоиды габбровой формации — пестрыми по составу нижнепалеозойскими гранитоидами Урала и отчасти мезозойскими гранитоидами Азербайджана.

Для сравнения приведены также данные по составу и содержанию редких элементов в акцессорных минералах из гнейсов и мигматитов Украины, щелочных гранитов Кольского полуострова, липаритов Дальнего Востока, щелочных, основных и ультраосновных пород и карбонатитов Урала, Кольского полуострова и Алдана, заимствованные главным образом из литературы.

В предлагаемой работе рассмотрены средние содержания редких и рудных элементов в тринадцати наиболее распространенных акцессорных минералах: цирконе, апатите, магнетите, сфене, ильмените, рутиле, монаците, ортите, флюорите, турмалине, пирите, эпидоте и гранате. Частота их встречаемости в гранитоидах составляет 55—100%. Это позволяет использовать особенности содержания в них редких элементов для сопоставления минерального состава гранитоидов не только различного генезиса, но и относящихся к различным дифференциатам или комплексам: абиссальным или гипабиссальным — по условиям формирования, рудоносным или безрудным — по характеру связанной с ними постмагматической минерализации.

Для того чтобы вычислить средние содержания редких и рудных элементов в акцессорных минералах, главным образом гранитоидов, использовано 6350 частных количественных определений (табл. 1). Из них 2630 определений выполнены в аналитических лабораториях Бронницкой геолого-геохимической партии и частично ИМГРЭ, остальные заимствованы из литературы.

При вычислении средних составов и содержаний TR в акцессорных минералах гранитоидов обработано 333 расшифровки состава лантаноидов и 739 определений суммы TR, из которых 306 выполнены в аналитической лаборатории ИМГРЭ, остальные заимствованы из литературы.

Отсутствие необходимого объема материала для количественных определений содержания ряда элементов заставило прибегнуть в отдельных случаях к полуколичественному спектральному анализу. С его помощью (1220 определений) многие акцессорные минералы были проанализированы на ряд элементов (Ge, Ga, Zr, Ni, Co, Zn, V, Cr, Sr, Ba, Ag). Полученные средние содержания можно рассматривать как достоверные ввиду большого количества проведенных определений и хорошей сходимости полученных средних с отдельными частными количественными определениями.

Чувствительность определений следующая (в г/т): количественных Sn — 1; Nb, Ta, W, Mo — 3; Zn — 10; полуколичественных — Y, Co, W —

Таблица 1

Сводная таблица числа анализов редких и рудных элементов
в акцессорных минералах гранитоидов

Минерал	Полные анализы минералов		Количественные определения элементов		Спектральные полуколичественные определения
	всего	в том числе по литературным данным	всего	в том числе по литературным данным	
Циркон	18	17	590	430	190
Апатит	26	7	345	251	168
Магнетит	12	11	2850	1800	123
Сфен	55	42	678	364	118
Ильменит	24	10	286	122	115
Рутил	15	14	79	—	29
Монацит	10	10	219	136	20
Ортит	26	22	340	229	48
Флюорит	—	—	112	70	90
Турмалин	7	7	175	54	24
Пирит	—	—	109	80	52
Эпидот	16	9	316	47	95
Гранат	54	13	251	140	146
Итого	263	162	6350	3723	1218

100; V, Zr, Sc, Cr, Ni, Mo — 50; Pb, Ga, Ge, Sn — 10; Cu, Be, Sr, Ba, Ag — 5.

Содержания редких и рудных элементов в акцессорных минералах непостоянны, что отражено на гистограммах. В отдельных случаях наблюдаются столь аномально высокие содержания, что они, несомненно, обусловлены микровключениями собственных минералов соответствующих элементов. При выводе среднего подобные «ураганные» содержания не учитывались.

За эталон для последующих сравнений принято среднее содержание редких и рудных элементов в акцессорных минералах интрузивных гранитоидов. Все приводимые в тексте содержания выражены в металле (в г/т), а коэффициенты концентрации (K) как отношение среднего содержания элемента в минерале к кларку соответствующего элемента в кислых породах по А. П. Виноградову (1962).

Считаю приятным долгом выразить глубокую благодарность сотрудникам Лаборатории акцессорных минералов ИМГРЭ В. И. Сергеевой, Е. Г. Кольжановой, Т. А. Касаевой, Л. С. Левченко и Т. С. Старостиной, оказавшим большую помощь при вычислении средних содержаний и подготовке рукописи, а также Л. П. Головановой, под руководством которой было выделено большое количество мономинеральных фракций акцессорных минералов.

Глава I

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРАНИТОИДОВ

В отличие от породообразующих минералов, представленных исключительно силикатами, акцессорные минералы гранитоидов являются разнообразными соединениями. В настоящее время в гранитоидах установлено присутствие около 80 акцессорных минералов-окислов, сульфидов, силикатов, фторидов, ниобатов, молибдатов, фосфатов, вольфрамов, самородных элементов и т. п. Содержание, форма, окраска и состав этих минералов отражают геохимические особенности и своеобразие условий формирования магмы, при кристаллизации которой образовались эти минералы.

Время выделения акцессорных минералов

Для того чтобы использовать различные признаки акцессорных минералов, в том числе и особенности содержания в них редких и рудных элементов, для выяснения возможной рудоносности, необходимо быть уверенным, что образование акцессорного минерала совпадает по времени с формированием вмещающей его породы. Представления о том, что акцессорные минералы или являются образованиями ранних этапов кристаллизации, или выделяются в заключительные стадии формирования породы нередко за счет разложения цветных минералов, в настоящее время не пользуются признанием.

Многочисленные исследования показали, что хотя они и кристаллизуются в течение всего времени формирования изверженной горной породы, большая их часть, особенно радиоактивные и редкоземельные минералы, образуется преимущественно в позднемагматическую стадию формирования массивов изверженных пород.

К числу признаков, указывающих на время образования акцессорных минералов, можно отнести следующие.

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 акцессорных минералов в пределах массива говорит об их первичной природе, в то время как неравномерное распределение характерно для минералов, появление которых связано с поздними, наложенными процессами. Отражением последнего яв-

ляется наличие наряду с низкими и очень высоких значений, превышающих среднее содержание минерала в породе.

Подобная неравномерность весьма характерна для гранитов, измененных постмагматическими процессами — альбитизацией, грейзенизацией или окварцеванием, а приуроченность к ним высоких содержаний ряда акцессорных минералов подтверждает справедливость этого признака.

О времени выделения акцессорных минералов можно судить по газовой-жидким включениям. Например, установление температур гомогенизации газовой-жидких включений в эпидоте указывает на то, что он может выделяться в широком интервале температур. Отсюда становится и более вероятным допущение о существовании наряду со вторичными и первичных, магматических, эпидотов. Температура растрескивания газовой-жидких включений в тантало-ниобатах почти совпадает с температурой растрескивания включений в альбитах, что возможно свидетельствует о генетической связи первых с альбитизацией.

Возможность существования магматических генераций для ряда акцессорных минералов подтверждается их нахождением в неизмененных и слабо раскристаллизованных породах таких, как эффузивы. Примером может служить наличие вкрапленников циркона, ортита и чевкинита в неизмененном вулканическом стекле и пирохлора — 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, наэгит, монацит, ураноторит, торит, фергусонит. Хотя состав акцессорных минералов кислых эффузивов сравнительно разнообразен, но наибольшие их содержания наблюдаются в более раскристаллизованных породах типа гранит-порфиров. Наибольшие количества акцессорных минералов отмечались в крупнозернистых породах по сравнению с мелкозернистыми. Таким образом, оптимальные условия для массового образования некоторых акцессорных минералов наблюдаются в условиях медленного охлаждения, когда концентрации редких элементов по мере кристаллизации породы относительно возрастают. Такие минералы по времени выделения будут близки к позднемагматическим.

Однако существует много примеров тесной связи между появлением ряда новых минералов или генераций и изменением отдельных породообразующих минералов или всей породы в целом. При хлоритизации биотита образуются вторичные рутил, сфен или магнетит за счет высвобождающихся титана и железа. Серицитизация плагиоклаза сопровождается образованием Са-содержащих минералов: эпидота, флюорита, апатита, реже граната или шеелита.

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, пирит, встречающихся и в неизмененных гранитах, свидетельствует о появлении в них более поздней генерации этих минералов, отличающейся особенностями состава или формы.

Одним из наиболее достоверных признаков, позволяющих выделять различные по времени образования акцессорные минералы, являются

особенности их состава. Близость геохимических свойств ΣCe и Th, ΣY и U^* , общая тенденция U накапливаться в конечных дифференциатах в больших количествах по сравнению с Th, меньшая основность и большая растворимость ΣY по сравнению с ΣCe позволяют думать, что накопление ΣY и U в минералах поздних генераций представляет собой явление закономерное. В жильных породах наблюдается увеличение содержания иттриевых редких земель и урана в цирконах, гранатах и флюоритах. Кроме того, в минералах, поздних по времени выделения, наблюдается также увеличение содержания тантала в сфенах и ильменитах, марганца — в гранатах, ильменитах и магнетитах и т. п.

Наиболее широко распространенные бледно-розовые или бледно-желтые призматические кристаллы циркона магматического генезиса характеризуются относительно постоянной величиной отношения $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$, равной 35—45. В бурых короткопризматических цирконах поздней генерации содержание гафния увеличивается и величина отношения $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ снижается до 27, приближаясь к таковой в цирколитах пегматитов. В цирконах альбитизированных гранитов величина $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ достигает минимальных значений — 13, что значительно отличается цирколиты, образовавшиеся в результате альбитизации, от позднемагматических цирколитов.

В биотитовых гранитах магматические и более поздние генерации ряда минералов отличаются по содержанию редких элементов. Так, сфен магматического генезиса содержит меньше редких земель и ниобия, чем более поздние генерации этого минерала. Содержание ниобия и тантала, а также ΣY в сфенах биотитовых гранитов значительно ниже, чем в сфенах пегматитов, связанных с этими гранитами. Апатиты биотитовых гранитов характеризуются резко селективным цериевым составом редких земель, а в апатите гранитных пегматитов значительно возрастает роль ΣY и в отдельных случаях появляются иттриевые апатиты — абукумалиты. Магнетиты поздних генераций по сравнению с ранними отличаются меньшим содержанием титана, в то время как количество марганца увеличивается.

Из приведенных данных видно, что сравнение вещественного состава играет большую роль при выяснении времени выделения аксессуарных минералов.

На время выделения аксессуарных минералов указывает их приуроченность к определенным текстурным или структурным элементам пород. Так, в дайках отмечалось ориентированное расположение кристаллов биотита и циркона в тонких слоях течения, что указывает на магматический генезис этих минералов (Hall, Ecrelinann, 1961). В Гренландии известны слоистые граниты, формирование слоев в которых объясняется аккумуляцией кристаллов из магмы. Слои, обогащенные биотитом, характеризуются и высоким содержанием аксессуарных минералов: рудных, сфена, ортита, апатита, циркона (Hagg'e, a., 1960).

Приуроченность сфена, апатита, магнетита, турмалина, флюорита к интерстициальным участкам или стыкам зерен породообразующих минералов указывает на позднемагматическое время их образования. Расположение аксессуарных минералов в трещинах, пересекающих зерна по-

* Здесь и в дальнейшем ΣCe — сумма редких земель цериевой подгруппы, ΣY — то же, иттриевой подгруппы.

родообразующих минералов, говорит об их постмагматическом, в ряде случаев гидротермальном, происхождении, а расположение их внутри зерен породообразующих минералов вне связи с трещинами — скорее всего о раннемагматическом генезисе этих минералов.

Принадлежность к определенной генерации может быть установлена по форме и окраске минерала. Несмотря на то что окраска и форма кристаллов большинства акцессорных минералов разнообразна, обычно преобладают кристаллы какой-либо одной формы и окраски, что указывает на преимущественное развитие минерала 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 его 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 отличаются богатством примесей, более простыми формами и 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. Ранний ортит гранитов образует призматические кристаллы, а более поздний ортит пегматитов — таблитчатые.

Вместо конвертообразных и клиновидных сфенов ранних генераций, окрашенных в желтые или бурые тона, позднемагматические сфены характеризуются неправильной, интерстициальной, формой выделения, а сфены метасоматического генезиса обладают светлой, молочно-белой окраской и скелетной формой выделения. Вторичные сфены отличаются мелкими размерами и приурочены к участкам измененных биотитов или плагиоклазов.

Кристаллы магматического апатита, встречающиеся в виде включений, во многих породообразующих и акцессорных минералах представлены мелкими прозрачными призматическими кристаллами, а позднемагматические, приуроченные к интерстициям — короткопризматическими до таблитчатых, 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 поздним по времени выделения генерациям акцессорных минералов свойственны неправильные, искаженные или скелетные формы.

Акцессорные гранаты, цирконы, ортиты, турмалины, встречающиеся в гранитах и обладающие зональным сложением, часто являются образованиями метасоматическими. Это подтверждается присутствием зональных цирконов в участках альбитизированных гранитов и пегматитов.

Другие отличия в свойствах минералов разного времени выделения недостаточно изучены. Так, отмечено, что показатели преломления ортита гранитов больше, чем ортита пегматитов (Smith e. a., 1957); вторичный рутил в отличие от магматического обладает пониженной твер-

достью и двупреломлением (Путалова, 1959); гранаты разного генезиса имеют разный удельный вес.

Показателями относительного времени выделения акцессорных минералов могут быть также различные обрастания и залечивания. Таковы обрастания монацита и циркона ксенотимом, бледноокрашенного циркона — темноокрашенным цирколитом, ортита — эпидотом; залечивание разломанных кристаллов циркона магнетитом или ильменитом и т. п.

Установить относительное время выделения помогает изучение включений акцессорных минералов в породообразующих и акцессорных минералах. Включения акцессорных минералов в породообразующих могут рассматриваться как показатель их более раннего, по сравнению с минералом-хозяином, выделения только в том случае, если они не являются 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 — в большинстве случаев образования более поздние. 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 судить о времени образования подобных включений можно, только зная время образования минерала-хозяина. Поэтому важно указывать, например, в каком апатите (игольчатом, таблитчатом, бесформенном и т. д.) встречаются включения циркона, магнетита или других минералов.

Наиболее часто содержат включения акцессорные минералы поздних генераций. В гранитах наиболее ранние кристаллы циркона лишены включений, а более поздние, нередко зональные, содержат многочисленные включения монацита, рутила, торита, магнетита, апатита и более позднего циркона. В ортите встречаются включения циркона, магнетита и апатита, реже сфена и рутила; в сфене — включения ортита, апатита, циркона, магнетита; в апатите — циркона, рутила, магнетита; в магнетите — циркона, апатита; в ильмените — циркона и апатита; в гранате — рутила и циркона; в ксенотиме — ильменита и магнетита; во флюорите — циркона, апатита, торита.

Подобные соотношения, иногда противоречивые, свидетельствуют о длительной кристаллизации акцессорных минералов и существовании нескольких их генераций. Об этом же говорят и включения игольчатых кристаллов циркона в апатите и апатита в цирконе, магнетита в цирконе и циркона в магнетите, наконец, включения мелких кристалликов циркона в более крупных и игольчатых кристаллов апатита в более поздних короткопризматических его кристаллах.

Особое место в цепи доказательств занимают включения акцессорных минералов в порфиновых вкрапленниках эффузивных и субэффузивных пород. Эти вкрапленники обычно погружены в стекловатую или фельзитовую основную массу. Они содержат включения, которые являются представителями раннемагматического поколения акцессорных минералов. Это справедливо в том случае, когда порода не изменена и возможность инфильтрации чуждого материала в порфировые вкрапленники исключена или сведена к минимуму.

Сравнение видового состава и содержания акцессорных минералов,

встречающихся в липаритах и порфириновых кристаллах анортоклаза из липарита (табл. 2), позволяет, например, выделить три группы аксессуарных минералов: I — минералы, встречающиеся только во вкрапленниках и не встреченные в основной массе; они представляют наиболее раннее поколение аксессуарных минералов; II — минералы, встречающиеся только в основной массе и представляющие таким образом позднемагматическую генерацию аксессуарных минералов; III — минералы, встречающиеся как в порфириновых кристаллах, так и в основной массе, что свидетельствует о наличии, по меньшей мере, двух генераций аксессуарных минералов.

Среди ассоциаций аксессуарных минералов с породообразующими наиболее часто отмечается их приуроченность к биотиту, что может быть следствием различных причин. С одной стороны, кристаллизация биотита могла происходить из среды, богатой летучими компонентами и содержащей также 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 включать разнообразные редкие элементы, которые при его разрушении могли высвободиться и образовывать самостоятельные аксессуарные минералы. Однако ассоциация ряда аксессуарных минералов с биотитом не может служить указанием на раннее или позднее время их выделения. Необходимо определить генезис биотита, который может быть раннемагматическим, позднемагматическим или автометасоматическим. Если доказан раннемагматический генезис биотита, можно говорить о магматической генерации ассоциирующих с ним ильменита, магнетита, циркона, апатита, а ассоциации касситерита, вольфрамита, фергусонита и флюорита с мусковитом свидетельствуют об их поздне- или постмагматическом генезисе.

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 генера-

Таблица 2

Содержание аксессуарных минералов в липарите и встречающихся в нем порфириновых вкрапленниках анортоклаза, г/т

Минералы	Порфи- ровые кристаллы	Липа- рит
Группа I		
Сфен	0,60	—
Эпидот	0,28	—
Торит	0,05	—
Ксенотим	0,03	—
Киноварь	0,02	—
Флюорит	0,01	—
Ортит	44,96	45,44
Монацит	4,64	3,73
Галенит	0,16	0,15
Группа II		
Марказит	—	0,84
Молибденит	—	0,15
Висмут самородный	—	0,15
Уранинит	—	0,13
Турмалин	—	0,05
Халькопирит	—	0,05
Группа III		
Циркон	14,25	139,64
Апатит	23,72	98,50
Гранат	1,75	81,78
Анастаз	0,60	7,64
Арсенопирит	0,01	4,10
Лейкоксен	0,13	0,35
Рутил	0,05	0,17
Магнетит	3,56	2,05
Ильменит	1,34	0,05

ций ассоциируют с поздними по времени выделения породообразующими минералами.

Акцессорные минералы обычно встречаются группами по 3—4 минерала, объединяемых общностью их химического состава, что, вероятно, свидетельствует о микрогетерогенности магматического расплава в отношении ряда редких и петрогенных элементов. Так, часто наблюдаются ассоциации монацита, ксенотима и циркона; флюорита, топаза и амблигона и т. п. Особенно характерна ассоциация Са-содержащих минералов: ортита, сфена, апатита, а также апатита, циркона и магнетита.

Подобные ассоциации представляют приблизительно одновременные по времени выделения, а следовательно, и генезиса группы акцессорных минералов. Приуроченность к роговой обманке или биотиту, полевым шпатам, кварцу и даже междузерновым 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, что приводит к выпадению ряда минералов. Подобные ассоциации акцессорных минералов напоминают структурные группы породообразующих минералов, различающихся по времени выделения.

Весьма интересна количественная оценка приуроченности акцессорных минералов к структурным элементам породы. Специально проведенные подсчеты в шлифах показали, что на долю минералов, приуроченных к биотиту и к интерстициям, приходится 70—80% их общего содержания в породе. Это четко подтверждает по меньшей мере две генерации этих минералов: ранне- и позднемагматическую. Для граната, флюорита и турмалина отмечается преобладающая приуроченность к интерстициям и трещинам, что также свидетельствует о поздне- и постмагматическом времени их выделения.

Все рассмотренные факторы, определяющие время выделения акцессорных минералов в ходе формирования массивов изверженных пород, говорят о том, что это процесс длительный и сложный, сопровождающийся возникновением разновозрастных ассоциаций акцессорных минералов. Поскольку одни и те же акцессорные минералы присутствуют обычно в нескольких генерациях, нельзя относить их к магматической, поздне- или постмагматической ассоциациям, не акцентируя при этом внимания на особенностях их форм, окраски или состава. Существует, например, магматическая ассоциация игольчатого апатита, бесцветного циркона, бледно-желтого сфена или монацита, в отличие от аналогичной по видовому составу позднемагматической ассоциации короткопризматического апатита, бурого полупрозрачного циртолита, коричневого сфена или красно-бурого монацита.

Обобщая сказанное, следует отметить, что в отличие от акцессорных минералов магматического генезиса, которые представлены обычно хорошо ограненными кристаллами, лишенными включений, довольно равномерно распределенными в породе и содержащими незначительное количество изоморфных примесей таких редких элементов, как U, Th, Nb, Ta, Hf, TR, Y, акцессорные минералы позднемагматического генезиса часто обладают неправильной скелетной или фулярообразной формой кристаллов, более крупными размерами, включениями породообразующих минералов и содержат в виде изоморфной примеси значительно больше редких элементов.

Анализ парагенетических ассоциаций акцессорных минералов показывает, что раньше всех начинают выделяться минералы Fe, Ca, Ti, Zr, продолжающие кристаллизоваться и в более поздние этапы формирования гранитных массивов. В поздние и постмагматические этапы начинает выделяться основная масса минералов редких и рудных элементов, чему способствует концентрация этих элементов в остаточных расплавах-растворах.

Классификация акцессорных минералов

Рациональная классификация акцессорных минералов имеет большое значение, так как ее применение позволяет более объективно судить о минералого-геохимических особенностях интрузивных тел и их потенциальной рудоносности. Существующие классификации основаны на каком-либо одном характерном признаке акцессорных минералов.

Так, наиболее распространена классификация, учитывающая время выделения и генезис акцессорных минералов. Согласно этой классификации все акцессорные минералы подразделяются на:

- 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) вторичные, представляющие собой продукт изменения ранее выделившихся акцессорных минералов (лимонит, лейкоксен и др.);
- 5) гидротермальные (молибденит, арсенопирит, пирит, галенит и др.).

Следует, однако, иметь в виду, что в гранитах 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 условий формирования массива. Так, обилие минералов пневматолито-гидротермального генезиса может указывать на богатство магмы летучими компонентами, а минералов контаминационного генезиса — на имевшую место ассимиляцию, а также и на масштабы и характер ассимилированного материала.

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

Акцессорные минералы классифицируют также по типу химического соединения, образуемого входящими в их состав элементами. По этому признаку выделяют следующие группы: окислы (магнетит, касситерит и др.); сульфиды (пирит, галенит и др.); самородные элементы (углерод, свинец, серебро и др.); фосфаты (apatит, монацит и др.); фториды (флюорит); силикаты (ортит, гранат и др.) и т. д.

Выделение подобных групп акцессорных минералов позволяет судить об особенностях химизма процесса минералообразования, а также о характере поздних растворов, которые могли воздействовать на закристаллизовавшийся гранит.

В отличие от породообразующих минералов гранитов, являющихся силикатами, среди аксессуарных минералов преобладают окислы, затем идут силикаты, сульфиды, карбонаты, фосфаты, самородные элементы, сульфаты, вольфраматы, молибдаты, фториды и сульфосоли. Наиболее распространенными окислами являются магнетит и ильменит, силикатами — циркон и сфен, сульфидами — пирит.

Однако подобная классификация не дает полного представления о геохимических особенностях гранитоида, выражающихся в обилии минералов какого-либо элемента, что весьма важно при сопоставлении интрузий или выяснении их потенциальной металлоносности. Этому требованию отвечает классификация аксессуарных минералов по элементному признаку, согласно которой среди всего разнообразия аксессуарных минералов выделены три группы: минералы редких элементов (монацит, колумбит и др.), минералы рудных элементов (молибденит, касситерит и др.) и прочие (апатит, андалузит и др.). В свою очередь внутри каждой группы объединены 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. 3).

Т а б л и ц а 3

Классификация аксессуарных минералов по элементному признаку

Элементы	Минералы	Элементы	Минералы	Элементы	Минералы
Редкие		Рудные		Петрогенные	
Nb, Ta	Колумбит Пирохлор Танталит Микролит Эвксенит Поликраз Фергюсонит Ильменорутил	W	Вольфрамит Шеелит	Ti	Сфен Ильменит Перовскит Рутил Буркит Анатаз Лейкоксен
U, Th	Уранинит Ураноторит Торит Торианит	Mo	Молибденит Повеллит Вульфенит	Fe	Магнетит Пирит Гематит Лимонит Иоцит Титаномагнетит
TR	Монацит Рабдофанит Ксенотим Ортит Бастнезит Кайнозит Чевкинит Флюоцерит	Sn	Касситерит		
Zr	Циркон Баделейт	Cu	Халькопирит		
Li	Амблигонит Сподумен	Pb	Ковеллин Малахит Галенит Церуссит		
Be	Берилл Бертрандит Фенакит Гельвин	Zn	Сфалерит		
		Bi	Висмутит		

Это позволяет не только более уверенно выделять разновидности гранитоидов, обогащенные минералами какого-либо элемента, но и 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 гранитоида и степени изменения его поздними процессами (появление вместо монацита бастнезита, галенита — церуссита, висмутита — бисмути-та, пирита — лимонита и т. п.). При подобной классификации появляется возможность уверенно сопоставлять отдельные тела гранитоидов, выделять признаки комагматичности между отдельными интрузивными фазами и жильными телами, судить о потенциальной рудоносности интрузии, так как она учитывает геохимические особенности гранитоида.

Весьма целесообразна также классификация акцессорных минералов, основанная на частоте встречаемости их в породе. Она позволяет выделить акцессорные минералы, характерные для определенных разновидностей гранитоидов, и наглядно показывает ошибочность использования в целях корреляции присутствие так называемых «сквозных» или «проходящих» акцессорных минералов. Кроме того, знание частоты встречаемости акцессорных минералов в гранитоидах какого-либо региона является необходимым условием для выделения минералого-геохимических провинций.

Частоту встречаемости выражают в процентах от общего числа анализированных проб. С помощью вычисленной подобным образом частоты встречаемости акцессорных минералов можно объективно судить об их распространенности.

Условно принимают, 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 этом к постоянно встречающимся минералам относится циркон, апатит, магнетит, пирит, эпидот, сфен и др.; к часто встречающимся — рутил, ортит, монацит и т. д. (табл. 4). Это как раз те минералы, которые, в силу большой распространенности, встречаются практически в каждом шлифе и поэтому фигурируют или в составе типичных ассоциаций акцессорных минералов, или как «ведущие» или «сквозные» акцессорные минералы. Однако при использовании этих минералов для суждения о своеобразии вмещающей породы необходимо определить их точное содержание в породе, а также особенности формы, окраски и, что особенно важно, состава. Наряду с широким распространением для этих минералов характерны и меньшие колебания в содержаниях, что выражается в небольшом значении коэффициента вариации, изменяющемся у этих минералов обычно от 100 до 300%.

Другая картина наблюдается для редких и очень редких минералов, к которым относятся различные тантало-ниобаты, ильменорутил, сподумен, амблигонит, берилл, перовскит, висмутин, вольфрамит, дистен и др. Содержания их в гранитоидах распределены крайне неравномерно и коэффициент вариации изменяется от 500 до 1000%.

Данные табл. 4 отражают современные представления о частоте встречаемости акцессорных минералов в гранитоидах, полученные в ре-

Классификация акцессорных минералов по частоте встречаемости в гранитоидах различного состава

Минерал	Граниты				Аляски	Минерал	Граниты			
	Диориты — гранодиориты	биотитовые	лейкократовые	Аляски			Диориты — гранодиориты	биотитовые	лейкократовые	Аляски
Постоянно встречающиеся минералы (100—90%)						Тантало-ниобаты	15	21	6	15
						Ильменорутил	15	13	6	15
Циркон	100	100	100	100		Топаз	12	6	6	20
Апатит	100	100	100	100		Уранинит	—	25	31	10
Магнетит	96	92	94	100		Пирротин	15	11	38	—
Пирит	96	90	100	95		Арсенопирит	4	26	31	—
Эпидот	100	90	94	85		Марказит	4	22	31	—
Сфен	100	92	94	85		Сподумен	27	7	—	15
Ильменит	92	96	94	85		Брукит	4	13	19	—
Гранат	69	80	94	75		Эвксенит	—	10	13	5
Флюорит	73	81	94	90						
Часто встречающиеся минералы (90—70%)						Очень редко встречающиеся минералы (10—0%)				
Рутил	61	77	88	65		Титаномагнетит	12	2	—	10
Ортит	54	78	88	70		Перовскит	8	4	6	10
Монацит	42	72	69	70		Дистен	8	4	6	10
Молибденит	42	54	75	45		Силлиманит	12	5	6	5
Халькопирит	23	46	75	40		Пиррохлор	8	7	19	10
						Колумбит	—	1	6	15
Обычно встречающиеся минералы (70—30%)						Фергюсонит	8	7	—	20
Анатаз	42	63	75	50		Бастнезит	—	9	19	5
Корунд	38	53	56	50		Повеллит	—	3	38	5
Турмалин	35	54	50	40		Ставролит	8	5	—	15
Галенит	46	51	44	30		Вольфрамит	4	9	—	—
Ксенотим	19	58	44	35		Андалузит	—	3	19	—
Торит	35	42	31	35		Целестин	8	2	6	—
						Барит	—	1	6	—
Редко встречающиеся минералы (30—10%)						Амблигонит	—	—	6	10
Касситерит	12	21	13	45		Берилл	—	1	3	—
Шеелит	27	20	44	15		Киноварь	4	2	—	—
Сфалерит	8	25	38	5		Висмутин	—	5	—	5
						Шпинель	—	11	—	—
						Тетрадимит	—	1	—	—
						Вульфенит	—	1	—	—

зультате изучения специальных минеральных проб (Ляхович, 1966). А ведь сравнительно недавно ксенотим и монацит считались редкими минералами. Разнообразные акцессорные тантал-ниобаты стали обнаруживаться только в последние годы, главным образом, в результате исследований советских петрографов и минералогов. Нахождение в гранитах уранинита и торита было подтверждено в последнее время благодаря широкому применению метода α -радиографии.

Содержание аксессуарных минералов

Весьма желательно, особенно при определении степени рудоносности, выделить среди гранитоидов определенные типы по особенностям содержаний отдельных минералов, главным образом редких и рудных элементов. При этом давать разновидности гранитоида соответствующее определение, например: монацитовый, ксенотимовый, ортитовый, пироклоровый, колумбитовый и т. п.,— можно только в тех случаях, когда содержание минерала превысит наиболее типичное его содержание в данном типе гранитоида, которое предлагается называть «нормативным».

Хотя средние значения и дают возможность судить о содержании минерала в данном типе гранитоида, для наименования пород более необходимо знать наиболее типичные содержания аксессуарных минералов, которые могут наблюдаться в данной разновидности гранитоида и при большем числе наблюдений, чем это было сделано при выводе среднего. Для этого целесообразно использовать содержания, которые определяются величиной $(\bar{x}+S)$, где \bar{x} — среднее арифметическое, S — стандартное отклонение. Поскольку содержания, превышающие эту величину, могут наблюдаться только в 16% общего числа наблюдений, то такую разновидность гранитоидов можно рассматривать как содержащую необычно высокое количество данного аксессуарного минерала и, следовательно, назвать ее соответствующим образом.

В качестве примеров можно привести следующую таблицу «нормативных» содержаний минералов редких элементов в наиболее распространенном типе гранитоидов — биотитовом граните (табл. 5). В случае

Таблица 5

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

Статистические оценки	Танталониобаты	Монацит	Ксенотим	Ортит	Уранинит	Торит	Циркон
\bar{x} (170)*	4,8	30,7	1,6	65,2	0,6	1,4	115,6
$(\bar{x} + S)$	54,3	99,3	6,6	186,8	2,7	6,8	248,3

* В скобках количество проб, по которым установлено среднее.

превышения этих «нормативных» содержаний гранит в зависимости от поставленных целей должен быть определен соответственно как цирконовый, торитовый, ксенотимовый и т. п.

В соответствии с данными табл. 5 среди гранитоидов можно выделить ряд разновидностей, характеризующихся повышенным содержанием минералов редких элементов, что, в свою очередь, указывает на определенные геохимические особенности породы. К таким разновидностям относятся граниты с повышенным содержанием тантал-ниобатов: колумбитовые, эвксенитовые, пироклоровые; минералов редких земель: монацитовые, ксенотимовые, ортитовые; радиоактивных элементов: уранинитовые и торитовые граниты и т. п.



1178

Равным образом могут быть выделены и другие разновидности гранитоидов: сфеновые, гранатовые, апатитовые, молибденитовые, магнетитовые и т. п. Между установленными разновидностями гранитоидов существует определенная взаимосвязь, обусловленная их петрохимическими особенностями. Так, например, бедный кальцием монацитовый гранит не может быть одновременно ортитовым (или сфеновым), а сфеновый — турмалиновым или гранатовым. В то же время уранинитовый гранит может быть одновременно молибденоносным, турмалиновый — оловоносным, гранатовый — ксенотимовым, ортитовый — цирконовым и т. д.

Каждая из выделенных групп гранитоидов характеризуется особенностями химического и минерального составов.

В гранитах с повышенным содержанием тантало-ниобатов (колумбитовые, эвксенитовые, пироклоровые и т. п.) незначительно развиты или отсутствуют цветные минералы и обычно наблюдается сильное преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом. Это преимущественно лейкократовые граниты аляскитового типа. Суммарное содержание тантало-ниобатов в гранитоидах этого типа превышает 54 г/т.

Монацитовым гранитам свойственны порфириовидная структура и значительное преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом. Это главным образом калиевые биотитовые граниты, нередко порфиробластические. Содержание монацита в них превышает 99 г/т. В ксенотимовых гранитах также преобладает калиевый полевой шпат над плагиоклазом и отмечается частое присутствие мусковита и граната. По составу они преимущественно двуслюдяные граниты. Содержание ксенотима в гранитах этого типа превышает 7 г/т.

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

Цирконовые граниты обычно отличаются несколько повышенным содержанием биотита и частым преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, приближающим их по составу к гранодиоритам. Содержание циркона в них превышает 250 г/т. В то же время необходимо отметить, что высокие содержания циркона, превышающие 1000 г/т, иногда наблюдаются и в гранитах с сильным преобладанием калиевого полевого шпата. В этом случае циркон представлен преимущественно темноокрашенной разновидностью.

В подобных группах гранитоидов роль акцессорных минералов в концентрации в распределении соответствующих редких элементов значительно увеличивается и на их долю приходится значительная часть редкого элемента от его общего содержания в породе. Все это свидетельствует о возросшей рудогенерирующей способности гранитоида, так как рудное вещество не рассеивалось, а получало возможность образовывать собственные минералы.

Глава II

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛАХ

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

Среди твердых включений в кристаллах можно выделить два генетически различных типа: первичные (ранние или одновременные) и вторичные (поздние). Первичные возникли раньше кристалла-хозяина и были захвачены им при его росте. 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 возникли и росли одновременно с кристаллом-хозяином. Таковы мельчайшие кристаллики колумбита, располагающиеся по зонам кристаллов касситерита (Григорьев, Долманова, 1951). К тому же типу, возможно, относятся и мельчайшие выделения урановых минералов, располагающихся на плоскостях роста кристаллов циркона, которые обладают высокой поверхностной энергией кристаллизации (Таусон, 1956). Вторичные или эпигенетические включения возникли после образования кристалла-хозяина. Примером могут служить выделения флюорита в гранате и т. п.

Акцессорные минералы, обладая размером в десятые и сотые доли миллиметра, обычно содержат еще более мелкие включения своеобразных «микроминералов». При больших увеличениях (500—2000×) в апатите, например, обнаруживаются первичные двухфазные трубчатые включения, однофазные вторичные, располагающиеся по залеченным трещинам, мельчайшие кристаллики циркона, пластинки биотита и трудноопределимые минералы. В кристаллах циркона помимо включений иголок апатита встречаются включения микролитов циркона, расположенные беспорядочно или по зонам роста. Встречаются также однофазные включения копьевидной или правильной формы, характерной для отрицательных кристаллов. Даже при малых увеличениях (20—40×)

кристаллические включения в аксессуарных минералах отмечаются очень часто.

В апатите часто встречаются включения циркона, расположенные по граням роста кристаллов (Picciotto, 1950); в ортите — циркона, апатита, магнетита (Шипулин, 1957). 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 (Апельцин, Фельдман, 1958). В кристаллах граната отмечаются субмикроскопические включения циркона (Дудыкина, 1959), в сфене — циркона, апатита и магнетита и т. п.

Эти данные можно использовать не только для определения относительного времени выделения аксессуарных минералов, но и для суждения о правильности некоторых кристаллохимических построений. Так, 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 котором наблюдаются микровключения минералов группы танталит-колумбита (Слепнев, Мелентьев, 1962).

В касситерите нередко присутствуют ниобий и тантал. В то же время в нем обнаружены включения циркона, вольфрамит, тантало-ниобатов (Григорьев и др., 1951). В. А. Корнетова (1961) в касситерите пегматитов наблюдала микровключения тапиолита, вольфрамит, циркона и рутила. Количество этих включений иногда достигает 5%. Естественно предположить, что значительная часть ниобия, тантала, циркония и вольфрама не является изоморфной примесью в решетке касситерита, а обусловлена микровключениями колумбита.

Последние исследования (Барсанов, Кузнецов, 1971) подтверждают, что Ta и Nb не являются изоморфными примесями в решетке касситерита, а целиком входят в колумбит-танталит и тапиолит, присутствующие в касситерите в виде самостоятельных фаз.

Ортит считается одним из наиболее радиоактивных аксессуарных минералов гранитоидов (Merlin e. a., 1957). Однако в нем обнаружены включения уранинита и оранжита (Хвостова, 1962). Изучением радиоактивности в полированных образцах ортита установлено, что большая часть урана и тория распределена в них равномерно. В то же время найдено много мелких радиоактивных включений, главным образом торита и тантало-ниобатов (Pellas, 1955). Радиография ортитов из пегматитов Индии также показала наличие радиоактивных включений, приуроченных к наружной зоне минерала и принадлежащих, возможно, гуммиту (Aswathanarayana, 1953), а в гранитах Кызыл-Тау — ураниниту (Баранов, Ду Ле-тянь, 1961₂).

В монаците атомы урана и тория не только входят в его кристаллическую решетку, но частично находятся в капиллярах минерала в виде гидролизных или других труднорастворимых форм (Старик, Лазарев, 1959).

Повышенное содержание радиоактивных элементов в цирконах обычно объясняется изоморфным замещением $\text{Zr}^{4+} \leftarrow \text{U}^{4+}$ 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 циртолитах, например, в виде мелких включений встречается урани-

нит, который иногда нацело превращен в гуммит (Вайнштейн и др., 1959).

Исследование кристаллов циркона и ксенотима с помощью ядерной эмульсии показало, что радиоактивные участки встречаются не только внутри кристаллов, но и на их плоскостях (Xavier, 1969). Эти данные подтверждаются тем, что окислы урана часто образуют тончайшую пленку на поверхности циркона. Кроме того, повышенное содержание урана в цирконе может зависеть от механической примеси в нем не только урансодержащих минералов, но и урансодержащей воды, не входящей в кристаллическую решетку этого минерала (Sansoni, 1966).

В цирконах нередко отмечается высокое содержание редких земель, объясняемое изоморфным замещением $TR^{3+} + P^{5+} \rightarrow Zr^{4+} + Si^{4+}$. Не исключено, что повышенные содержания редких земель обусловлены микровключениями и эпитаксическими нарастаниями ксенотима или фергусонита (Вайнштейн и др., 1959).

Экспериментальные исследования по выщелачиванию TR из цирконов в различных средах показали, что в метасоматически измененных гранитах не менее 60% TR находятся в цирконе в сорбированном состоянии (Нарсеев, 1966₂).

Общеизвестна изоструктурность циркона и ксенотима. Было определено, что циркон может содержать до 4% ксенотима по весу (Deppen, Shields, 1956). Однако богатые редкими землями цирконы описываются как новые минеральные виды (Kimura, Hirouaka, 1936), хотя в них вместе с увеличением содержания редких земель наблюдается увеличение содержания и фосфора, возможно, в связи с наличием мельчайших включений редкоземельных фосфатов. На основании того, что в цирконе иттрий, скандий и фосфор переходят в кислотную вытяжку в эквивалентных количествах, предполагают нахождение этих элементов в цирконе в форме фосфатов (Горний, 1961). Описаны гранаты, содержащие свыше 20% ZrO_2 (Milton, Blade, 1958), хотя обилие циркона в них не редкость (Дудыкина, 1960).

Молибден установлен во многих акцессорных минералах Мегринского плутона: апатите, цирконе, монаците и уранините. Во многих случаях его присутствие не является результатом изоморфной примеси, а обусловлено наличием субмикроскопических выделений молибденовых минералов (Меликсетян, 1960₁).

Исследование особенностей вхождения элементов-примесей в магнетит, проведенное путем растворения этого минерала в 0,1 н. растворе HCl, показало, что в раствор переходит от 11 до 28% элементов-примесей, входящих в состав магнетита, и только эта их часть является изоморфной. Остальная часть элементов-примесей присутствует в магнетите в виде продуктов распада твердых растворов. Ведущее значение неизоморфной формы нахождения элементов-примесей объясняется значительным уменьшением изоморфной емкости магнетита в условиях земной поверхности (Чистяков, 1970).

При благоприятных условиях, когда редкие и рассеянные элементы достигают определенной концентрации, они могут образовывать самостоятельные минералы (Власов, 1956). 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 кристаллические включения. Мы знаем о постоян-

ном присутствии редких земель в эпидоте, гранате, флюорите, сфене, цирконе; скандия — в ортите, цирконе, эпидоте и гранате; циркония — в гранитах; гафния — в цирконах; ниобия — в касситерите, сфене, рутиле, но не всегда можем быть уверены, что эти элементы присутствуют в виде изоморфной примеси. Изучение особенностей содержания редких и рассеянных элементов в акцессорных минералах несомненно уточнит наши знания о форме их нахождения.

Изучение мельчайших минералов-включений, возможно, позволит выявить новые минералы, особенно таких элементов, как гафний, скандий, германий, рений, индий и др., концентрация которых в природных геохимических процессах столь мала, что они не образуют выделений, соизмеримых с обычными акцессорными минералами. На возможность существования подобных минералов указывал К. А. Власов (1956).

Эти мельчайшие минералы-включения привносят с собой ряд характерных редких элементов, присутствие которых в минерале-хозяине обычно объясняется изоморфными замещениями в его кристаллической решетке. При определении возможности изоморфного вхождения элемента в кристаллическую решетку минерала или его изоморфной «емкости», а также при выяснении распределения содержаний элементов по слагающим породе минералам, большую роль играет чистота анализируемого материала. Это особенно важно, если учесть возросшую чувствительность современных аналитических методов. Поскольку большинство исследуемых минералов имеет микровключения, рекомендуются специальные методы очистки: дробление до очень мелких классов с последующей флотацией или многократным центрифугированием и т. п.

Большое значение при подобных исследованиях имеет применение электрозондового микроанализатора. С его помощью сравнительно легко устанавливается, что значительная часть Sn, Nb и Ta в биотитах, W в мусковитах связана с микровключениями собственных минералов этих элементов. Появляется возможность определять различия в составе отдельных зон подобных микровключений (Руб и др., 1971; Ильин и др., 1972).

Рассматривая акцессорные минералы, как форму концентрации редких и рудных элементов, мы можем с известной долей условности пренебречь рассматриваемыми микровключениями, будь они первичные, захваченные минералом, или вторичные, обязанные распаду твердых растворов или изменению минерала-хозяина. И в том, и в другом случае они несут информацию о геохимических условиях среды минералообразования. Различать и тем более отделять микровключения, родственные от чуждых, в настоящее время не представляется возможным.

Глава III

СОДЕРЖАНИЕ РЕДКИХ И РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛАХ

Особенности состава акцессорных минералов, концентрирующих в себе в значительно большей степени по сравнению с породообразующими почти все редкие и рудные элементы гранитной магмы, должны явиться надежным подспорьем при решении петрологических или металлогенических вопросов. Первые исследования, предпринятые в этой области, дали весьма обнадеживающие результаты: установлено отличие в составе магнетита из гранитоидов различного генезиса (Фоминых, 1967; Вахрушев, 1962), уменьшение содержания олова в поздних генерациях сфена неоловоносных гранитов (Петрова, Легейдо, 1965) и т. д. Приводимые ниже данные позволяют судить о содержании элементов в одноименных акцессорных минералах из пород разного состава, генезиса и рудоносности.

ЦИРКОН

Циркон — один из наиболее широко распространенных акцессорных минералов: в частности, он встречается практически постоянно во всех разновидностях гранитоидов (табл. 6).

В цирконе концентрируется практически весь цирконий породы. Это обусловлено высоким зарядом циркония и значительно меньшим его ионным радиусом по сравнению с ионными радиусами катионов

Таблица 6

Средние содержания и частота встречаемости циркона в гранитоидах различного состава

Порода	Среднее содержание, г/г	Частота встречаемости, %
Граниты альбитизированные	1056,0	75
Граниты гибридные	304,0	100
Граниты биотитовые докембрийские	254,0	100
Кварцевые диориты — гранодиориты гранитные	182,3	100
Кварцевые диориты — плагиограниты габброидные	221,0	100
Граниты грейзенизированные	183,0	100
Аляскиты складчатых зон	160,0	100
Аляскиты платформ	193,0	100
Граниты лейкократовые	129,8	100
Граниты биотитовые послекембрийские	115,6	100
Пегматиты	62,0	97
Аплиты	45,0	100
Граниты двуслюдяные	25,0	100
Кварцевые жилы	6,0	88

таких петрогенных элементов, как К, Na или Ca, и семерной или восьмерной координацией циркония по отношению к кислороду, делающей невозможным замещение Al или Mg, обычно находящихся в шестерной координации. Все это препятствует рассеянию циркония в кристаллических решетках породообразующих минералов (FrondeU, 1957).

Содержание циркона в отдельных разновидностях гранитоидов неодинаково и определяется благодаря ограниченному изоморфному рассеянию циркония, не столько петрографическим составом породы, сколько изменением кислотности — щелочности магмы в процессе ее кристаллизации. По сравнению с гранодиоритами, связанные с ними биотитовые и лейкократовые граниты, относящиеся обычно к поздним фазам внедрения, а также и жильные породы содержат циркона в два-три раза меньше, что однозначно указывает на выделение главной массы циркония в породах ранних стадий кристаллизации.

Наиболее высокие содержания циркона (9,8—18,5 кг/т) установлены в измененных, альбитизированных, разностях гранитоидов. В этих породах частота встречаемости циркона снижается и составляет 75% вместо обычных 100%. Это указывает на то, что отдельные участки

Химический состав акцессор

Компоненты	Диорит	Гранодиорит	Гранит-порфир	Гранит	Гранодиорит	Гранит-порфир	Аляс-кит	Гранит щелочной	
	Казах-стан	Полярный Урал	Тува	Казах-стан	Узбекистан			Хабаров-ский край	Казах-стан
SiO ₂	30,50	32,64	32,79	28,90	31,44	30,20	28,80	31,80	28,90
ZrO ₂	67,00	63,03	61,31	61,00	65,40	63,80	58,46	63,50	63,80
HfO ₂	Следы	1,8				0,5			
TiO ₂	0,06	Не опр.	Следы	0,52		0,1	0,1		0,03
Nb ₂ O ₅			0,01				0,34	1,40	0,193
Ta ₂ O ₅							0,05		
TR ₂ O ₃	0,28	Не опр.	0,45	4,10	0,35	0,40	1,66	2,00	3,72
U ₃ O ₈						0,30	0,33		
Sc ₂ O ₃		1,19	2,51		0,14	0,53	2,06	0,26	
Al ₂ O ₃	0,24	0,21	1,01	1,40				0,30	2,26
Fe ₂ O ₃		0,20	0,42		0,34	0,70	5,20		
FeO		Не опр.	Следы		0,31	0,20	0,14		
MgO		0,61	1,58		Следы	0,00	Следы	0,06	
MnO	1,00				1,12	1,66	0,70		1,20
CaO	0,09			Следы	0,62	0,85	0,60		0,05
P ₂ O ₅		0,11							
H ₂ O			0,30		0,56	0,66	2,03		
Na ₂ O									
П.п.п.									
Сумма	99,17	99,79	100,38	95,92	100,28	99,90	100,47	99,32	100,15
Автор или литературный источник	Пута-лова, 1966	Соболев, 1965	В. В. Ля-хович	Го-гель, 1966	Азимов и др., 1965			Недаш-ковский, 1969	Пута-лова, 1966

альбитизированных гранитов являются участками растворения и выноса циркона, в то время как в других он откладывается, давая начало скоплениям этого минерала.

Среди гранитоидов Советского Союза высокими содержаниями циркона выделяются гранитоиды Украины, Балтийского щита, Восточного Забайкалья, Восточного Саяна и Казахстана.

Существует определенная взаимозависимость между содержанием циркона и других распространенных акцессорных минералов. Поскольку значительные содержания циркона обычно отмечаются в гранитоидах повышенной основности, высоким содержанием циркона в граните обычно соответствуют высокие содержания ортита, апатита, магнетита или сфена.

В гранитах циркон встречается в виде кристаллов нескольких генераций, указывающих на то, что время выделения этого минерала было весьма растянуто и охватывало как самые ранние, так и самые поздние этапы становления гранитных массивов. Наиболее ранние выделения представлены мелкими бесцветными или бледноокрашенными слабо радиоактивными и лишенными включений сложно ограненными

Таблица 7

ного циркона, вес. %

Гранитоиды докембрийские						Гнейсы и мигматиты				Рапакивидный гранит															
Украина																									
29,08	31,32	31,56	32,01	31,80	33,64	32,20	32,50	32,56	33,45	31,60	32,65	31,56	62,48	64,07	62,14	63,97	63,34	62,04	62,58	63,46	64,20	69,60	63,05	60,76	62,14
			1,28	1,53	He	0,09	1,53	1,29	He	1,90	1,95	2,10					0,04	0,09	0,02	0,05	0,27	0,21	0,40	0,15	
0,18	0,24	0,15	0,20	0,08	0,04	0,09	0,02	0,05	0,27	0,21	0,40	0,15													
0,76	0,32	0,43	0,73	0,35	0,25	0,25	0,15	0,17	0,72	1,02	0,96	0,43				0,033	0,65				0,12	0,04	0,04	—	
2,02	0,90	0,71	0,11	0,14	1,11	1,31	0,95	0,81	0,40	0,25	0,60	0,71	1,60	1,27	0,64	0,79	1,12	0,99	0,71	0,55	0,80	1,22	1,00	0,64	
0,28	0,21	0,74	0,05	0,08	0,21	0,14	0,12	0,18	0,43	0,09	0,40	0,74				0,07	0,01	0,21	0,14	0,12	0,18	0,43	0,09	0,40	0,74
0,72	0,42	1,13	0,08	0,14	0,88	0,66	0,35	0,46	0,11	0,06	0,06	1,13				0,63	0,04	0,88	0,66	0,35	0,46	0,11	0,06	0,06	1,13
0,28	0,04	0,53	0,63	0,77	1,03	0,20	0,38	0,91	He	He	He	0,63	1,15	0,44		0,04	0,01	1,03	0,20	0,38	0,91	0,11	0,05	0,20	0,53
		0,13	0,18						опр.	опр.	опр.	0,53													
									1,20	0,85	0,90	1,60													
98,55	99,23	98,66	100,123	100,20	100,19	99,67	99,77	99,34	99,99	100,35	100,03	99,76													
	Ивантишин, 1960				Орса, 1967					Матковский, 1971	Матвиенко 1971														

ми кристаллами, обычно включенными в биотит или плагиоклаз. Более поздние образуют крупные, темноокрашенные до непрозрачных, с многочисленными включениями, просто ограниченные кристаллы, расположенные в интерстициях или включенные в кварц и калиевый полевой шпат. Иногда наблюдается обрастание бесцветного раннего циркона более поздним темноокрашенным. Последний характеризуется пониженным двупреломлением и большим содержанием U и Th, по сравнению с предыдущей разновидностью. Его содержание составляет 5—20% от общей массы циркона.

В гранитоидах более поздних интрузивных комплексов (Туровский, 1960) или фаз (Шипулин, 1957; Баласанян, 1963) содержание темноокрашенного циркона обычно увеличивается.

Форма кристаллов является одной из наиболее отличительных особенностей циркона. Будучи весьма разнообразной и обусловленной комбинацией различных граней, в гранитах она сводится преимущественно к комбинации призм $\{100\}$ и $\{110\}$ и тупой $\{111\}$ и острых $\{311\}$ и $\{331\}$ дипирамид; причем последние, как правило, развиты слабо или отсутствуют.

Химический состав циркона непостоянен, что объясняется наличием не только изоморфных примесей, но и механических микровключений (табл. 7).

Редкие элементы в акцессорном цирконе

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. Их содержания иногда столь значительны, что подобные разновидности циркона получили специальные названия: богатые ураном — малаконы и циртолиты; ниобием — наэгиты; гафнием — альвиты; редкими землями — ямагутилиты и т. п. Наиболее часто эти разновидности встречаются в пегматитах, хотя малакон, циртолит и наэгит отмечаются и как акцессорные минералы гранитов.

При вычислении средних содержаний редких и рудных элементов в цирконе были использованы 590 количественных определений и, кроме того, результаты 190 полуколичественных спектральных определений Cu, Ga, Ge и Bi.

Вычисленные средние содержания и коэффициенты концентраций редких и рудных элементов в цирконе свидетельствуют, что наиболее значительны они для Hf, U, Y, Th, Sc, W, Sn, Nb, TR, Ta, т. е. как раз для тех элементов, которые могут замещать в кристаллической решетке циркона цирконий и для которых этот минерал может рассматриваться как надежный индикатор (табл. 8).

Гафний. Среднее содержание 11 567 г/т, коэффициент концентрации 11 567.

Содержание Hf неодинаково в цирконах гранитоидов различного петрографического состава. Обычно оно минимально в цирконе из наиболее основных разновидностей гранитоидов (табл. 9).

Аналогичная зависимость установлена (Краснобаев, Троянова, 1972) и для гранитоидов Урала, где цирконы дисритов — гранодиоритов содержат Hf 10 600—11 000 г/т, а биотитовых гранитов и аляскитов значительно больше — соответственно 11 900 и 16 400 г/т.

Средние содержания и коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в аксессуарном цирконе интрузивных гранитоидов

Элемент	Среднее содержание, г/т		K	Элемент	Среднее содержание, г/т		K
	в граните	в цирконе			в граните	в цирконе	
Hf	1,0	11 567,0	11 567,0	TR ₂ O ₃	350,0	4100,0	11,7
U	3,5	1 150,2	330,0	Ta	3,5	40,3	11,5
Y	34,0	3 196,8	94,0	Mo	1,0	9,8	19,8
Bi	0,01	0,8	80,0	Pb	20,0	112,0	5,6
Th	18,0	886,4	49,0	Be	5,5	30,2	5,5
Sc	3,0	142,7	47,0	Cu	20,0	30,8	1,5
W	1,5	65,6	44,0	Ge	1,4	0,4	0,3
Sn	3,0	54,0	18,0	Tl	1,5	0,36	0,2
Nb	20,0	239,0	14,0	Ga	20,0	0,4	0,02

Таблица 9

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном цирконе интрузивных гранитоидов различного состава, г/т

Элемент	Диориты — гранодиориты	Граниты		Гранитоиды (среднее)
		биотитовые	лейкократовые и аляскитовые	
Hf	11 122,0 (9)	11 952,0 (14)	11 371,0 (7)	11 567,0 (30)
U	1 051,0 (4)	1 200,0 (8)	1 150,0 (10)	1 150,2 (22)
W		65,6 (12)		65,6 (12)
Y	2 290,0 (10)	31 818,0 (11)	4 036,4 (11)	3 196,8 (32)
Bi	0,5 (42)	1,0 (90)	1,0 (24)	0,8 (156)
Th	1 442,0 (10)	667,5 (28)	1 112,5 (8)	886,4 (46)
Sc	63,1 (19)	156,3 (29)	260,0 (1)	142,7 (49)
Sn	35,0 (4)	68,6 (5)		54,0 (9)
Nb	70,0 (1)	188,5 (20)	475,0 (5)	239,0 (26)
TR ₂ O ₃	1 800,0 (11)	5 000,0 (14)	7 000,0 (5)	4 100,0 (30)
Ta	10,0 (1)	32,3 (11)	70,0 (4)	40,3 (16)
Mo	6,4 (4)	20,0 (2)	3,0 (1)	9,8 (7)
Be		10,7 (5)	34,3 (24)	30,2 (29)
Pb	24,0 (2)	200,0 (2)		112,0 (4)
Cu	38,8 (42)	27,5 (90)	29,8 (24)	30,8 (156)
Ge			0,4 (24)	0,4 (24)
Ga			0,4 (24)	0,4 (24)

В Северном Казахстане эти отличия менее существенны и циркон из гранодиоритов содержит Hf в среднем (10 определений в каждом случае) 13 300 г/т, из биотитовых гранитов 13 545 г/т, лейкократовых гранитов 13 363 г/т (Елисеева и др., 1968).

По сравнению со средним значительно больше Hf содержат цирконы гранитов Северного Казахстана (32 определения) — 13 406 г/т. Циртолит из этих же гранитоидов (20 определений) содержит Hf почти в 2 раза больше (табл. 10), чем циркон (Елисеева и др., 1968).

Средние содержания U, Th, Y, Hf в аксессуарном цирконе
гранитоидов Северного Казахстана, г/т
(Елисеева и др., 1968)

Минерал	U	Th	Y	Hf
Гранодиориты				
Циркон	720,0 (10)	1 612,5 (8)	2 290,0 (10)	13 300,0 (10)
Биотитовые граниты				
Циркон	1 070,0 (10)	1 180,0 (10)	3 181,8 (11)	13 545,4 (11)
Циртолит	12 460,0 (5)	17 420,0 (5)	13 760,0 (5)	26 400,0 (5)
Граниты лейкократовые и аляскистовые				
Циркон	1 028,6 (7)	1 128,6 (7)	4 036,4 (11)	13 363,4 (11)
Циртолит	5 246,7 (15)	16 820,0 (15)	17 266,6 (15)	22 000,0 (15)
Среднее по гранитоидам				
Циркон	929,63 (27)	1 304,0 (25)	3 196,8 (32)	13 406,1 (32)
Циртолит	7 050,0 (20)	16 970,0 (20)	16 389,9 (20)	23 100,0 (20)
Пегматиты				
Циртолит	11 600,0 (4)	42 000,0 (4)	12 250,0 (4)	21 000,0 (4)

Содержание Hf в цирконах гранитоидов акчатауского комплекса (Казахстан) несколько меньше среднего (5 определений) — 8450 г/т.

В процессе дифференциации содержание Hf в цирконе увеличивается и в цирконе пегматитов достигает 25 066 г/т (табл. 11). Непо-

Таблица 11

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном цирконе гранитоидов
и связанных с ними жильных пород, г/т

Элемент	Гранитоиды		Аплиты	Пегматиты	Кварцевые жилы
	интрузивные	измененные			
Hf	11 567,0 (30)	20 252,0 (4)	17 679,0	25 066,0 (6)	12 612,0 (1)
U	1 150,2 (22)			11 600,0 (4)	
Y	3 196,8 (32)			12 250,0 (4)	
Bi	0,8 (156)		3,5 (9)	1,0 (1)	
Th	886,4 (46)			7 500,0 (1)	
Sc	142,7 (49)	153,7 (6)	15,0 (2)	420,0 (17)	52,0 (1)
Sn	54,0 (9)	14,8 (1)		9,5 (1)	
Nb	239,0 (26)	1 431,0 (2)		105,0 (2)	147,0 (1)
TR ₂ O ₃	4 100,0 (30)	9 200,0 (3)	300,0 (2)	108 800,0 (5)	21 700,0 (1)
Ta	40,3 (16)	1 620,0 (1)		252,0 (2)	
Be	30,2 (29)	12,5 (1)		41,5 (4)	
Cu	30,8 (156)		27,5 (9)	2,3 (6)	5,0 (1)

стоянство содержания Hf в цирконе сказывается на изменении величины такой важной константы, как отношение циркония к гафнию. Наиболее четко устанавливается влияние петрографического состава породы на величину отношения Zr/Hf, причем чем сильнее отличие состава от нормального гранита, тем больше и величина отклонения. Большие значения этого отношения характерны как для цирконов из наиболее основных представителей семейства гранитоидов — кварцевых диоритов — 53, так и для цирконов роговообманковых сиенитов — 59. В обоих случаях циркон представлен светло-желтыми и бесцветными прозрачными призматическими кристаллами, и только в сиенитах наряду с ними появляются бурые короткопризматические и дипирамидальные кристаллы. Это подтверждает выводы ряда исследователей о возрастании цирконий-гафниевого отношения при переходе от кислых к основным и особенно щелочным породам (Вайнштейн и др., 1959; Костерин и др., 1958; Липова и др., 1957; Меликсетян, 1960₂; Fleischer, 1955₂).

Интересные данные приведены для циркона диоритового комплекса Австралии. В нем отмечаются повышенные значения отношения Zr/Hf в граюфировой фации гранитов, которая трактуется как зона их закалки. В случае зональных кристаллов цирконов отмечается некоторое возрастание величины отношения Zr/Hf к периферии кристаллов (Gilson, 1970). Уменьшение величины отношения Zr/Hf при переходе от цирконов диоритов (41—48) к цирконам гранитов (29—38) было подтверждено и более поздними исследованиями (Chessex, Delaloge, 1965).

Величина отношения Zr/Hf, определенная в цирконах гранитоидов различных провинций СССР, колеблется в довольно узких пределах, оставаясь равной 34—45 (Ляхович, Шевалевский, 1962). Близкие к этим отношения отмечались в цирконах из гранитов Украины — 37 (Тугаринов и др., 1956), Урала — 38, Восточного Казахстана — 41 (Липова и др., 1957), Армении — 40 (Меликсетян, 1960₂), Северной Киргизии — 36 (Костерин и др., 1958) и Узбекистана — 34 (Костерин и др., 1960).

Высокое содержание Hf и низкая величина отношения Zr/Hf характерны для расщепленных кристаллов или сферолитов циркона, встречающихся в гранитоидах (Липова и др., 1971). Кроме того, довольно отчетливо выявляется, что все более густо окрашенные цирконы также характеризуются более высоким содержанием Hf и соответственно меньшей величиной отношения Zr/Hf. В гранитах Казахстана наблюдается избирательное накопление Hf в метамиктных разностях циркона из наиболее молодых пород (Габов и др., 1965), что подтверждает более ранние сведения о том, что в комагматичной серии пород более молодые породы содержат наиболее богатый гафнием циркон (Heinrich, 1958).

Намечается вполне определенная возможность различать по содержанию Hf и величине цирконий-гафниевого отношения циртолиты пиднемагматического, пегматитового и метасоматического генезиса.

Циртолиты распространены и в альбитизированных гранитах, и в пегматитах. Однако несмотря на внешнее сходство, наблюдается определенное отличие в содержании Hf в циртолитах разного генезиса. Так, в циртолитах гранитов среднее содержание гафния 10 790 г/г, а

величина Zr/Hf колеблется от 50 до 27. В цирколитах пегматитов содержание Hf увеличивается еще больше, и величина отношения Zr/Hf соответственно уменьшается до 34—18. Цирколиты альбитизированных гранитов характеризуются более высоким содержанием Hf—до 30 000 г/т—и более низким значением отношения Zr/Hf, равным 21—13.

Более низкие содержания Hf характеризуют циркон основных и щелочных пород (табл. 12). В цирконе габбро Мегринского плутона,

Таблица 12

Средние содержания редких и рудных элементов в акцессорном цирконе различных типов пород, г/т

Элемент	Граниты интрузивные	Эффузивы кислые	Щелочные породы	Основные породы	Осадочно-метаморфические породы
Hf	11 567,0 (30)	3000,0 (3)	5420,0 (7)	6830,0 (3)	11 700,0 (50)
U	1 150,2 (22)		1066,7 (6)		2 100,0 (1)
W	233,3 (3)		30,0 (1)		
Y	3 196,8 (32)	1700,0 (3)	1500,0 (4)		
Bi	0,8 (156)		0,5 (15)		
Th	886,4 (46)	1100,0 (3)	688,0 (2)	4,5 (2)	
Sc	142,7 (49)	73,2 (5)	19,5 (2)		975,0 (1)
Sn	54,0 (4)		17,5 (4)		
Nb	239,0 (26)	200,0 (3)	245,0 (2)		
TR ₂ O ₃	4 100,0 (30)		1500,0 (5)	100,0 (1)	3 000,0 (1)
Ta	40,3 (16)				
Mo	9,8 (7)		36,0 (4)		
Be	30,2 (29)	4,7 (3)	29,0 (4)		
Pb	112,0 (4)		10,0 (2)		
Cu	30,8 (156)	230,0 (3)	41,0 (15)		

например, содержится Hf 7885 г/т, а щелочных сиенитов—4067 г/т (Меликсетян, 1960₂, 1963). На Урале цирконы габбро содержат Hf в среднем 6300 г/т, а из щелочных пород—8200 г/т (Краснобаев, 1971; Краснобаев, Троянова, 1972). В цирконе кимберлитов величина отношения Zr/Hf колеблется от 37 до 67, составляя в среднем 52 (Некрасов, Лебедева, 1968).

В щелочных породах Сыннырского массива выделяются три типа циркона по содержанию Hf (г/т): 5644 (6 определений), 14525 (6 определений) и 78500 (3 определения), характеризующие различные группы пород массива. Минимальные содержания Hf характерны для циркона ранних пород главной интрузивной фации. Концентрация Hf в цирконе возрастает в эндоконтактовых фациях пород—фенитах и либнеритизированных породах. Особенно сильно выделяется циркон лейкопуласкитов и канкринитовых фаций сиенитов апикальных зон, который по высокому содержанию Hf может быть отнесен к цирколитовой разновидности циркона (Тихоненкова и др., 1971).

Цирконий и гафний обладают сходными ионными радиусами (0,82 Å) и потенциалами ионизации (31,0 и 33,83 эв соответственно), что обуславливает относительно небольшие колебания величины отношения Zr/Hf в цирконах магматического генезиса. Однако несколько

меньший потенциал ионизации циркония приводит к тому, что при наложенных процессах цирконий переходит в раствор легче, чем гафний. Так, происходит закономерное изменение отношения Zr/Hf при различных метасоматических процессах (Вайнштейн и др., 1958).

Обычно процессы щелочного метасоматоза приводят к увеличению содержания Hf в цирконе, что снижает величину отношения Zr/Hf . Это было подтверждено рядом примеров (Бугаец, 1966). В цирконах мезозойских гранитов Дальнего Востока, например, величина отношений Zr/Hf колеблется в пределах 22—64, причем наиболее низкие значения характерны для циркона из альбитизированных гранитов.

В цирконах пегматитов и метасоматически измененных гранитов величина отношения Zr/Hf неизменно уменьшается за счет увеличения содержания Hf , причем при калиевом метасоматозе разница в миграционной способности циркония и гафния проявляется более резко, чем при натриевом (Тугаринов и др., 1956; Тугаринов, Вайнштейн, 1959). Возможно, именно поэтому наиболее низкая величина отношения Zr/Hf , равная 21—23, обычно характеризует густо окрашенные цирконы лейкократовых и аляскитовых гранитов. Подобное обогащение гафнием отмечалось и в цирконах аляскитовых гранитов Тувы (Ляхович, Шевалевский, 1962), Северной Киргизии (Костерин и др., 1958) и из лейкократовых гранитов Узбекистана (Костерин и др., 1960).

В цирконе установлено нормальное распределение Hf (Краснобаев и др., 1968). Изменение циркона под воздействием поздних процессов ведет к перераспределению содержаний в нем гафния, в результате чего величина стандартного отклонения отношения Zr/Hf возрастает до 0,0075, по сравнению с 0,0022 в неизменном цирконе (Gurrie, 1962).

В более поздних работах указывается, что Zr/Hf отношение в цирконах имеет большое значение для петрологии гранитов и установления источников материала для образования осадочных и метаморфических пород. На основании 340 анализов разных авторов показано, что в ряду пород от габбро до аляскита это отношение снижается примерно от 60 до 40, а затем в ряду от аляскита до нефелинового сиенита повышается до 90 (Kresten, 1970).

Уран. Среднее содержание 1150,2 г/т, коэффициент концентрации 330,0.

К вычисленному среднему близко среднее содержание U в цирконе гранитоидов, приводимое (Hurley e. a., 1957) по результатам 14 анализов и равное 1066 г/т. По данным Леоновой и др. (1961), среднее содержание U в цирконе гранитоидов значительно больше — 1600 г/т. По сравнению со средним несколько понижено содержание U в цирконе гранитоидов Северного Казахстана (27 определений) — 929,6 г/т (Елисеева и др., 1968). Также понижено содержание U и в цирконах гранитов акчатауского комплекса, где оно составляет (11 определений) — 800 г/т.

В гранитах Актауского массива (Западный Узбекистан) циркон содержит 1000 г/т U (Азимов, 1970). В породах Южно-Калифорнийского батолита содержание U возрастает с 305 г/т в цирконе тоналитов до 4600 г/т в цирконе из гранитов. Циркон биотитовых и роговообманковых гранитов Конвей, Нью-Гэмпшир, содержит близкое среднему ко-

личество U — 1202—1249 г/т (Ларсен, Фейр, 1956). В свежих цирконах гнейсов и гранитов среднее содержание U сходно и составляет 1800—2000 г/т (Sansonì, 1966), а по данным М. В. Ахмановой и Л. Л. Леоновой (1963), оно непостоянно и значительно увеличивается до 21 000 г/т в цирколите.

Изменение содержания U в гранитной магме или уменьшение количества минералов, кристаллические решетки которых могут включать в себя ионы U, приводит к закономерному изменению содержания этого элемента в цирконах из гранитоидов различного петрографического состава.

Так, в гранитоидах Северного Казахстана (см. табл. 10) при переходе от гранодиоритов к биотитовым или лейкократовым гранитам среднее содержание U в цирконе (10 определений) изменяется соответственно от 720 до 1070 или 1028,6 г/т.

Содержание U в цирконах зависит от комплекса факторов. В частности, оно связано с его растворимостью, так как отмечено интенсивное выщелачивание U морской водой из цирконов россыпей. В последних, по данным Сансони (Sansonì, 1966), среднее содержание U 300 г/т, в то время как в свежих цирконах гнейсов и гранитов оно равно 1800—2000 г/т. Содержание U в урансодержащих цирконах в значительной степени зависит от механизма размещения атомов урана в цирконе. Часто окислы урана образуют тончайшую пленку на поверхности циркона. Кроме того, повышенное содержание U в цирконе может быть связано с механической примесью в нем урансодержащих минералов или урансодержащей воды, не входящей в кристаллическую решетку этого минерала. Установлено, что в темных, загрязненных, трещиноватых и пятнистых цирконах содержание U более высокое, чем в чистых, прозрачных.

Согласно исследованиям (Yamaguchi, 1961) окраска цирконов является суммарным эффектом степени радиоактивности и продолжительности облучения. В этом свете интересны данные (Старик и др., 1959) о содержании U в различно окрашенных кристаллах циркона гранитов (в г/т); прозрачные белые и розовые цирконы — 300, желтые прозрачные цирконы — 700, малаконы молочно-белые — 1700, бурые малаконы — 3400. В гранитах Горного Алтая выделяются три генерации цирконов с закономерным изменением содержания U (в г/т): бесцветные прозрачные цирконы — 200, желтые прозрачные цирконы — 700, бурые малаконы — 1800.

Для цирконов гранитов Восточного Забайкалья также отмечалось увеличение их активности при переходе от бесцветных к светло-желтым и темно-бурым разновидностям (Ермолаев и др., 1969).

В цирконах гранитов Киото (Япония) уран распределен неравномерно, однако вполне определенно вырисовывается две группы кристаллов: бесцветные, прозрачные, слабо радиоактивные (200—300 г/т U) и окрашенные, трещиноватые, с содержанием урана 1000—7000 г/т (Hayase, 1954). В меловых гранитах Японии поздние цирконы обнаруживают бóльшую радиоактивность, чем ранние, что отражает тенденцию кристаллизующейся гранитной магмы к обогащению радиоактивными элементами в поздние стадии (Tomita, 1956). В гранитах Нигерии (Beer, 1952), ГДР, Индонезии (Schürmann e. a., 1956) по сравнению с бесцветными и прозрачными цирконами ранней генерации более

поздние и темные цирконы в двадцать раз более радиоактивны. То же характерно и для поздних цирконов гранитов Казахстана (см. табл. 10).

Иногда наблюдается большая радиоактивность мелких кристаллов циркона по сравнению с крупными (Derwille a. oth., 1956; Willgallis, 1970; Silver, 1961). В последнем случае содержание U в кристаллах циркона различного размера изменялось с 510 г/т в крупных (200 меш.) до 574 г/т в мелких (400 меш.). В мальсбургском граните высокие содержания U (4200—5040 г/т) характерны для мелких цирконов, распространенных в центре массива, в цирконе из краевых фаций урана значительно меньше — 1260—840 г/т (Willgallis, 1970).

В цирконах различных дифференциатов гранитной магмы количество U неодинаковое. В Северном Казахстане (см. табл. 10) циртолит гранитоидов содержит U в среднем (20 определений) 7050 г/т, а пегматитов (4 определения) — 11 600 г/т (Елисеева и др., 1968). В Центральном Казахстане циркон из гранитов главной интрузивной фазы содержит 2570 г/т U, а из гранитов дополнительной интрузии — 3720 г/т и из жильных гранитов — 2170 г/т (Баранов, Ду Ле-тянь, 1961₂).

Четкое, обычно двукратное, обогащение ураном наблюдается в цирконе гранитоидов поздних интрузивных фаз, что отмечалось нами в гранитах Казахстана; Л. Л. Леоновой и Л. В. Таусоном (1958) — в гранитах Тянь-Шаня, В. А. Ермолаевым (1964) — в гранитах Восточного Забайкалья. Содержание U в цирконе отражает и процессы эманационной дифференциации. Так, на примере Горного Алтая установлено, что радиоактивность цирконов апикальных частей в пять раз превышает радиоактивность циркона глубинных частей гранитных массивов (Баженов, 1962).

Среди пород различного состава наиболее высокие содержания U характерны для циркона гранитоидов (см. табл. 12). Циркон из щелочных сиенитов Армении содержит U 400 г/т (Меликсетян, 1961), из сиенитов Тянь-Шаня — 1000 г/т (Леонова, Гаврилин, 1961), из сиенитов Кузнецкого Алатау — от 180 до 3100 г/т (Осипов, Журавлев, 1970), а из кимберлитов — 70 г/т (Илупин, Козлов, 1970) или даже 7—28 г/т (Ahrens e. a., 1967).

Иттрий. Среднее содержание 3196,8 г/т, коэффициент концентрации 94,0.

Содержание Y неодинаково в цирконах гранитоидов различного состава. Наиболее высокие содержания Y характерны для цирконов лейкократовых и аляскитовых гранитов (см. табл. 10). В гранитоидах Северного Казахстана среднее содержание Y в цирконе при переходе от гранодиоритов через биотитовые к лейкократовым и аляскитовым гранитам увеличивается в 2 раза (Елисеева и др., 1968).

В поздних генерациях циркона иттрия значительно больше. Так, по сравнению со средним содержанием Y в цирконах гранитоидов Северного Казахстана, в циртолитах тех же пород оно значительно выше, а в циртолитах пегматитов — несколько меньше (см. табл. 10). Особенно много Y отмечается в малаконе — от 16 000 до 34 000 г/т (Denpen, Shields, 1956).

В цирконе липаритовых порфиринов Армении содержание Y близко среднему и составляет 1000—3000 г/т (Мнацаканян, 1965). Значи-

тельно более высокие его содержания установлены с помощью электронного микронзонда в цирконе из дайковых порфиридов альгонка Тюрингенского Леса. В нем определено 13 000—92 000 г/т. Установлено также, что Y обогащает отдельные зоны роста зерен цирконов, не образуя самостоятельного минерала ксенотима, и, следовательно, может замещать Zr в структуре циркона (Görz, White, 1970).

Специальные исследования показали, что высокие содержания в малаконе P_2O_5 не связаны с примесью ксенотима (Kimura, Hirouaka, 1936). Это позволяет предполагать следующую схему изоморфного замещения циркония иттрием: $Y^{3+} + P^{5+} \rightarrow Zr^{4+} + Si^{4+}$. Однако с помощью расшифровки ЭПР характеристик дырочного центра O^- выявлен возможный способ стабилизации гетеровалентного изоморфизма. Замещение $Y^{3+} \rightarrow Zr^{4+}$ сопровождается одновременным переходом $O^{-2} \rightarrow O^-$ (Бершов, 1971).

Висмут. Среднее содержание 0,8 г/т, коэффициент концентрации 80,0.

Наиболее значительное обогащение висмутом наблюдается в цирконах аплитов (см. табл. 11), где среднее содержание этого элемента превышает в 350 раз кларк висмута в граните. По сравнению с гранитами в цирконах из щелочных сиенитов висмута несколько меньше (см. табл. 12).

Торий. Среднее содержание 886,4 г/т, коэффициент концентрации 49,0.

По одним данным (Леонова, 1962) содержание Th в цирконах составляет от 75 до 2100 г/т, в среднем 500—600 г/т, а по другим (Hurley, Fairbairn, 1957) — оно еще ниже — 362,5 г/т (14 определений). По сравнению со средним, значительно обогащены торием цирконы гранитоидов Северного Казахстана (см. табл. 10) и гранитов акчатауского комплекса — в среднем (24 определения) — 5069 г/т. Особенно много Th (до 12 000 г/т) в цирконах гранитов Актауского массива (Азимов, 1970). В последнем случае вероятно анализировался циртолит. Содержание Th в цирконе меняется в зависимости от петрографического типа гранитоида. Обычно оно выше в цирконе из основных разновидностей гранитоидов (см. табл. 9 и 10).

Наблюдается обогащение торием циркона поздних дифференциатов (см. табл. 11). В гранитоидах Мегринского плутона содержание Th в цирконах возрастает с 800 г/т в породах ранних фаз до 3500 г/т в породах поздних фаз (Меликсетян, 1968). В цирконах пегматитов, по сравнению с цирконом гранитов, оно значительно увеличивается и может достигать 7500 г/т, а в циртолитах — 4000—137 400 г/т (Леонова, 1962). В циртолитах пегматитов Северного Казахстана среднее содержание Th почти в 2,5 раза больше, чем в циртолитах гранитов (см. табл. 10). В цирконах кислых эффузивных пород количество Th близко к среднему (см. табл. 12).

Наиболее высокие содержания тория отмечены в циртолитах — 35 112—120 560 г/т (Norton, 1957). В пределах кристаллов циркона Th распределен неравномерно. Часть его адсорбирована, часть обособлена в виде включений (Haberlandt, 1953).

По сравнению с гранитами более низкие содержания Th характерны для цирконов щелочных и основных пород (см. табл. 12). Так, циркон щелочных сиенитов Армении содержит Th 616 г/т (Меликсетян,

1963), а кемберлитов — 50 г/т (Илупин, Козлов, 1970), а по другим данным (Ahrens *et al.*, 1967) — только 1,8—7,2 г/т. Содержание Th в цирконе из нефелиновых сиенитов Кольского полуострова составляет 760 г/т и на его долю приходится 6% общего тория породы (Поляков, 1970).

Радиоактивность циркона является показателем содержания Th в гранитной магме во время образования циркона (Morgan, Auer, 1941; Ford, Ollier, 1955).

Отношение Th/U — константа для акцессорного циркона, выделенного из индивидуального гранитного плутона. Ее величина колеблется в пределах 0,2—0,6, хотя в крупных кристаллах циркона пегматитов она менее постоянна (Hurley, Fairbairn, 1955). Аналогичная величина отношения Th/U (0,6—0,7) установлена в цирконе гранитоидов Тянь-Шаня (Леонова, 1962).

Результаты изучения распределения урана и тория в 72 образцах акцессорного циркона гранитных пород показали, что частотные графики распределения содержания обоих элементов положительно асимметричны и близки к логнормальным. Дисперсия концентрации тория явно больше, чем дисперсия концентрации урана; причиной этого может быть разница в ионных радиусах U и Th (Ahrens, 1965).

Скандий. Среднее содержание 142,7 г/т, коэффициент концентрации 47,0.

Наиболее высоким содержанием Sc обладают цирконы лейкократовых и двуслюдяных гранитов (см. табл. 9, 11). В цирконе гранитов массива Шалтас (Казахстан) оно несколько ниже среднего — 110 г/т. Более высокие содержания Sc характерны для цирконов пегматитов. Так, для цирконов пегматитов Борщевочного хребта они в среднем (16 определений) составляют 444 г/т (Дудыкина, 1960), а для цирконов гранитов и пегматитов чудново-бердичевского комплекса Украинского кристаллического щита — 200—300 г/т. В коростенских гранитах и пегматитах наибольшие содержания Sc отмечены для цирконов — в основном 100 г/т, а в отдельных случаях 1500 г/т (Ивантишин, 1960).

Особенно значительно увеличивается содержание Sc в цирконах пегматитов. Например, в цирконе из гранодиоритов Челябинского массива (Урал) его 80 г/т, а из пегматитов — 500—600 г/т (Львов, Петрова, 1964). Циртолит кварц-флюоритовых пегматитов Казахстана содержит Sc до 2386 г/т (Семенов и др., 1966). В цирконах из жильных пород — аплитов и кварцевых жил — скандия меньше, чем в цирконах из гранитов (см. табл. 11). Меньше скандия также в цирконах из кислых эффузивов (см. табл. 12).

В цирконе метаморфических пород содержание Sc весьма велико и может достигать 975 г/т (Орса и др., 1967). Характерно, что количество иттрия и фосфора в скандиеносных цирконах пропорционально количеству скандия. Это позволит предполагать наличие следующей схемы изоморфного замещения: $Sc^{3+} + P^{5+} \rightarrow Zr^{4+} + Si^{4+}$.

Вольфрам. Среднее содержание 65,6 г/т, коэффициент концентрации 44,0.

В цирконах гранитоидов Мегринского плутона, с которыми связано медно-молибденовое оруденение, содержание W колеблется от 100 до 300 г/т, оставаясь во всех случаях выше вычисленного среднего. В цирконе из амуджикано-шахтаминских гранитов оно достигает

50 г/т, а из олекминских и нерчуганских гранитов значительно меньше (Казицын и др., 1967). Значительно меньше вольфрама в цирконе гранитов акчатауского комплекса (Казахстан), где его в среднем (10 определений) 13,4 г/т и только в цирконе рудоносных гранитов массива Акчатау до 250—410 г/т. В цирконе из липаритовых порфиров Армении установлено содержание W 30—300 г/т (Мнацаканян, 1965). При переходе от циркона к циртолитам щелочных пород Армении содержание W увеличивается с 30 до 300 г/т (Меликсетян, 1969).

Олово. Среднее содержание 54,0 г/т, коэффициент концентрации 18,0.

Значительно больше Sn (132—160 г/т) по сравнению со средним содержат цирконы оловоносных гранитов Северо-Востока СССР (Некрасов, 1966). Повышено содержание олова и в цирконе гранитов Дальнего Востока, где оно (3 определения) составляет 76 г/т. Подобное обогащение оловом циркона рассматривается как признак потенциальной рудоносности магматического очага (Говоров и др., 1970). В количестве от следов до 300 г/т олово установлено в цирконе гранитоидов северо-западной части Украинского щита (Галецкий, Зинченко, 1970).

Низкие содержания Sn (10—30 г/т) характерны для цирконов неоловоносных гранитоидов Мегринского плутона (Меликсетян, 1968). Почти в 4 раза меньше содержание Sn в цирконе измененных гранитоидов (см. табл. 11), что свидетельствует о том, что в образовании концентрации этого элемента большую роль играют процессы экстракции олова из различных минералов. Цирконы сиенито-диоритов и тоналитов Малого Кавказа, для которых допускается генетическая связь с основной магмой, также характеризуются низким содержанием Sn — 20—40 г/т (Мустафаев, 1965).

В цирконе из пегматитов щелочных гранитов и из связанных с этими гранитами альбититов (Коваленко и др., 1968) содержание Sn значительно ниже среднего — соответственно 9,5 г/т и до 14,8 г/т. В щелочных породах мегринского комплекса Армении наблюдается увеличение содержания Sn при переходе от циркона к циртолиту — с 10 до 30 г/т (Меликсетян, 1969).

Ниобий. Среднее содержание 239,0 г/т, коэффициент концентрации 14,0.

Ниобий присутствует в цирконах довольно постоянно, хотя и в незначительном количестве. Его наибольшие средние содержания установлены в цирконе лейкократовых гранитов (см. табл. 9). По данным М. В. Кузьменко и Е. М. Еськовой (1968), циркон диоритов содержит Nb < 1 г/т. В цирконе гранитов среднее содержание Nb (3 определения) составляет 420 г/т; из биотитовых редкометалльных гранитов — 1190 г/т; из щелочных редкометалльных гранитов — 390 г/т и достигает максимума (15 330 г/т) в цирконе литиево-слюдистых редкометалльных гранитов. Ниобиевая разность циркона — наэгит отмечалась в гранитах Приморья (Руб, 1956) и аляскитах Узбекистана (Воловикова, 1958; Елисеева, 1958), где он образует призматические или бипирамидальные кристаллы зеленоватой окраски.

Сильно повышенные содержания Nb в цирконе измененных гранитов (см. табл. 11) позволяют связывать их с микровключениями тантало-ниобатов, количество которых в подобных гранитоидах возраста-

ет. Содержания Nb, превышающие среднее, установлены в цирконе гранитоидов Карпато-Балканских гор (3 определения) — 533,3 г/т (Arsenijević, 1967); они непостоянны в цирконе гранитоидов Мегринского плутона — 100—1000 г/т (Меликсетян, 1968).

Пониженными значениями Nb обладают цирконы гранитов Каибского массива — менее 70 г/т (Знаменский и др., 1957) и Дальнего Востока (14 определений) — 218 г/т (Говоров и др., 1970).

В отдельных случаях наблюдается значительное обогащение ниобием цирконов гранитов поздних интрузивных фаз. Так, циркон из главной фазы массива Акчатау содержит Nb 28 г/т, а из гранитов второй дополнительной интрузии — 476 г/т. Отчасти это может быть объяснено наличием микровключений тантало-ниобатов, содержание которых в гранитах дополнительной интрузии увеличивается в 2,5 раза.

Если в цирконе гранитных пегматитов среднее содержание Nb (2 определения) — 105 г/т, то в цирконе щелочных пегматитов оно значительно больше — 1260 г/т (Кузьменко, Еськова, 1968). Циркон из щелочных сиенитов Армении содержит Nb 70 г/т (Меликсетян, 1963), а из миасцитов и биотитовых сиенитов Вишневых гор — 140—350 г/т (Еськова и др., 1959).

Редкие земли. Среднее содержание 4100,0 г/т, коэффициент концентрации 11,7.

Данные табл. 9 свидетельствуют о том, что минимальные средние содержания TR (1800 г/т) характеризуют цирконы из диоритов — гранодиоритов, а максимальные (7000 г/т) — цирконы из лейкократовых гранитов и аляскитов.

По сравнению с вычисленным средним, более высокие содержания TR — 11 376 г/т — установлены в цирконе гранитов Планского плутона (Болгария), характеризующихся в то же время незначительным содержанием собственно редкоземельных акцессорных минералов (Алексиев и др., 1969). В цирконах из гранитов Верх-Исетского массива (Урал) содержание TR колеблется от 2200 до 5100 г/т (Бушляков, 1969₂). В изученных цирконах гранитов оно подвержено известным колебаниям и составляет в среднем 4100 г/т. Наиболее ранние прозрачные цирконы, встречающиеся в неизмененных гранитах, содержат меньше TR, чем поздние темноокрашенные цирконы. Бурые цирконы аплитов и пегматитов богаче TR, чем бурые цирконы гранитов.

В процессе дифференциации количество TR в акцессорном цирконе увеличивается и в среднем в цирколите пегматитов достигает 108 800 г/т (см. табл. 11). В цирконах пегматитов Японии содержание TR достигает 8—16% (Kimura, Hironaka, 1936). В цирконах гранитных пегматитов оно больше, чем в цирконах гидротермальных образований (Bjoerlykke, 1937; Ляхович, Баринский, 1961). Влияние процессов дифференциации находит свое отражение в обогащении TR периферических зон кристаллов циркона. Так, содержание редких земель в крупных зональных кристаллах циркона, описанных Ларсеном (Larsen, Waring, 1953), составляет во внешней зоне, представленной метамиктным материалом, 39 000 г/т, а в центральном ядре, сложенном свежим цирконом, — 6000 г/т.

По сравнению с цирконом известково-щелочных гранитов циркон щелочных гранитов значительно богаче TR.

Аналогичное содержание — 10 500 г/т — было определено в цирконе щелочных гранитов Кольского полуострова (Белодипецкий и др., 1967₂), а в цирконах щелочных гранитов Казахстана среднее содержание TR значительно больше — до 37 200 г/т (Путалова, 1963).

В щелочных гранитах на долю циркона приходится 6% общего количества TR породы, а в фенитизированном щелочном граните — уже 50% (Недашковский и др., 1969₂). Это указывает на большую роль процессов метасоматоза в экстракции TR из разрушающихся породообразующих минералов с их последующим отложением в виде собственных минералов или преобладающей концентрацией в немногих аксессуарных минералах.

В цирконе щелочных пород TR меньше (см. табл. 12).

Более низкие содержания TR₂O₃ (3000 г/т) установлены в щелочных сиенитах Армении (Меликсетян, 1963), а циркон кимберлитов обладает наиболее низким средним содержанием TR (9 определений) — 15 г/т (Некрасова, Гамянина, 1968).

В цирконах преобладает иттриевая группа редких земель, что и следовало ожидать, исходя из сходства ионных радиусов циркония и тяжелых лантаноидов. По нашим данным (Ляхович, 1962₁), цирконы неизмененных гранитов характеризуются комплексным составом редких земель с преобладанием элементов иттриевой подгруппы. В цирконах из одних районов (Восточный Саян) легкие лантаноиды полностью отсутствуют, в то время как в других (Восточное Забайкалье) они содержатся в значительных количествах. Аналогичным примером, отражающим геохимические особенности гранитоидов различных регионов или различного генезиса, могут служить цирконы гранитов Планского плутона Болгарии, являющиеся по составу TR селективно иттриевыми (Алексиев, 1969), и цирконы гранитов Верх-Исетского массива (Урал), в которых преобладает цериевая подгруппа TR (Бушляков, 1969₂).

Кроме того, помимо изменения общего содержания TR наблюдается также и закономерное изменение отношения $\Sigma Ce/\Sigma Y$ в сторону его уменьшения в цирконе поздних генераций гранитов и цирконе пегматитов, обусловленное возрастающей ролью иттриевой группы TR (Ляхович, Баринский, 1961).

Высокие значения коэффициентов распределения тяжелых лантаноидов между цирконом и гранитами, равные 10—100 и более (Nagasaki, 1970), также свидетельствуют о преобладающей их концентрации в этом минерале.

Цирконы альбитизированных гранитов, а также пегматитов и аплитов, представленные бурой цирколитовой разностью, обладают селективно иттриевым составом редких земель с четко выраженным максимумом на иттербии. Повышенное содержание урана в подобных цирконах, может быть, объясняет накопление в них значительных количеств иттриевых земель, тесная связь которых с ураном была установлена и для ряда других минералов (Минеев, 1960). Для цирконов щелочных гранитов возможны как цериевые, так и иттриевые составы TR. Чаще отмечаются последние (Коваленко и др., 1969). В кимберлитах состав TR в цирконах резко селективно иттриевый (Некрасова, Гамянина, 1968).

Присутствие TR в цирконе обычно объясняется изоморфным замещением $Zr^{4+} + Si^{4+} \leftarrow TR^{3+} + P^{5+}$. Однако опыты по выщелачиванию TR и P из цирконов установили, что эти элементы переходят в раствор практически полностью в первые 15—30 мин (Нарсеев, 1966), что свидетельствует о сорбционной природе вхождения, по крайней мере, части этих элементов. Специальные исследования изоморфного вхождения Tb, Tm и Y в кристаллическую структуру циркона позволили считать, что Tb и Tm в цирконе замещают Zr^{4+} , находясь в аномальных валентных состояниях Tb^{4+} и Tm^{2+} (Бершов, 1971).

С присутствием редкоземельных ионов в необычных валентностях могут быть связаны аномалии в оптических (окраска), люминесцентных и особенно термолюминесцентных свойствах циркона, которые необходимо учитывать при генетических сопоставлениях цирконов по этим свойствам.

Тантал. Среднее содержание 40,3 г/т, коэффициент концентрации 11,5.

По данным М. В. Кузьменко и Е. М. Еськовой (1968), цирконы диоритов содержат Та меньше 1 г/т, редкометальных гранитов (9 определений) — 66 г/т, а литиево-слюдистых редкометальных гранитов достигают максимума в 5002 г/т. Содержания Та ниже среднего (9 определений) — 6,2 г/т — установлены для циркона гранитов Дальнего Востока (Говоров и др., 1970), а выше среднего — для циркона гранитов Тянь-Шаня — 82 г/т (Азимов, Хамрабаев, 1966), Горного Алтая — 110 г/т (Знаменский и др., 1957) и Казахстана — 100—800 г/т (Красильникова, Летников, 1969). В цирконе измененных гранитов количество Та может сильно увеличиваться, и в отдельных случаях оно достигает 1620 г/т, что, вероятней всего, объясняется наличием микровключений тантало-ниобатов.

При постмагматических процессах различия в химических свойствах Nb и Та проявляются резко (Герасимовский, Венкина, 1960), поэтому, например, в цирконах поздних фаз по сравнению с цирконами раннемагматического генезиса наблюдается увеличение содержания Та относительно Nb. Следовательно, изменение величины отношения Nb/Та может служить мерой отличия цирконов магматического и метасоматического генезисов. В цирконе поздних дифференциатов Та больше, чем в цирконе гранитов (см. табл. 11).

По данным М. В. Кузьменко и Е. М. Еськовой (1968), в цирконе гранитных пегматитов содержание Та (2 определения) составляет 252 г/т, а в цирконе щелочных пегматитов — 410 г/т.

Молибден. Среднее содержание 9,8 г/т, коэффициент концентрации 9,8.

К вычисленному среднему близко содержание Мо в цирконе гранитов амуджикано-шахтаминского комплекса — 10 г/т, и несколько повышено оно в цирконе гранитов Северного Тянь-Шаня — 20 г/т (Рехарский, 1970). Можно говорить о повышенном, по сравнению со средним, содержании Мо в цирконе гранитоидов, с которыми связано молибденовое оруденение. Так, в цирконе из рудоносных гранитоидов Далидага Мо в среднем (28 определений) 20 г/т (Эфендиев, Гейдаров, 1959), а из гранитоидов Мегринского плутона по одним данным (5 определений) — 5,7 г/т (Демин и др., 1968), по другим (Меликсетян, 1968) — 10—30 г/т. Имеются также сведения о том, что содержание

Мо в цирконе рудоносных гранитов подвержено колебаниям — от 13,2 до 109,9 г/т (Студеникова и др., 1960). Значительно повышено содержание Мо в цирконе рудоносных гранитоидов акчатауского комплекса, где оно составляет в среднем (9 определений) — 80 г/т, достигая в отдельных случаях 120—180 г/т, очевидно, за счет микровключений молибденита.

В щелочных породах Армении наблюдалось возрастание содержания молибдена при переходе от циркона к циртолиту с 50 до 60 г/т в породах мегринского комплекса и с 3 до 30 г/т — в породах тежсарского комплекса (Меликсетян, 1969).

Свинец. Среднее содержание 112,0 г/т, коэффициент концентрации 5,6.

В цирконах биотитовых гранитов Pb больше, чем в цирконах гранодиоритов (см. табл. 9). Непостоянное содержание Pb (20—30—75 г/т) характерно для цирконов гранитоидов Малого Кавказа, для которых предполагается связь с основной магмой (Мустафаев, 1966), однако во всех случаях оно ниже среднего в цирконе интрузивных гранитоидов.

В цирконе гранитоидов, с которыми связано полиметаллическое рудопроявление, содержание Pb иногда значительно превышает среднее, достигая 250 г/т (Рабинович, 1959). В цирконе гранитов США его установлено 461 г/т (Tilton e. a., 1955). Следует, однако, учитывать, что значительная часть Pb в цирконе докембрийских гранитов имеет радиогенное происхождение.

Бериллий. Среднее содержание 30,2 г/т, коэффициент концентрации 5,5.

Близкое среднему количество Be установлено в цирконе гранитов Гиссарского плутона — 4—30 г/т (Мельниченко и др., 1968₁) и значительно больше его в цирконе гранитов Карпато-Балканских гор — 300 г/т (Arsenijevic, 1967). В цирконе щелочных гранитов среднее содержание Be (14 определений) — 13,6 г/т (Коваленко и др., 1968), т. е. ниже, чем в цирконе известково-щелочных гранитов. По сравнению с цирконом среднекарбонатовых гранодиоритов Гиссарского хребта, содержащим Be 30 г/т, в цирконе верхнекарбонатовых гранитов этого элемента несколько больше — 40 г/т (Баратов, 1966).

В поздних дифференциатах таких, как лейкократовые граниты, содержание Be в цирконе в 3 раза больше среднего (см. табл. 9), а в пегматитах — в 4 раза (см. табл. 11), что подтверждает установленную ранее тенденцию этого элемента накапливаться в поздних продуктах кристаллизации. Значительно ниже содержание Be в цирконе кислых эффузивов (см. табл. 12), что, возможно, указывает на его удаление из магмы вместе с другими летучими компонентами.

Медь. Среднее содержание 30,8 г/т, коэффициент концентрации 1,5.

Содержание Cu в цирконе из гранодиоритов несколько больше, чем в цирконе биотитовых и лейкократовых гранитов (см. табл. 9), и много больше, чем в цирконе из жильных пород, особенно из пегматитов (см. табл. 11). В цирконе щелочных сиенитов оно несколько выше, чем в гранитах (см. табл. 12).

В гранитоидах Мегринского плутона, с которыми связано Си-Мо-оруденение, содержание Си в цирконе сильно повышено и составляет

100—300 г/т (Меликсетян, 1968), что отчасти может быть объяснено микровключениями халькопирита, обильного в этих гранитоидах. Аналогичные показатели (100—300 г/т) установлены и в цирконе кислых эффузивов Армении (Мнацаканян, 1965).

Таллий. Среднее содержание 0,36 г/т, коэффициент концентрации 0,2. Шоу (1959) установил в цирконе присутствие Tl в количестве 0,37 г/т.

Галлий. Среднее содержание 0,4 г/т, коэффициент концентрации 0,02.

В цирконе гранитов Приазовья среднее содержание Ga значительно выше и составляет (5 определений) 1,9 г/т (Марченко и др., 1966). Еще больше Ga определено в цирконе щелочных пород Ясманского массива (Средняя Азия) — 500 г/т (Ифантопуло, 1969).

Индикаторные признаки аксессуарного циркона

1. Согласно полученным данным (см. табл. 8, 9) в наибольшей степени в цирконе концентрируются такие элементы, как Hf, U, W, Y, Bi, Th, Sc, Sn, Nb, TR, количества которых в десятки раз превышают содержания этих элементов в граните.

Высокая степень концентрации в цирконе этих элементов позволяет использовать их содержания как надежный индикатор при решении различных вопросов о рудоносности гранитоидов, глубине эрозионного среза гранитных массивов, наличия нескольких интрузивных фаз, времени выделения циркона и др.

2. Состав циркона может отражать степень концентрации редких элементов в поздних продуктах кристаллизации.

Среди гранитоидов различного состава наиболее высокие содержания Nb, Ta, U, Th, Y, TR, Hf, Sc, Be присущи циркону из лейкократовых гранитов и аляскитов — пород, слагающих обычно поздние интрузивные фазы, и в которых возможности к кристаллохимическому рассеянию этих элементов в решетках других минералов весьма ограничены. Они повышены и в цирконе пегматитов.

В многофазном Мегринском плутоне (Армения) в процессе магматической дифференциации содержание Th в цирконе гранитоидов поздних интрузивных фаз увеличивается от 800 до 3500 г/т, U — от 600 до 1600 г/т, Nb — от 100 до 1000 г/т, редких земель — от 600 до 7000 г/т. Одновременно содержание Hf в цирконе возрастает в ходе магматической дифференциации от 11 300 г/т в цирконе гранитоидов I интрузивной фазы до 14 000—15 200 г/т в цирконе гранитоидов поздних фаз и до 25 000—35 500 г/т в цирконе аплитов и пегматитов (Меликсетян, 1968).

В цирконе поздних фаз гранитных интрузивов Прибайкалья наиболее значительное обогащение показано для Nb, Ta и Sn (табл. 13).

В тех случаях, когда подобное увеличение содержаний в цирконе не устанавливается, можно говорить о преобладании кристаллохимического рассеяния в ранние этапы кристаллизации и об отсутствии тенденции редких и рудных элементов накапливаться в поздних продуктах.

В процессе дифференциации гранитной магмы наиболее значительное обогащение ураном, TR и гафнием наблюдается в цирконе пег-

матитов. Последнее имеет следствием уменьшение такой характерной величины, как отношение Zr/Hf в цирконе пегматитов (табл. 14).

Эту особенность циркона можно использовать для установления относительного времени выделения отдельных генераций этого минерала, а также — различных интрузивных фаз в сложно построенных массивах. Например, изучение содержания U в цирконах гранитного батолита Тенсей в Японии позволило установить, что он был сформирован в три фазы, различающиеся по содержанию циркона и по содержанию в нем U (Ukai e. a., 1959).

Не только содержания, но и вариации в величине отношений Th/U, Nb/Ta, $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$, Zr/Hf в цирконах различных пород, их жильных дериватов и метасоматически измененных разностей могут оказать неоценимую услугу при решении различных петрологических вопросов.

Низкие значения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ или Th/U в цирконе в соответствии со склонностью ΣY и U накапливаться в поздних дифференциатах могут служить надежным указанием на позднее время формирования минерала или включающей его породы. Так, было установлено, что в цирконах гранитоидов поздних фаз по сравнению с цирко-

Таблица 13

Содержание редких элементов в цирконе гранитов многофазного Биту-Джидинского массива, г/т

(Косалс, Мазуров, 1970)

Фазы	Mo	Sn	Nb	Ta
I	2,0	8,0	66,5	83,6
II	2,0	10,0	77,0	11,5
III	3,0	14,0	175,0	229,6

Таблица 14

Изменение содержания Hf в цирконе гранитоидов и связанных с ними жильных пород, %

Район	Порода	ZrO ₂	HfO ₂	ZrO ₂ /HfO ₂
Западная Тува, Бай-Тайгинский массив	Гранит лейкократовый	49,0	1,20	41,0
	Пегматит	42,0	1,55	27,0
Западная Тува, Карахальский массив	Гранит биотитовый	64,0	1,73	37,0
	Аплит	50,0	2,90	20,0
Урал, Мурзинский массив	Гранит биотитовый	51,0	1,38	37,0
	Пегматит	64,0	2,90	22,0
Урал, Джабык-Карагайский массив	Гранит биотитовый	59,0	1,60	37,0
	Пегматит	60,0	7,10	8,5
Армения, Мегринский плутон	Гранит	56,3	1,42	40,0
	Пегматит	62,0	3,55	18,0

нами пород ранних фаз наблюдается общее увеличение содержания радиоактивных элементов и уменьшение отношения Th/U, так как содержание урана возрастает в большей мере, чем содержание тория (Меликсетян, 1961).

В граните присутствуют, по меньшей мере, две разновидности циркона: более ранний светлоокрашенный обычный циркон и более позд-

ний — темноокрашенный циртолит, обычно в той или иной мере изотропизированный. Они весьма существенно отличаются по содержанию редких элементов; наиболее обогащен ими циртолит. Табл. 10 дает достаточно полное представление о различии в составе этих двух разновидностей циркона.

С помощью флюоресценции легко выделять различные генерации циркона, характеризующиеся неодинаковым содержанием U или Th. Желтоватая флюоресценция циркона зависит от примеси урана и тория, красная обусловлена самарием и тербием, зеленая — диспрозием (Foster, 1948).

3. Рассматривая особенности содержания редких элементов в цирконе неизменных и измененных гранитов (см. табл. 11), можно убедиться, что в последних он содержит больше Nb, Ta, TR, Hf и меньше Sn и Be. Это позволяет предположить существенную роль привноса для первых и большую роль экстракции для вторых, осуществляемую растворами, производившими общее изменение гранитоида.

4. Особенности состава циркона могут быть использованы при выяснении генезиса включающей его породы.

Среди гранитоидов различного генезиса цирконы автохтонных гранитоидов выделяются большим, по сравнению с цирконом интрузивных гранитоидов, содержанием Sc, Th и TR (табл. 15), т. е. как раз тех элементов, кларки которых в осадочных породах выше, чем в кислых интрузивных. Среднее содержание Hf в осадочных породах в 6 раз превышает таковое в кислых извержениях. Цирконы осадочных и осадочно-метаморфических пород также содержат значительное количество Hf — 11 200—11 700 г/т соответственно (Краснобаев, 1971). Поэтому весьма вероятно, что цирконы автохтонных гранитов будут характеризоваться более высоким содержанием Hf, чем цирконы интрузивных гранитоидов.

Для Украины Е. А. Марченко (1966) отмечал, что цирконы платформенных гранитоидов так же, как и цирконы осадков, обогащены редкими элементами — гафнием, торием и лантаноидами. Циркон докембрийских гранитов Среднего Приднепровья, например, содержит TR₂O₃ до 7200 г/т (Орса и др., 1967). Отчасти это может быть объяснено метасоматическими процессами, активное участие которых в формировании гранитоидов этого типа общепризнано. Подтверждением может явиться и значительно повышенное содержание TR и Sc в цирконе измененных гранитов (см. табл. 11).

Таблица 15

Средние содержания редких и рудных элементов в акцессорном цирконе гранитоидов различного генезиса, г/т

Элемент	Гранитоиды		
	интрузивные	автохтонные	габбровой формации
Hf	11 567,0 (30)	11 039,0 (9)	
U	1 150,2 (22)	550,0 (4)	
W	233,3 (3)		
Y	3 196,8 (32)		
Th	886,4 (46)	23 248,0 (2)	
Sc	142,7 (49)	171,0 (3)	
Sn	54,0 (9)		50,0 (2)
Nb	239,0 (26)		
TR ₂ O ₃	4 100,0 (30)	4 400,0 (14)	
Ta	40,3 (16)		
Mo	9,8 (7)		
Pb	165,0 (4)		52,0 (2)
Cu	200,0 (2)		1,0 (2)

Таблица 16

Среднее содержание и состав TR в акцессорном цирконе различных типов пород (ΣTR 100%)

Порода	La	Ce	Pr	Nb	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Граниты палингенные интрузивные (8)	6,51	12,61 $\Sigma 28,77$	2,26	7,39	1,76	—	10,29 $\Sigma 30,11$	1,51	13,54	3,01	19,69	3,26 $\Sigma 41,14$	15,68	2,51
Граниты метасоматические автохтонные (12)	5,68	11,40 $\Sigma 29,13$	2,06	9,99	4,02	0,33	5,30 $\Sigma 23,63$	0,70	10,51	2,77	14,07	3,16 $\Sigma 47,23$	24,72	5,28
Гнейсы и мигматиты (8)	7,24	13,95 $\Sigma 40,69$	1,71	17,79	5,92	—	7,82 $\Sigma 27,30$	1,36	10,25	1,95	10,11	1,66 $\Sigma 32,00$	19,66	0,57
Щелочные породы (6)	2,20	4,83 $\Sigma 11,94$	1,50	3,41	2,81	0,30	9,24 $\Sigma 39,63$	3,20	18,04	6,04	18,10	3,08 $\Sigma 48,40$	22,97	4,25

Генезис гранитоида накладывает отпечаток и на состав TR в цирконах. По сравнению с интрузивными гранитоидами циркон автохтонных гранитов, в формировании которых большую роль играли метасоматические процессы, содержит несколько больше тяжелых лантаноидов (табл. 16). Последнее характерно также и для циркона пегматитов.

Если для гранитов, геологические и петрографические наблюдения над которыми позволяют предполагать их нормальномагматическое происхождение, величина Zr/Hf довольно постоянна и равна 35—40, то для гранитов, образовавшихся в результате метасоматического преобразования осадков, эта величина меньше. В то же время увеличение значения этого отношения может служить указанием на значительные масштабы ассимиляции, имевшей место при формировании изучаемого гранитного тела.

Среди докембрийских гранитоидов Русской платформы и Украинского кристаллического щита выделяются две группы пород, отличающиеся величиной отношений Zr/Hf в цирконах (Ляхович, Шевалевский, 1965). Одна из них характеризуется наличием циркона с максимальной величиной Zr/Hf (45—55), характерной для цирконов из основных разновидностей гранитоидов, богатых Са и Fe и нередко имеющих гибридное происхождение. Другая группа объединяет гранитоиды, циркон которых содержит гафния значительно больше, вследствие чего величина Zr/Hf уменьшается до 40—25 при большом его непостоянстве. Подобные признаки свойственны цирконам гранитоидов, значительно измененным щелочно-метасоматическими процессами. В то же время имеются наблюдения, свидетельствующие о том, что при гранитизации пород величина Zr/Hf в цирконах возрастает (Габов и др., 1965).

Минимальная величина Zr/Hf в аляскитах позволяет предпола-

гать, что эти породы могут в ряде случаев образовываться в результате калиевого метасоматоза гранитов. Последний сопровождается выносом части циркония, что приводит к относительному обогащению гафнием вновь образующихся цирконов.

Судя по тому, что цирконы габбро характеризуются весьма низким содержанием TR (100 г/т), можно полагать, что аналогичные содержания будут наблюдаться и в цирконе гранитоидов габбровой формации. Последние характеризуются и более низким по сравнению с цирконом интрузивных гранитоидов содержанием Sn и Pb (см. табл. 15), отражая, таким образом, известные геохимические отличия кислых и основных пород.

Среди гранитов Горного Алтая цирконы гранитоидов Калбинского комплекса, относящихся к гранитной формации, отличаются от цирконов гранитов садринского и змеиногорского комплексов, для которых допускается генетическая связь с основной магмой, большим содержанием Y — 556,5 и 22,1 г/т и Hf — 583,5 и 35,7 г/т соответственно (Амшинский и др., 1964).

Известный отпечаток на состав циркона, по-видимому, могут накладывать условия формирования включающей его породы. Так, циркон эффузивных порфиритов содержит в среднем больше Ti, Cu, Hf, Be, чем циркон субинтрузивных порфиритов, в котором больше Pb, Zn, Sn, Sc, Y (Кравченко, 1969).

Для цирконов гранитов Дальнего Востока характерны более высокие содержания иттрия, редких земель, урана и тория, чем для цирконов липаритов и невадитов (Руб, 1970).

5. Состав циркона может быть использован в качестве индикатора рудоносности гранитоидов. Это основывается на том, что иногда устанавливается связь между повышенным содержанием Sn, Mo и W в цирконе и соответствующей рудоносностью гранитоида.

В цирконе оловоносных гранитов Северо-Востока СССР повышено по сравнению со средним в 2—3 раза содержание Sn; в молибденоносных гранитах Малого Кавказа — в 3—10 раз — содержание Mo. По данным полуколичественного спектрального анализа, значительно повышены содержания W в цирконе гранитов Северного Кавказа (1000 г/т), Тувы (2334 г/т) и Горного Алтая (3668 г/т), с которыми связаны W и W—Mo минерализация или рудопроявления. Цирконы гранитоидов, с которыми связано полиметаллическое или медно-молибденовое оруденение, характеризуются повышенным содержанием Pb и Cu.

Можно сослаться также на данные В. С. Кудрина и М. А. Кудриной (1965), согласно которым цирконы гранитов Тувы, сопровождающихся цирконий-ниобиевой минерализацией, содержат Ta 82—245 г/т и Nb 1260—5470 г/т. Цирконы гранитов Калбы, продуктивных на тантал, содержат Ta 110 г/т (Знаменский, 1957). По данным М. В. Кузьменко и Е. М. Еськовой (1968), содержания Nb и Ta в цирконе из редкометальных гранитов в 70—120 раз больше вычисленного среднего для циркона интрузивных гранитоидов.

Эти особенности состава циркона, который в преобладающей массе является позднемагматическим по времени выделения, отражают относительное накопление рудных элементов в поздних продуктах кристаллизации рудоносной гранитной магмы.

6. Большой интерес представляет выяснение взаимозависимости между содержаниями различных элементов в цирконе и, в первую очередь, между теми, которые могут замещать в его структуре ионы Zr^{4+} , т. е. Hf^{4+} , U^{4+} , Ti^{4+} , Sn^{4+} , TR^{3+} , Y^{3+} и Sc^{3+} с соответствующей компенсацией зарядов в последних случаях путем замещения Si^{4+} на P^{5+} .

Раньше указывалось, что с увеличением содержания урана в цирконе в нем соответственно увеличивается и содержание гафния. Более поздние исследования не подтвердили этого (Липова, Шевалевский, 1961). Более того, в обычном нематамиктном цирконе, практически лишенном урана и тория, отмечено содержание 22—24% HfO_2 (Levinson, Vorup, 1959).

В цирконах из гранитоидов Среднего Приднепровья отсутствует корреляционная связь между Hf и U , Hf и Th (Орса, 1965). Судя по наблюдениям над другими минералами, существует прямая зависимость между содержаниями Sc и Th или Y и U в минерале (Минеев, 1960).

7. Графики частот распределения редких элементов в цирконе неодинаковы для различных элементов (рис. 1).

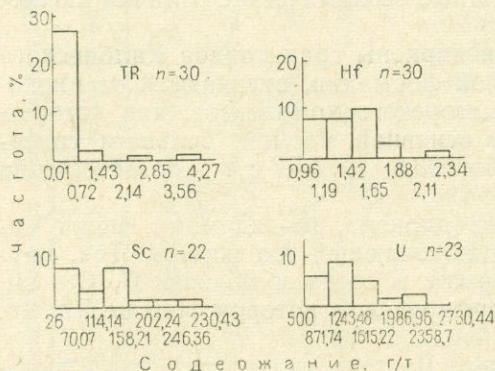


Рис. 1. Гистограмма распределения редких элементов в аксессуарном цирконе гранитоидов

Наибольшей эксцессивностью характеризуется распределение TR . Это свидетельствует о том, что основная доля содержаний попадает в модальный интервал и полученное среднее вполне представительно. Отдельные «ураганные» содержания TR (35 600—42 700 г/т), вероятно, связаны с наличием микровключений редкоземельных минералов.

Содержания остальных элементов более непостоянны, так как их графики характеризуются меньшей эксцессивностью и, как следствие, большей дисперсией содержаний. Последнее может свидетельствовать о многообразии причин, оказывающих влияние на содержание этих элементов в цирконе. Из них наиболее симметрично распределение частот содержаний урана и гафния, в то время как у скандия наблюдаются элементы двувершинности.

АПАТИТ

Апатит — один из наиболее распространенных аксессуарных минералов гранитоидов. Однако, хотя он и встречается постоянно во всех разновидностях, содержания его не выдержаны и определяются в основном петрохимическим типом гранитоида (табл. 17).

Наибольшие содержания апатита отмечены в кварцевых диоритах и гибридных разновидностях гранитоидов. Богатство этих пород кальцием, осаждающим находящийся в магме P_2O_5 в виде апатита, объясняет высокие содержания в них этого минерала. Влияние Ca подтверждается своеобразием распространения апатита: его повышенными содержаниями в более основных приконтактовых и апикальных частях гранитных массивов.

Концентрация апатита в гибридных гранитоидах — обычное явление (Ляхович, Червинская, 1960). Гибридные гранитоиды Челябинского массива содержат до 5,4 кг/т апатита. И. Х. Хамрабаев (1958) описал дайки микрогранита, залегающие в известняках, и содержание до 10% апатита.

Среди пород, богатых апатитом, особое место занимают древние аляскинтовые граниты платформ, в которых апатита в 4 раза больше, чем в биотитовых гранитах. Это, вероятнее всего, связано с тем, что аляскинты образовались в результате метасоматического изменения более основных пород типа плагиогнейсов, содержащих, как и все породы, повышенное количество фосфора. Кальций, высвобождающийся при замещении плагиоклаза микроклином, давал начало скоплениям апатита. С аналогичным процессом связано и повышенное количество апатита в грейзенизированных и двуслюдяных гранитах, формирование которых сопровождалось притоком значительного количества фосфора.

В жильных породах апатита значительно меньше, чем в биотитовых гранитах, причем самые низкие содержания характерны для кварцевых жил. В породах, длительное время подвергавшихся выветриванию, апатит может полностью исчезнуть (Норре, 1962). Среди гранитоидов Советского Союза наиболее обогащены апатитом граниты Северо-Востока СССР, Русской платформы и Восточного Забайкалья.

В гранитоидах апатит встречается в виде призматических кристаллов, для которых характерна ассоциация с другими широко распространенными кальцийсодержащими минералами гранитоидов — сфеном и ортитом. Форма, размер, окраска и состав апатита определяются петрохимическим типом гранитоида, степенью его изменчивости и временем выделения апатита.

Непостоянство этих признаков указывает на существование нескольких генераций этого минерала. Наиболее ранние магматические апатиты представлены бесцветными, прозрачными длиннопризматическими или игольчатыми кристаллами. Их раннее выделение подтверждается находением в обсидианах (Елисеева, 1960) или в виде включений во вкрапленниках гранит-порфиров (Соболев и др., 1959). Позд-

Таблица 17

Среднее содержание и частота встречаемости апатита в гранитоидах различного состава

Порода	Среднее содержание, г/т	Частота встречаемости, %
Граниты гибридные	2010,93	100
Аляскинты платформенные	1529,12	90
Кварцевые диориты — гранодиориты гранитной формации	884,8	100
Граниты грейзенизированные	692,60	67
Граниты биотитовые докембрийские автохтонные	626,6	100
Аляскинты геосинклиналей	542,25	100
Граниты двуслюдяные	517,0	97
Граниты биотитовые послекембрийские интрузивные	447,6	100
Кварцевые диориты, плагиограниты габбровой формации	417,67	100
Граниты альбитизированные	348,62	92
Граниты лейкократовые	140,2	100
Кварцевые жилы	102,42	94
Пегматиты	79,57	90
Аплиты	40,52	96

немагматические апатиты представлены призматическими и короткопризматическими кристаллами, грани и ребра которых в той или иной степени корродированы. Они нередко окрашены в голубоватые тона и содержат включения циркона, рутила и 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. Кристаллы нередко окрашены в голубовато-синие и желтые тона. Среди них встречаются скелетные и футлярообразные формы и сростки из двух и более кристаллов. На метасоматический генезис подобного апатита, помимо приуроченности повышенных содержаний к измененным гранитоидам, могут также указывать низкие содержания в нем TR_2O_3 и наличие в его составе хлора и SO_3 (Васильева, Калинин, 1961).

Таким образом, форма и окраска кристаллов апатита могут быть использованы для суждения о времени его выделения; наиболее низкотемпературные апатиты окрашены и представлены кристаллами толстотаблитчатой формы.

Состав аксессуарного апатита подвержен известным колебаниям, содержания Ti , Mg , Fe наиболее значительны в апатите из гранодиоритов и минимальны в апатите из биотитовых и лейкократовых гранитов, в то время как наибольшие содержания марганца характерны для апатита из измененных гранитов (табл. 18).

Редкие элементы в аксессуарном апатите

При вычислении средних содержаний редких и рудных элементов в апатите было использовано 345 частных количественных определений, из которых 251 заимствовано из литературы. Кроме того, приводятся данные 168 полуколичественных спектральных анализов, характеризующие содержание в апатите Zr , W , Cu , Pb , Bi , Sc , Ga и Be .

Рассматривая средние содержания и коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в аксессуарном апатите интрузивных гранитоидов, можно заметить, что в наиболее значительной степени в нем концентрируются Bi , U , TR , Th , Sn , Mo , W . Большинство названных элементов геохимически связаны с Ca и могут замещать его ионы, находящиеся в структуре апатита в семерной и девятерной координациях (табл. 19). Для них апатит является наиболее чутким и надежным минералом-индикатором. В апатите не концентрируются Co , Pb , Be , Ga .

В и с м у т. Среднее содержание 1,6 г/т, коэффициент концентрации 160.

Среди гранитоидов различного состава максимальные содержания висмута установлены в апатите лейкократовых гранитоидов (табл. 20). Более высокое содержание висмута наблюдается и в апатите аплитов (табл. 21) и основных пород (табл. 22).

У р а н. Среднее содержание 96,4 г/т, коэффициент концентрации 28.

Предполагается, что в апатите Ca замещается U . Это доказывается симбатностью кривых содержания этих элементов в зоне выщелачивания, близостью ионных радиусов U^{4+} (0,97 Å) и Ca^{2+} (0,99 Å). С целью проверки возможности частичного замещения кальция ураном в ре-

Химический состав акцессорного апатита, вес. %

Компоненты	Диориты — гранодиориты												Граниты биотито- вые
	Северо- восток СССР	Восточное Забай- калье	Восточный Саян		Урал				Азербайджан		Украина	Восточное Забай- калье	
CaO	53,62	53,78	52,00	54,32	52,41	55,13	55,10	54,69	54,63	54,84	54,38	53,34	53,06
SrO		0,20	2,60		0,09	0,07	0,13	0,03	0,07				0,39
BaO	Не опр.												
MnO	0,43	0,43	0,07	0,07	0,05	0,14	0,07	Не опр.	Не опр.	0,11	0,08	0,05	0,11
MgO	Не опр.	Не опр.		0,19	0,25	Сл.	0,20	0,25	Не опр.	0,18	0,22	0,36	Не опр.
FeO												0,79	
Fe ₂ O ₃	0,72	0,33		0,46	1,00	0,30	0,47	0,55	0,35	0,31	0,28		0,30
Al ₂ O ₃	2,06	0,47		0,62	2,60	0,67	0,23	0,74	0,45	0,49	0,29		0,70
TR ₂ O ₃	0,48	0,50	0,80	2,23	0,15	0,40	0,34	0,74	0,07	0,34	0,48	0,45	0,61
TiO ₂	0,18	Не опр.		0,14	0,45	0,03	0,40	0,20	0,10	0,06	0,05		Не опр.
ZrO ₂	5,00												
SiO ₂	0,77	0,70	1,24	0,34	3,50	0,20	0,50	0,56	0,65	0,73	0,58	0,88	0,56
P ₂ O ₅	29,63	40,05	41,35	40,49	37,40	41,45	41,01	41,07	42,10	41,01	40,71	42,85	46,90
F	10,23	3,34		2,48	2,50	2,00	2,79	2,19	2,12	2,60	2,88	1,50	3,41
Cl	0,69								0,06				
H ₂ O	0,39	Не опр.		0,17	0,10	0,10	0,11	0,27		0,16	0,15	0,05	Не опр.
П.п.п.		1,37			0,30	0,40			0,20				1,43
Сумма	104,20	101,17	98,06	101,51	100,80	100,89	101,35	100,55	100,80	100,83	101,46	100,42	107,47
Автор или литератур- ный источник	В. В. Ляхович											Шербак, 1961	В. В. Ля- хович

Компоненты	Граниты биотитовые					Граниты лейкократовые и аляскитовые	Граниты измененные						
	Горный Алтай	КМА	Кавказ	Горный Алтай	Украина		Горный Алтай	Северо-восток СССР	Горный Алтай	Северный Кавказ	Горный Алтай		
CaO	53,03	55,20	53,73	53,98	53,17	53,34	51,29	53,59	54,48	54,50	53,21	53,29	53,95
SrO			0,06				0,09			0,10			
BaO	He опр.												
MnO	1,08	0,03	0,08	1,20	0,85	0,44	2,95	1,33	1,32	0,07	2,12	2,13	1,76
MgO	He опр.		He опр.			0,25	0,23			He опр.			
FeO						1,60							
Fe ₂ O ₃	0,89		0,95	0,27	0,32		0,49		0,28	0,85	0,34	0,36	0,20
Al ₂ O ₃	He опр.		1,25	0,82	0,34				0,36	1,03	0,33	0,45	0,60
TR ₂ O ₃	1,12	0,59	0,80	0,47		0,22	0,62	0,41	0,70	0,30			
TiO ₂	0,50		0,50	0,11	0,14		0,30			0,05	0,06	0,03	Сл.
ZrO ₂													
SiO ₂	1,58		1,30	0,40	1,07	0,96	0,92	0,70	0,63	0,70	0,25	0,24	0,30
P ₂ O ₅	40,29	42,10	38,20	42,06	41,79	41,75	40,84	41,96	40,62	40,72	42,10	41,85	42,11
F	2,73	3,20	4,38	2,00	2,80	1,70	2,75	3,40	3,14	2,53	1,80	2,80	2,80
Cl	0,11		0,20			0,10				0,06			
H ₂ O						0,03	0,14						
П.п.п.			0,28							He опр.			
Сумма	101,33	101,12	101,73	100,84	100,95	100,39	100,62	101,39	101,53	100,91	100,21	101,15	101,72
Автор или литературный источник	В. В. Ляхович			Архипенко и др., 1964		Щербак, 1961	В. В. Ляхович			Архипенко и др., 1964			

шетке апатита были поставлены опыты по получению урансодержащих хлорapatита и фторapatита. Полученные результаты позволяют говорить, что при высокой температуре U входит в решетку апатита в количествах, меньших чем 0,1% (Carobbi, Mazzi, 1959).

В результате исследования акцессорного апатита, выделенного из гранитоидов каледонского возраста Северного Казахстана было установлено, что наряду с равномерно распределенным U, вошедшим в минерал при его кристаллизации (16—24 г/т), присутствует неравномерно распределенный U, связанный с заключительными этапами кристаллизации, наложенными процессами и минералами-включениями (Берзина и др., 1971).

Среди гранитоидов различного петрографического состава наиболее значительное среднее содержание урана установлено в апатите биотитовых гранитов (см. табл. 20).

Более высокие содержания U были установлены в черном апатите гранитов Памира — 475—493 г/т (Акрамов, 1968₁).

Известны, однако, и более низкие, по сравнению с вычисленным средним, содержания U. Так, в апатите гранитоидов U (19 определений) — 79,5 г/т (Hurley, Fuirbairn, 1957), в апатите гранитов (2 определения) — 62,5 г/т (Altschuller, Clarke, 1958).

В апатите гранитов Калифорнийского батолита U 47 г/т (Ларсен, Фейр, 1956).

Вагнер (Wagner, 1968) показал, что содержание U в апатите колеблется от 10 до 200 г/т и его можно использовать для определения абсолютного возраста по трекам деления. По другим данным (Carobbi, Mazzi, 1959), содержание U в апатитах магматического генезиса изменяется от 10 до 100 г/т, хотя есть сведения, что при высокой температуре U может входить в кристаллическую решетку апатита в количествах до 1000 г/т.

Альтшулер и Кларк (Altschuller, Clarke, 1958) детально изучили геохимическое поведение U в апатите и установили, что в первичных апатитах магматических пород содержание U колеблется от 10 до 100 г/т, а в осадочных морских апатитах — от 50 до 200 г/т. В апатите изверженных пород находится U⁴⁺ до 66% от всего его количества в минерале, а отношение U⁴⁺:U⁶⁺ отражает условия кристаллизации магмы.

В процессе магматической дифференциации наблюдается увеличение содержания U в апатите. Так, при переходе от гранитов главной

Таблица 19

Средние содержания и коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в акцессорном апатите интрузивных гранитоидов

Элемент	Среднее содержание, г/т		K
	в кислых породах (кларк)	в апатите	
Bi	0,01	1,6	160,0
U	3,5	36,4	28,0
TR	350,0	6900,0	17,0
Sn	3,0	50,7	17,0
Mo	1,0	13,0	13,0
W	1,5	17,3	11,5
Th	18,0	178,0	10,0
Mn	600,0	3239,0	5,4
Y	34,0	152,7	4,5
Zr	200,0	626,0	3,1
Sr	300,0	751,4	2,5
Cu	20,0	27,3	1,3
Sc	3,0	3,3	1,1
Pb	20,0	10,0	0,5
Tl	1,5	0,23	0,15
Be	5,5	0,8	0,1
Ga	20,0	1,5	0,08

Средние содержания редких и рудных элементов в акцессорном апатите интрузивных гранитоидов различного состава, г/т

Элемент	Диориты — гранодиориты	Граниты		Гранитоиды (среднее)
		биотитовые	лейкократовые и аляскитовые	
Bi	0,5 (49)	1,0 (65)	2,0 (20)	1,6 (134)
U	56,6 (5)	103,6 (30)	82,8 (5)	96,4 (40)
TR	6300,0 (33)	7200,0 (36)	8100,0 (6)	6900,0 (75)
Sn	45,0 (1)	53,5 (2)		50,7 (3)
Mo	1,0 (7)	20,0 (12)		13,0 (19)
W	30,0 (49)	10,0 (65)	10,0 (20)	17,3 (134)
Th	97,0 (2)	190,4 (13)		178,0 (15)
Y		152,7 (2)	169,0 (1)	152,7 (2)
Zr	500,0 (49)	800,0 (65)	365,0 (20)	626,0 (134)
Sr	728,0 (11)	844,7 (7)	554,0 (2)	751,4 (20)
Cu	32,0 (49)	25,3 (65)	23,0 (20)	27,3 (134)
Sb		1,5 (65)	8,1 (24)	3,3 (89)
Pb		10,0 (3)		10,0 (3)
Be	0,2 (49)	1,0 (65)	1,75 (20)	0,8 (134)
Ga	1,0 (49)	2,0 (65)	1,5 (20)	1,5 (134)

Таблица 21

Средние содержания редких и рудных элементов в акцессорном апатите гранитоидов и связанных с ними жильных пород, г/т

Элемент	Гранитоиды интрузивные	Аплиты	Пегматиты	Кварцевые жилы
Bi	1,6 (134)	5,0 (4)	2,0 (8)	1,5 (3)
U	96,4 (40)			
TR ₂ O ₃	6900,0 (75)		6800,0 (4)	5900,0 (2)
Sn	50,7 (3)			
Mo	13,0 (19)			
W	17,3 (134)	50,0 (4)		
Th	178,0 (15)		7920,0 (1)	
Y	152,7 (2)		3064,7 (2)	
Zr	626,0 (134)	50,0 (4)	50,0 (8)	117,5 (3)
Sr	751,4 (20)	90,4 (1)		282,0 (1)
Cu	27,3 (134)	27,5 (5)	5,0 (8)	20,8 (3)
Sc	3,3 (89)			
Pb	10,0 (3)		40,0 (2)	
Be	0,8 (134)	4,0 (4)	2,4 (9)	5,0 (3)
Ga	1,5 (134)	2,5 (4)		

к гранитам дополнительной интрузивной фазы массива Кызылтау содержание U в апатите увеличивается со 160 до 279 г/т (Баранов, Ду Ле-тянь, 1961₂). В апатите докембрийских гранитов Украины содержание U колеблется от 0,21 до 0,44 г/т (Бартницкий и др., 1969), в среднем оно составляет 0,32 г/т, что значительно ниже содержания U в апатите послекембрийских интрузивных гранитоидов.

Средние содержания редких и рудных элементов в акцессорном апатите различных типов пород, г/т

Элемент	Граниты интрузивные	Щелочные породы	Основные породы
Bi	1,6 (134)	0,4 (12)	4,0 (5)
U	96,4 (40)	173,3 (6)	6,8 (2)
TR ₂ O ₃	6900,0 (75)	13 100,0 (54)	2724,0 (25)
Sn	50,7 (3)	19,0 (4)	
Mo	13,0 (19)		
W	17,3 (134)		
Th	178,0 (15)	240,7 (4)	70,0 (6)
Y	152,7 (2)	84,5 (21)	242,5 (2)
Zr	626,0 (134)	1 550,0 (3)	230,0 (5)
Sr	751,4 (20)	5 175,3 (7)	1025,0 (7)
Cu	27,3 (134)	29,8 (12)	32,0 (5)
Sc	3,3 (89)		
Pb			
Be	0,8 (134)		
Ga	1,5 (134)		3,0 (1)

По сравнению с апатитом интрузивных гранитоидов более высокие содержания U характерны для апатита из щелочных пород, а более низкие — из основных (табл. 22). Правда, апатит сиенитов Швейцарии содержит U 60 г/т (Labhart, Rybach, 1971). Среди пород Тянь-Шаня среднее содержание U в апатите скарнов больше (120 г/т), чем в апатите гранитов, в котором оно составляет 30 г/т (Леонова, Погиблова, 1961).

В измененных породах Кузнецкого Алатау апатит из граносиенитов содержит U от 0,3 до 69,5, в среднем (4 определения) 33,1 г/т; из щелочных габброидов несколько больше — от 18,0 до 86,0, в среднем (5 определений) 44,2 г/т (Осипов, Журавлев, 1970).

Среди изверженных пород Приморья среднее содержание U в апатите пироксенитов (2 определения) — 20 г/т, т. е. в два раза ниже, чем в апатите нефелиновых сиенитов (3 определения) — 40 г/т (Расс, 1964). Еще меньше (7,7 г/т) U в апатите долеритов Кузбасса (Осипов, Журавлев, 1965).

Следует отметить, что изменение минерального состава породы значительно сказывается на роли апатита в общем балансе урана. Так, в богатых сфеном граносиенитах на долю апатита приходится 3—6% от общего содержания урана в породе, а в бедных сфеном щелочных габброидах уже 27—46% общего урана породы. Этот пример, учитывая большую изоморфную емкость сфена, наглядно свидетельствует о большом влиянии, которое может оказать кристаллохимическое рассеяние на способность редких элементов концентрироваться в поздних продуктах кристаллизации, вплоть до образования собственного минерала, т. е. на проявление рудогенерирующей способности гранитов.

Редкие земли. Среднее содержание 6900 г/т, коэффициент концентрации 17.

Очевидно, благодаря наличию ионов Ca^{2+} в семерной и девятиерной координации наблюдается большая изоморфная емкость апатитов в отношении различных редких земель. Среди них известны как существенно цериевые разности (бритолит, беловит), связанные с щелочными породами, так и существенно иттриевые (абукумалит), связанные с гранитными пегматитами. Происходящие при этом гетеровалентные изоморфные замещения осуществляются по схеме $\text{TR}^{3+} + \text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+}$. Образуясь в широком диапазоне температур, апатит является благоприятным минералом, позволяющим проследить поведение редкоземельных элементов в течение длительного времени становления интрузий.

В гранитоидах различного состава наблюдается постепенное увеличение содержания TR в апатитах при переходе от диоритов к лейкократовым гранитам (см. табл. 20). Низкое содержание в последних Са-содержащих минералов стимулирует накопление значительного количества TR в кристаллической решетке апатита. Эта тенденция к увеличению содержания TR в апатите из поздних дифференциатов подтверждается и более высоким содержанием TR в апатите из пегматитов (см. табл. 21). Это наиболее часто наблюдаемое явление, однако имеются случаи, например в Витошском плутоне (Болгария), когда апатиты гранитов содержат больше TR — 8085 г/т, чем апатиты пегматитов — 5790 г/т (Алексиев, 1965). Подобные примеры свидетельствуют о наличии условий, при которых имеет место преобладающее рассеяние TR в магматическую стадию и отсутствие их накопления в пегматитовую стадию. В силу этого, возможности к образованию собственных редкоземельных минералов в пегматитах оказываются весьма ограниченными.

Содержание TR_2O_3 в апатите из пегматитов различных типов неодинаково. В апатите мусковитовых пегматитов Восточной Сибири оно составляет (16 определений) — 6600 г/т (Шмакин, Ширяева, 1968), т. е. несколько ниже среднего содержания TR в апатите гранитов, тем самым свидетельствуя об отсутствии их концентраций в этом типе пегматитов. В то же время в апатите редкоземельных пегматитов TR_2O_3 значительно больше — до 18 300 г/т (Семенов, 1963). В апатите из зоны кварц-мусковитового замещения в мусковитовых пегматитах Восточной Сибири TR меньше (8 определений) — 6300 г/т, чем в апатите из зоны кварцевого замещения (5 определений) — 7400 г/т.

В апатите гидротермального генезиса содержание TR меньше среднего (см. табл. 21). Например, в апатите из кварц-шеелитовых жил в гранитоидах Приморья количество TR составляет 1800 г/т (Руб и др., 1969). Апатиты измененных, альбитизированных или трейзенизированных гранитов также содержат TR в среднем меньше — 4900 г/т, так как они в значительной мере входят в состав собственно редкоземельных минералов, количество которых в измененных гранитоидах обычно увеличивается.

Низкие содержания TR_2O_3 характерны не только для апатитов метасоматического генезиса, связанных с гранитами, но и для метасоматического апатита, связанного с основными породами. Так, в апатитах из метасоматически измененных лавовых покровов и из магнетитового месторождения редкие земли не обнаружены (Васильева, Кудряшова, 1958).

Помимо уменьшения валового содержания TR в метасоматических апатитах наблюдается также изменение и их видового состава, а именно — увеличение роли тяжелых лантаноидов. В апатите метасоматически измененных гранитов Узбекистана увеличивается количество тяжелых лантаноидов и иттрия (Азимов, Лихайдов, 1966); более высокие содержания иттриевых TR отличают апатиты мусковитовых пегматитов от апатитов из гранитов (Шмакин и др., 1968) и т. п.

Полученные цифры средних содержаний TR в апатите гранитоидов позволяют более объективно оценивать и их частные содержания. Так, в апатитах кварцевых диоритов Актауского интрузива количество TR_2O_3 составляет 14 100 г/т (Азимов, Хамрабаев, 1965), что более чем в два раза превышает их среднее содержание в апатите из этого типа гранитоидов (см. табл. 20) и, вероятно, объясняется высоким содержанием TR (1400 г/т) в гранитоидах этого массива. В апатитах танталоносных гранитов содержание TR еще выше — 45 000 г/т (Гребенников, 1968), т. е. почти в 7 раз превышает среднее значение для интрузивных гранитоидов (см. табл. 20), также свидетельствуя о значительном обогащении гранитной магмы этими элементами.

Апатит гранитоидов Планского плутона (Болгария) содержит TR_2O_3 значительно меньше среднего — 1245 г/т (Алексиев и др., 1969).

Среди пород различного состава наиболее высокие средние содержания TR характерны для апатитов из щелочных, а наиболее низкие — из основных и осадочно-метаморфических пород (см. табл. 22). Последнее может быть использовано при выделении автохтонных гранитоидов и гранитоидов габбровой формации. Среднее содержание TR_2O_3 в апатите из основных пород (3 определения) — 2000 г/т, оно сильно возрастает (до 8500 г/т) только в апатите из лабрадорита Новомиргородского массива (Лебедев, Богатиков, 1970).

В основных породах различных формаций содержание TR в апатите неодинаково. В апатитах пород габбро-диабазовой формации оно значительно выше (4400—6700 г/т), чем в апатитах габброидов дунит-пироксенит-габбровой формации (Соболев, 1968). Апатит ортоамфиболитов Южного Урала содержит TR_2O_3 только 900 г/т (Мясников и др., 1970).

В ультраосновных щелочных породах среднее содержание TR в апатите (17 определений) — 3590 г/т (Расс, 1968), т. е. выше, чем в апатите основных пород. Значительно возрастает количество TR в апатите щелочных пород. Апатиты лейцитсодержащих пород ишимского комплекса содержат TR 10 500 г/т (Кравченко и др., 1969), апатит ийолитов — до 27 800 г/т (Варшал и др., 1967). Сходное количество TR (5 определений) — 26 100 г/т — отмечено в апатите нефелиновых сиенитов Сыннырского массива, Бурятской АССР (Тихоненкова и др., 1971). Содержания TR_2O_3 , равные 32 200 г/т, установлены в стронциевом апатите с Кольского полуострова (Волкова, Мелентьев, 1939).

Большая часть апатитов обладает резко селективным цериевым составом TR. Реже они имеют комплексный состав с максимумами на Ce или Nd и значительное содержание тяжелых лантаноидов. Подобные составы редких земель характерны для апатитов монацитоносных гранитов Горного Алтая, в которых большая часть легких лантаноидов связана в монаците.

Средние составы TR в акцессорном апатите (ΣTR 100%)

Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Cd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Граниты палингенные, интрузивные (25)	13,53	34,12 Σ 76,23	6,40	22,18	6,73	0,58	7,63 Σ 20,81	0,96	4,28	0,63	1,4	0,20 Σ 2,95	1,22	0,13
Граниты метасоматические автохтонные (7)	6,25	24,81 Σ 62,31	3,63	27,62	8,74	—	11,64 Σ 28,55	1,15	5,30	1,72	4,54	0,93 Σ 9,13	3,53	0,13
Пегматиты (2)	21,15	37,75 Σ 83,40	4,85	19,65	4,15	0,20	3,90 Σ 13,35	0,65	3,75	0,70	1,25	0,20 Σ 3,20	1,50	0,25
Гнейсы и мигматиты (14)	7,87	25,35 Σ 69,71	5,50	30,99	6,96	0,40	8,87 Σ 23,62	0,55	5,85	0,99	3,41	0,51 Σ 6,67	2,51	0,24
Щелочные породы (13)	26,60	48,39 Σ 96,39	4,49	16,91	1,39	0,13	1,15 Σ 3,36	0,18	0,47	0,04	0,14	— Σ 0,27	0,13	—
Основные породы (22)	16,30	39,74 Σ 85,01	6,86	22,11	5,15	0,49	4,44 Σ 13,20	0,63	2,11	0,38	0,98	0,06 Σ 1,79	0,68	0,07

Наиболее высокое содержание ΣY (21—26% от суммы TR) свойственно апатитам лейкократовых гранитов, наиболее низкое (0,01—2%) — апатитам щелочных сиенитов (табл. 23). Большие содержания ΣY (до 10,65%) отмечены также в апатитах гранитных пегматитов (Omori, Kouno, 1962).

Олово. Среднее содержание 50,7 г/т, коэффициент концентрации 17.

Содержание Sn в апатите биотитовых гранитов выше, чем в апатите диоритов (см. табл. 20).

Большие содержания Sn установлены в апатите оловяносных гранитов Северо-Востока СССР, где они могут достигать 88 г/т (Некрасов, 1966). Согласно данным (Ноккольдс и др., 1952), равное среднему количеству Sn отмечено для апатита гранитоидов Шотландии — 50 г/т.

Апатит тоналитов Малого Кавказа, являющихся производными основной магмы, несколько обеднен оловом — 45 г/т (Мустофаев, 1964) по сравнению с апатитом интрузивных гранитоидов. Апатиты щелочных пород содержат Sn в 3 раза меньше, чем апатиты гранитов (см. табл. 22).

Молибден. Среднее содержание 13 г/т, коэффициент концентрации 13.

Среднее содержание Mo в апатите более основных по составу рудоносных гранитоидов Мегринского плутона (7 определений) — 1 г/т (Демин и др., 1968), а из более кислых рудоносных гранитоидов Далидага (12 определений) — 20 г/т (Эффендиев, Гейдаров, 1959). Близко среднему

содержание Мо в апатите щелочных пород мегринского и тежсарского комплексов Армении — 10 г/т (Меликсетян, 1969). В апатите гранитоидов Северного Тянь-Шаня его меньше — 1,7 г/т (Рехарский, 1970).

Приводимые иногда в литературе содержания Мо 100 г/т (Хамрабаев, Урунбаев, 1968) объясняются, по-видимому, наличием микровключений молибденита.

Вольфрам. Среднее содержание 17,3 г/т, коэффициент концентрации 11,5.

Среди гранитоидов различного состава содержания W выше среднего установлены в апатите гранодиоритов (см. табл. 20) и в апатите аплитов (см. табл. 21).

По сравнению с вычисленным средним значительно обогащены вольфрамом апатиты гранитоидов северо-западного Прибайкалья — в среднем (3 определения) — 105 г/т. В гранитоидах этого района апатит является минералом-концентратором вольфрама. Содержание в нем этого элемента в десятки раз больше, чем в плагиоклазе. Наблюдается увеличение содержания W в апатите гранитов поздних интрузивных фаз (Косалс, Мазуров, 1970).

В гранитоидах Приморья (Руб, Коптев-Дворников, 1970) апатит также является главным концентратором вольфрама и содержит его в вольфрамоносных гранитоидах 300 г/т, а апатит кварц-шеелитовых руд даже до 700—800 г/т, правда, по другим данным (Недашковский и др., 1969) главным минералом-концентратором W в гранитоидах этого региона является биотит.

Торий. Среднее содержание 178 г/т, коэффициент концентрации 10.

Среднее содержание Th в апатите гранитоидов несколько меньше и составляет (11 определений) — 137 г/т (Hurley e. a., 1957). В апатитах диоритов Th в 2 раза меньше, чем в апатитах биотитовых гранитов (см. табл. 20). По сравнению со средним апатит из гранодиоритов Сусамырского батолита (Тянь-Шань) содержит Th несколько меньше — 73—121 г/т (Леонова, 1962), а из гранитов Актауского массива (Западный Узбекистан) значительно больше — 12 000 г/т (Азимов, 1970). Однако высокие содержания в последнем случае могут быть частично объяснены наличием микровключений торита.

В процессе дифференциации наблюдается обогащение, иногда значительное, торием апатитов поздних дифференциатов. Так, в апатите гранитных пегматитов установлено Th до 7920 г/т (Heinrich, 1958). Апатиты из пегматитовых и рудных жил могут содержать Th до 3300 г/т (Леонова, 1962).

Сильное обеднение Th установлено в апатите докембрийских гранитов Украины — от 0,46 до 0,59 г/т (Бартницкий и др., 1969), в среднем, 0,52 г/т, что значительно меньше, чем в апатите послекембрийских интрузивных гранитоидов.

Наличие Th и U в апатите обуславливает появление плеохроичных двориков вокруг включений апатита в биотите. Они наблюдаются не всегда и поэтому могут быть использованы как корреляционный признак, указывающий на принадлежность к определенной порции гранитной магмы, обогащенной радиоактивными элементами. Так, апатиты Модранского и Братиславского массивов лишены плеохроичных дво-

риков (Mišik, 1955), а в апатите ржичанского гранита такие дворики наблюдаются постоянно (Haleckova, Smejkalova, 1957).

Меньшие содержания Th фиксируются и в апатите щелочных и особенно основных пород (см. табл. 22). Например, апатит сиенитов Швейцарии содержит Th 130 г/т (Labhart, Rybach, 1971). В апатите пироксенитов среднее содержание Th значительно ниже (6 определений) — 70 г/т, чем в апатите нефелиновых сиенитов (3 определения) — 310 г/т (Расс, 1964). Однако и в последних оно может быть достаточно низким и равно 33 г/т (Поляков, Кот, 1965).

В ультраосновных щелочных породах Кольского полуострова и щелочных габброидах Кузнецкого Алатау апатит содержит Th соответственно 63—76 и 39 г/т и на его долю приходится 18 и 15% Th от его общего содержания (Поляков, 1970; Осипов, Журавлев, 1970). В апатите магнетитовых руд Менвилла (штат Нью-Джерси, США) содержится Th 1320 г/т (Mac keown, Klemic, 1956).

Марганец. Среднее содержание 3239 г/т, коэффициент концентрации 5,4.

По данным З. В. Васильевой (1958), марганец в апатите может находиться в виде Mn^{2+} , Mn^{3+} , Mn^{7+} . Двух- и трехвалентный марганец замещают кальций, а Mn^{7+} входит в решетку апатита в виде одновалентного аниона (MnO_4^-), замещающего $(PO_4)^{3-}$. Компенсация зарядов осуществляется замещением гидроокисла кислородом. Разная степень окисления марганца в апатитах обусловлена различными условиями образования. Наиболее бледно окрашенные апатиты с двухвалентным марганцем образовались в высокотемпературных условиях, а более интенсивно окрашенные — при низких температурах и более высоком окислительном потенциале. С этими данными согласуются наблюдения, показывающие, что наиболее часто окрашенные апатиты встречаются в скарноворудных месторождениях и кварцевых жилах.

Действительно, ранняя генерация апатита в пегматитовых жилах характеризуется бесцветными игольчатыми кристаллами, а поздняя — голубовато-зелеными короткостолбчатыми (Рябокоть, 1956). В апатитах Дэвоншира отмечено присутствие апатита двух генераций. Более ранняя представлена прозрачными призматическими кристаллами, а более поздняя — крупными неправильными бледно-синими зернами. Хогарт (Hogarth, 1957) описал оранжевые, красные, бурые и зеленые жильные апатиты, ассоциирующие с радиоактивными минералами; при этом красная и бурая окраски были обусловлены тонкодисперсной примесью гематита.

Результаты анализа (см. табл. 18) показывают, что наибольшее содержание Mn — 1,33% — обнаружено в апатите грейзенизированного гранита. Высокие значения отмечаются и в апатите пегматитов (Васильева, 1958; Kind, 1938). Подобное обогащение поздних апатитов марганцем весьма характерно и отмечалось также в гранатах из аналогичных пород.

Иттрий. Среднее содержание 152,7 г/т, коэффициент концентрации 4,5.

В апатите пегматитов содержание Y значительно больше, чем в апатите гранитов, и составляет 279,5 г/т (Акрамов, 1968₁), а в отдельных случаях 6129,5 г/т (Корнетова, Васильева, 1961), что свидетельствует о тенденции этого элемента концентрироваться в поздних диф-

ференциатах. В апатите из кварца пегматитовых жил Японии содержание Y достигает необычной величины — 69 225 г/т (Omori e. a., 1962). Обогащены иттрием — 650 г/т — апатиты докембрийских гранитов Кировоградской области (Гаврилова, Туранская, 1958). В апатите габбро Западной Тувы содержание Y превышает среднее для гранитов и составляет 455 г/т (Ляхович, 1962₁).

Цирконий. Среднее содержание 626 г/т, коэффициент концентрации 3,1.

В апатите возможно замещение части Ca^{2+} цирконием. По данным Дегенхардта (1959), апатит содержит Zr 60—100 г/т. Согласно другим литературным источникам, в некоторых апатитах возможно присутствие больших количеств Zr. Нокколдс и Митчелл (1952) приводят значения, превышающие 1000 г/т. Правда, авторы склонны объяснить их наличием микровключений циркона.

Минимальные содержания Zr в апатите из лейкократовых гранитоидов (365 г/т) и из аплитов и пегматитов (50 г/т) свидетельствуют о преимущественном выделении Zr в ранние этапы кристаллизации (см. табл. 20, 21), что подтверждается и более высоким содержанием циркона в диоритах — гранодиоритах (Ляхович, 1967₂).

В соответствии с геохимическими особенностями кислых и щелочных магм апатиты из щелочных пород характеризуются самым высоким, а из основных — самым низким содержанием Zr (см. табл. 22).

Стронций. Среднее содержание 751,4 г/т, коэффициент концентрации 2,5.

Геохимическая близость стронция кальцию, приводящая к фиксации этого элемента в наиболее ранних продуктах кристаллизации, имеет следствием более низкие по сравнению со средним содержания Sr в апатите лейкократовых гранитов, аплитов и кварцевых жил, где они составляют 554—282 г/т (см. табл. 20, 21). Установлено (Дудкин, Денисов, 1960), что при изоморфном замещении кальция стронцием оба параметра элементарной ячейки апатита изменяются пропорционально и отношение $c : a$ остается практически постоянным.

Обычно отмечается (Васильева, 1958), что Sr не типичен для апатитов гранитной магмы. Однако Sr присутствует в акцессорном апатите практически постоянно, причем его содержание в апатите поздних дифференциатов — лейкократовых гранитов или пегматитов — ниже среднего.

Значительно понижено содержание Sr в апатите верхнекарбонатных гранитоидов Гиссарского хребта (2 определения) — 100 г/т (Баратов, 1966) и в апатите гранитоидов Горного Алтая (14 определений) — 66,8 г/т Sr (Амшинский и др., 1964). Апатиты основных и особенно щелочных пород содержат Sr значительно больше (см. табл. 22), что прекрасно отражает отличия в содержании этого элемента, существующие между кислыми, основными и щелочными породами. В основных и ультраосновных породах содержание Sr в апатите подвержено значительным колебаниям.

Апатит ортоамфиболитов Южного Урала содержит (2 определения) 1880 г/т Sr (Мясников и др., 1970). По данным (Лебедев, Богатиков, 1970), апатит основных пород содержит Sr (4 определения) 2726 г/т. Количество Sr в апатите пироксенитов Приморья колеблется от 2800 до 6000 г/т, в среднем составляет 5400 г/т. Особенно высокие

содержания Sr (7200 г/т) наблюдаются в апатите измененных карбонатизированных пироксенитов (Расс, 1964).

Апатиты ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов содержат Sr 1000 г/т (Сруфт, 1966).

Среднее содержание Sr в апатите нефелиновых сиенитов Приморья составляет 13100 г/т. Более высоких значений — 31900 г/т — оно достигает в апатите пегматоидных нефелиновых сиенитов (Расс, 1964). В апатите нефелиновых сиенитов Сыннырского массива (Бурятская АССР) среднее содержание Sr ниже и составляет 7990 г/т (Тихоненкова и др., 1971).

Особенно большие содержания Sr характерны для апатитов ийолитов, которые содержат Sr до 49820—103400 г/т (Дудкин, 1959). Иногда количество стронция столь велико, что апатит получает специальное наименование — стронциевого. Примером может служить апатит сиенитов Монтаны, в котором присутствует 10,9% Sr (Larsen а. отр., 1952), и стронциевый фторапатит с Кольского полуострова, содержащий Sr 10,7% (Волкова, Мелентьев, 1939). Эта особенность состава апатита прекрасно отражает геохимические особенности щелочных пород, которые содержат по сравнению с гранитоидами в 3—7 раз больше Sr.

Медь. Среднее содержание 27,3 г/т, коэффициент концентрации 1,3.

Среди гранитоидов различного состава наиболее высокие содержания Cu характерны для апатита из диоритов, наиболее низкие из лейкократовых гранитов (см. табл. 20). В апатите жильных пород содержание Cu обычно понижается (см. табл. 21), и в апатите мусковитовых пегматитов Восточной Сибири оно составляет, например, всего 1—6 г/т (Шмакин, Ширяева, 1968). Отражением геохимических особенностей основной магмы являются более высокие содержания Cu (32 г/т) в апатите основных пород.

Скандий. Среднее содержание 3,3 г/т, коэффициент концентрации 1,1.

В апатите лейкократовых гранитоидов среднее содержание Sc возрастает до 8,1 г/т. Значительно повышено содержание Sc в апатите лейкократовых гранитоидов акчатауского комплекса (Казахстан), где оно составляет (4 определения) — 36,5 г/т. По данным А. С. Дудыкиной (1960), Sc не был определен во всех 80 анализированных образцах апатита.

Свинец. Среднее содержание 10 г/т, коэффициент концентрации 0,5.

В апатите мусковитовых пегматитов Восточной Сибири содержание Pb выше 20—60 г/т (Шмакин, Ширяева, 1968). Несмотря на существование свинцового аналога апатита — пироморфита, количество Pb в апатите обычно менее 10 г/т (Дир и др., 1966).

Таллий. Среднее содержание 0,23 г/т, коэффициент концентрации 0,15.

По данным Д. Шоу (1959), Tl в апатите, вероятно, находится в трехвалентном состоянии, замещая Са.

Бериллий. Среднее содержание 0,8 г/т, коэффициент концентрации 0,1.

Устанавливается тенденция бериллия концентрироваться в апатите лейкократовых гранитов, аплитов и пегматитов (см. табл. 20, 21). По сравнению с вычисленным, значительно более высокое среднее содержание Be установлено в апатите гранитов Карпато-Балканских гор (3 определения) — 41,3 г/т (Arsenijević, 1967).

Галлий. Среднее содержание 1,5 г/т, коэффициент концентрации 0,08.

В апатитах гранитоидов различного состава Ga распределен довольно равномерно. Некоторое исключение составляют апатиты осадочно-метаморфических пород, в которых содержание Ga достигает 38 г/т, и апатиты докембрийских гранитов, содержащих Ga 33 г/т (табл. 24), что указывает на их происхождение за счет метасоматического преобразования метаморфических толщ.

В апатите гранитоидов Приазовья среднее содержание Ga составляет (3 определения) 8,7 г/т (Марченко, Щербаков, 1966). Более высокие содержания Ga (47 г/т) приводятся для апатита гранитоидов Америки (Ларсен, Фейр, 1956).

Барий. Апатиты гранитоидов Гиссарского хребта (2 определения) содержат Ba 6 г/т (Баратов, 1966) и гранитоидов Горного Алтая (14 определений) — 5,8 г/т (Амшинский и др., 1964).

Другие элементы. В апатите редкометалльных гранитных пегматитов Восточного Саяна содержится Li 70 г/т (Слепнев, Мелентьев, 1962). В апатите гранитоидов Верх-Исетского массива среднее содержание Au составляет (4 определения) 0,0024 г/т (Бушляков, 1971). Апатит осадочных пород содержит Ge 8,3 г/т (Бурьянова, Сапрыкин, 1971).

Индикаторные признаки акцессорного апатита

1. В акцессорном апатите в большей по сравнению с другими элементами степени концентрируются Bi, U, TR, Sn, Mo, W, Th, для которых он может рассматриваться как надежный геохимический минерал-индикатор. В апатите не концентрируются Cu, Sc, Tl, Pb, Be.

2. Содержание редких элементов в акцессорном апатите зависят от времени его образования. В отличие от ранних поздние генерации апатита содержат меньше Zr, Sr и больше Th, U, Y, Be, W. Особенности состава апатита отражают те сложные происходящие в магме про-

Таблица 24
Средние содержания редких и рудных элементов в акцессорном апатите гранитоидов различного генезиса, г/т

Элемент	Гранитоиды		
	интрузивные	автохтонные	габбровой формации
U	96,4 (40)	32,5 (2)	
TR	6900,0 (75)	5600,0 (10)	2900,0 (7)
Sn	50,7 (3)		45,0 (1)
Th	178,0 (15)	52,5 (2)	
Mo	13,0 (19)		
W	17,3 (134)		
Y	152,7 (2)		
Sr	751,4 (20)	954,1 (1)	
Cu	27,3 (134)		
Sc	1,7 (85)		
Pb	10,0 (1)		
Ga	1,5 (134)	33,0 (3)	

цессы, которые имеют своим конечным результатом обеднение или обогащение поздних дифференциатов редкими или рудными элементами.

Анализ средних содержаний позволяет установить, что в гранитоидах различного состава тенденция к накоплению в апатите TR, Y, Be, Sc, Bi наиболее четко выражена для апатита лейкократовых гранитоидов, а W, Zr и Sr — для апатита биотитовых гранитов, что свидетельствует о большом влиянии на характер поведения этих элементов (концентрации или рассеяния) кристаллохимического фактора.

Аналогичная картина наблюдается и при рассмотрении особенностей состава апатита из различных дифференциатов — жильных пород или из гранитов поздних интрузивных фаз. По сравнению с гранитами, апатиты аплитов или пегматитов содержат больше TR, Y, Be, Bi (см. табл. 21).

В апатите гранитоидов Памира установлено (Акрамов, 1968₁), что содержание Y закономерно увеличивается от 136,5 г/т в апатитах гранитоидов II фазы до 169 г/т в апатитах гранитов III фазы и далее до 279,5 г/т в апатитах пегматитов. Обратная картина наблюдается в отношении тория. Его содержание уменьшается от ранних фаз (7100—5300 г/т) к более поздним (620—480 г/т).

В апатите гранитоидов многофазного Биту-Джидинского массива наблюдается непрерывное увеличение содержания W от 95 г/т в апатите гранитов I фазы до 100 г/т в апатите гранитов II и 120 г/т W в апатите гранитов III интрузивной фазы (Косалс, Мазуров, 1970). Выше упоминалось об увеличении содержания в апатите U с 160 до 270 г/т при переходе от гранитов главной к гранитам дополнительной интрузивной фазы (Баранов, Ду Ле-тянь, 1961₂).

В габброидах Квиранской интрузии содержание TR в апатите при переходе от пород I к породам II интрузивной фазы увеличивается с 1300 до 4200 г/т, при этом на долю апатита приходится 7—8% от общего содержания TR₂O₃ в породе (Балашов и др., 1970). Однако в процессе эволюции гранитной магмы не всегда наблюдается обогащение редкими элементами апатита поздних дифференциатов. В многофазном Витошском плутоне (Болгария) апатит содержит TR₂O₃ 8100 г/т, а апатит пегматитов — 5800 г/т (Алексиев, 1965), отражая тем самым преобладающее рассеяние TR в минералах гранита в главную стадию кристаллизации.

3. Состав апатита отражает особенности формирования включающей его породы. Немногочисленные данные по составу апатита кислых эффузивов свидетельствуют о том, что по сравнению с апатитом интрузивных гранитоидов он обеднен рудными и обогащен редкими элементами, что, возможно, указывает на большую миграционную способность последних. Так, апатиты андезитов и липаритов Приморья содержат (в г/т): Sn 30—60; Ga 10—30; Y 100—1000 (Руб, 1970), т. е. меньше Sn и больше Ga и Y, по сравнению с вычисленным средним. В кислых эффузивах Армении апатит липаритов содержит (2 определения) в г/т: Cu 5,5; Y 550; Sr 1150; Be 11,5 (Мнацаканян, 1965; Джарбашян, 1965), т. е. меньше Cu и больше остальных элементов, чем в апатите интрузивных гранитоидов.

Данных об особенностях состава апатита измененных гранитоидов недостаточно. Можно говорить о значительно меньшем содержании в

нем TR (см. табл. 21), что свидетельствует о большой роли процессов экстракции и мобилизации в образовании собственных минералов этих элементов, скопления которых характерны для измененных гранитоидов.

Появление высоких содержаний акцессорного апатита может указывать или на ассимиляцию богатых кальцием осадков, или на метасоматическое изменение гранита, также сопровождающееся высвобождением из разрушающегося плагиоклаза кальция, который идет на образование апатита. Особенности акцессорного апатита, в частности, наличие большого количества его кристаллов, темных или обладающих плеохроичными ядрами, а также частое присутствие в центре кристаллов черных стержневых включений, указывают на загрязнение гранитной магмы вмещающими породами. Наличие большого количества темных округлых зерен апатита дает основание предполагать их ксеногенное происхождение. При этом, однако, они должны обладать характерными признаками апатита метаморфических пород, т. е. в них должны отсутствовать TR_2O_3 , SO_3 и Cl (Васильева, Калинин, 1961).

Сравнительное изучение апатита эксплозивных карбонатитовых брекчий и кимберлитов, развитых в Якутской алмазонасной провинции, позволило установить их большое сходство по составу главных компонентов, так и по содержанию TR и Sr, что согласуется с современными представлениями о сопряженности процессов карбонатито- и кимберлитобразования (Хомяков, Францесон, 1971).

4. Отражением особенностей состава апатита является различный характер его люминесценции. Изучение апатита из различных месторождений позволило установить, что люминогенами в этом минерале обычно являются Ce^{3+} , Eu^{2+} , Sm^{3+} , Mn^{2+} . Все эти элементы изоморфно замещают Ca^{2+} в апатитах. Присутствие в апатите Ce^{3+} обуславливает фиолетовое свечение, Sm^{3+} — оранжево-красное, Mn^{2+} — желтое (Портнов, Горобец, 1969).

Установлено также, что апатиты различных типов пород обладают определенными спектрами люминесценции. Это позволило выделить четыре главных типа спектра свечения апатита: фиолетово-голубой, характерный для карбонатитов и основных — ультраосновных пород; сиреневый — для щелочных пород; оранжево-розовый или желтый — для гранитоидов и генетически связанной с ними минерализации; слабый фиолетовый — для метасоматических флогопитовых месторождений в метаморфических породах (Портнов, Горобец, 1969).

5. Содержание редких элементов в апатитах разных типов пород различно, что отражает геохимические особенности пород. По сравнению с апатитом интрузивных гранитоидов апатиты осадочно-метаморфических пород характеризуются меньшим содержанием TR и большим — Ga; из основных пород — меньшим содержанием U, Th, Zr, TR и большим — Sr, Bi, Cu (см. табл. 22). Кроме того, при рассмотрении особенностей состава TR выявляется, что наиболее иттриевый состав присущ апатитам интрузивных гранитоидов, наиболее цериевый — апатитам щелочных пород (см. табл. 23). Эти особенности состава апатита необходимо учитывать при использовании его в качестве индикатора генетической принадлежности гранитоида.

Апатиты из гранитоидов габбровой формации имеют самые низкие содержания TR и Sn (см. табл. 24). Судя по данным табл. 23, со-

став апатита из этих гранитоидов должен быть цериевым, так как подобным составом TR обладают апатиты из габбро.

Апатиты автохтонных гранитоидов содержат меньше TR, U, Th и больше Sg и Ga. Количество первых элементов меньше, а последних больше и в апатите осадочно-метаморфических пород по сравнению с апатитом интрузивных гранитоидов (см. табл. 22). Кроме того, апатиты автохтонных гранитоидов содержат больше тяжелых лантаноидов, напоминая в этом отношении апатиты гнейсов и мигматитов (см. табл. 23), а также апатиты метасоматически измененных гранитоидов. Все это подтверждает представление о том, что метасоматические процессы играли большую роль в формировании окончательного облика автохтонных гранитов.

Поэтому сравнивая составы TR в апатите докембрийских и мезозойских гранитоидов Северного Кавказа, можно полагать, что первые из них, вероятнее всего, имеют не магматический генезис, или позднейшие метасоматические процессы сильно затушевали их первоначально магматическую природу (табл. 25).

Таблица 25

Состав и содержание TR_2O_3 в апатите разновозрастных гранитов Северного Кавказа, %

Гранит	TR_2O_3	La — Nd	Sm — Ho	Er — Lu
Докембрийский гнейсовидный	0,34	53,89	36,74	9,37
Мезозойский массивный	0,99	77,23	19,13	3,64

6. Использовать апатит в качестве индикатора возможной рудоносности в настоящее время трудно из-за малого количества данных по содержанию рудных элементов в апатите рудоносных и безрудных гранитоидов. Однако на некоторые признаки можно указывать и сейчас.

Апатит с желтой люминесценцией в основном характерен для грейзеновых вольфрамовых месторождений, а апатит с голубой люминесценцией появляется на месторождениях с повышенным содержанием Mo (Никитина и др., 1969).

Являясь минералом-концентратором олова, молибдена и вольфрама, апатит может указывать на потенциальную рудоносность гранитных интрузивов. В частности, апатит вольфрамоносных гранитов Дальнего Востока содержит W 300 г/т (Руб и др., 1970), т. е. в 18 раз больше среднего значения.

В апатите гранитоидов Тувы и Казахстана, с которыми связана вольфрамово-молибденовая минерализация, содержания рудных элементов, по данным полуколичественного спектрального анализа, сильно повышены — Mo 500—2000 г/т и W 1000—5000 г/т. Повышено содержание Sn также в апатите оловоносных гранитов Северо-Востока СССР, в котором оно достигает 100 г/т.

Среди разнообразных керамических, слюдяных и редкометалльных пегматитов Карелии самые низкие содержания (TR+Y) — 600—1600 г/т — характерны для апатита редкометалльных пегматитов (Леонова, Елина, 1969), что указывает на возможность образования этими элементами собственных минералов. В то же время самые высокие содержания TR₂O₃ отмечены для апатитов танталоносных гранитов Восточного Забайкалья (Гребенников, 1968).

Значительное увеличение содержания тяжелых лантаноидов в составе TR в апатите редкометалльных пегматитов свидетельствует о воздействии на них метасоматических процессов, которые во многом стимулировали отложение рудных минералов.

Исследованием на микроанализаторе выявлены существенные различия в содержании Mn, Cl, S, отчасти Si, Na, F в аксессуарном апатите пород формации батолитовых биотитовых гранитов и генетически связанных с ними грейзенизированных образований и кварц-вольфрамитовых жил молибден-редкометалльно-вольфрамитовой рудной формации, с одной стороны, и формации субвулканических гранитоидов, сопровождающихся минерализацией, относящейся к Cu—Mo рудной формации, — с другой. Предлагается использовать эти различия при установлении формационной принадлежности магматических и рудных образований (Сотников и др., 1971).

График частот распределения содержаний TR в апатите (рис. 2) характеризуется значительной эксцессивностью и положительной асимметрией, что отражает устойчивость низких содержаний TR в этом минерале и большое совпадение вычисленного среднего с модальным наиболее часто встречающимся содержанием.

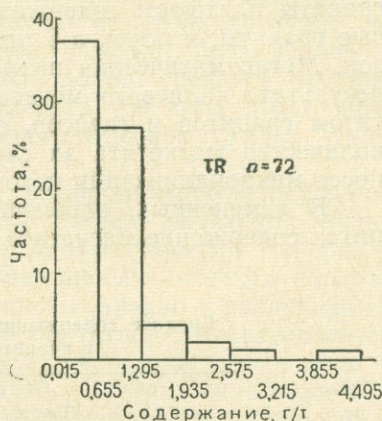


Рис. 2. Гистограммы распределения редкоземельных элементов в аксессуарном апатите гранитоидов

МАГНЕТИТ

Магнетит — один из наиболее распространенных аксессуарных минералов изверженных пород, в том числе и гранитоидов. Его состав и структура допускают вхождение в кристаллическую решетку большого количества различных элементов, поэтому магнетит является благоприятным объектом для различных петрологических, минералогических и геохимических исследований.

Содержание магнетита в породах при близком исходном содержании железа в магме в значительной мере определяется кислородным потенциалом и щелочностью среды, из которой происходило его образование. Его выделению препятствуют высокая щелочность силикатных расплавов, обуславливающая связывание большей части железа в роговых обманках и слюдах, и высокое содержание титана, приводящее к образованию ильменита и гематита (Щербина, 1963). Гранитоиды могут отличаться по содержанию магнетита или совсем не содержать

его. Так, для некоторых гранитов Англии характерно наличие пирротина и отсутствие магнетита (Rastall, Wilcockson, 1915). 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 своеобразии условий их формирования.

По сравнению с биотитовыми гранитами лейкократовые граниты содержат меньше магнетита, что наряду с незначительным содержанием биотита отражает бедность магмы этих гранитоидов железом. Аналогичные им по составу докембрийские, лейкократовые и аляскитовые граниты платформ содержат в 8 раз больше магнетита, чем биотитовые граниты, и почти в 6 раз больше, чем аляскиты геосинклинальных зон. Метасоматическая природа древних аляскиотов, образовавшихся в результате калиевого метасоматоза богатых роговой обманкой и биотитом гранитов и гнейсов, объясняет появление такого значительного количества магнетита за счет разложения цветных минералов в процессе микроклинизации исходных пород.

В измененных, альбитизированных или грейзенизированных, гранитах содержание магнетита сокращается в 3 раза (табл. 26).

Таблица 26

Средние содержания и частота встречаемости магнетита в гранитоидах различного состава

Порода	Среднее содержание, г/т	Частота встречаемости, %
Кварцевые диориты и плагнограниты габброидные	23 362,27	100
Аляскиты докембрийские	11 693,85	100
Граниты гибридные	8 218,37	100
Кварцевые диориты и граводиориты гранитные	7 798,20	98
Граниты биотитовые докембрийские	2 275,01	90
Аляскиты послекембрийские	2 161,20	100
Аплиты	1 608,60	83
Граниты биотитовые послекембрийские	1 396,70	88
Граниты лейкократовые	1 039,10	81
Пегматиты	561,48	97
Граниты альбитизированные	553,29	92
Граниты грейзенизированные	548,20	89
Граниты двуслюдяные	395,64	97
Кварцевые жилы	180,41	94

Жильные породы, генетически связанные с гранитоидами, содержат меньше магнетита, чем биотитовые граниты. Среди них более высокие содержания характерны для аплитов, а наиболее низкие — для кварцевых жил. Это говорит о том, что в процессе кристаллизации гранита большая часть находящегося в магме железа входила в состав цветных пороодообразующих или аксессуарных минералов ранних дифференциатов, что подтверждается резким снижением содержания маг-

нетита в породах поздних интрузивных фаз. Большие, чем в биотитовых гранитах, содержания магнетита наблюдаются в кварцевых диоритах и гибридных гранитоидах, для которых характерны значительные содержания железа и цветных минералов.

Среди гранитоидов наибольшие содержания магнетита отмечены для докембрийских гранитоидов Украинского кристаллического щита и Русской платформы. Среди послекембрийских интрузивов наиболее обогащены магнетитом гранитоиды Казахстана, Восточного Саяна и Горного Алтая. Особенно значительные содержания магнетита (в среднем 23 кг/т) наблюдаются в кварцевых диоритах и гранодиоритах, связанных с габбро, что существенно отличает их от аналогичных по составу пород, ассоциирующих с гранитами, и может быть использовано при выяснении особенностей генезиса пород среднего состава. Например, максимальное содержание магнетита (89 кг/т) было определено в кварцевом диорите Магнитогорского массива (Урал), относимом к гранитоидам габбровой формации.

Форма нахождения магнетита и его состав во многом определяются способом образования этого минерала. Ранние выделения магнетита ассоциируют обычно с цветными породообразующими минералами, а более поздние приурочены к интерстициальным участкам породы.

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.

В зависимости от времени выделения магнетита изменяется 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 содержанием элементов-примесей таких, как Ti, V, Cr, Mn, обладающих различной подвижностью при процессах метасоматоза. Поэтому магнетиты контактово-метасоматических месторождений отличаются от магнетитов осадочно-метаморфогенного происхождения более неравномерным содержанием этих элементов (Вахрушев, 1962; Кочергин и др., 1962).

Сравнение химического состава магнетитов гранитоидов различного возраста и состава позволяет установить более низкое содержание магния и ванадия и несколько более высокое содержание марганца в магнетите из докембрийских гранитов. Последние характеризуются также большим преобладанием окисного железа над закисным, очевидно, в силу большей своей измененности (табл. 27).

Редкие элементы в аксессуарном магнетите

Наиболее полно возможные отличия в составе магнетита, обусловленные временем выделения этого минерала или особенностями генезиса или рудоносности включающей его породы, выявляются при сравнении особенностей содержания в нем редких и рудных элементов.

Химический состав акцессорного магнетита гранитоидов, вес. %

Окислы	Гранодиорит		Гранит		Гранит		Докембрийский гранит				
	Урал		Памир		Кольский полуостров		Кольский полуостров				
SiO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,14	0,46	1,21	1,58	1,36	0,56	1,10	0,90
TiO ₂	0,14	0,14	0,12	1,35	1,35	0,08	0,21	0,12	0,16	0,12	0,18
Fe ₂ O ₃	63,30	64,90	61,00	67,86	67,85	73,54	81,17	89,89	68,91	90,40	71,52
Al ₂ O ₃	0,14	0,14	0,12	Не опр.	Не опр.	0,39	0,50	0,42	0,35	0,39	0,53
FeO	32,36	31,96	35,43	29,80	29,26	23,92	15,49	8,20	29,72	7,62	27,48
MgO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,03	0,51	0,19	0,15	0,03	0,09	0,03	Не опр.
MnO	0,14	0,16	0,20	Не опр.	Не опр.	0,17	0,50	0,15	0,14	0,24	0,16
CaO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,39	0,24	0,25	0,20	0,07	0,07
V ₂ O ₅	0,14	0,12	0,12	—	—	0,11	0,07	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,59	0,52	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	96,81	97,96	97,29	100,18	99,43	100,00	99,91	100,42	100,19	100,06	100,84
Автор или литературный источник	В. В. Ляхович	Аринштейн, Ферштатер, 1967	Акрамов, 1968 ₂	Акрамов, 1968 ₂	Акрамов, 1968 ₂	Акрамов, 1968 ₂	Ветрин, 1967	Ветрин, 1967	Ветрин, 1967	Ветрин, 1967	Ветрин, 1967

При вычислении средних содержаний редких и рудных элементов в магнетите было использовано 2850 частных количественных определений, из которых 1800 заимствовано из литературы. Кроме того, приводятся данные по содержанию циркония в магнетите, основывающиеся на 123 приблизительно количественных спектральных определениях.

Рассматривая величины коэффициентов концентрации редких и рудных элементов в магнетите интрузивных гранитоидов, нетрудно убедиться, что наибольших значений они достигают у элементов, геохимическая близость которых Fe²⁺ или Fe³⁺ общеизвестна — это V, Cr, Mo, Sn, Co, Zr и ряд других (табл. 28). Для этих элементов магнетит можно рассматривать как минерал-концентратор, достаточно полно отражающий геохимические особенности материнской магмы. Такие элементы, как TR, Ga, Zr, Tl, Be, Li, в магнетите не концентрируются.

Серебро. Среднее содержание 5,5 г/т, коэффициент концентрации 110,0.

Сведения о содержании Ag в магнетитах крайне скудны. На Памире характерной особенностью акцессорного магнетита гранитоидов Хаврездаринского массива и связанных с ними амфибол-эпидотовых скарнов является присутствие в нем Ag (1—10 г/т), которого нет в магнетите гранитоидов Кударинского массива, и связанных с ними постмагматических образований (Акрамов, 1968₂). Значительно большие количества Ag установлены в магнетите магнети-

Средние содержания и коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в аксессуарном магнетите интрузивных гранитоидов

Элемент	Среднее содержание, г/т		K	Элемент	Среднее содержание, г/т		K
	в кислых породах (кларк)	в магнетите			в кислых породах (кларк)	в магнетите	
Ag	0,05	5,5	110,0	W	1,5	5,0	3,3
V	40,0	1067,5	26,7	Sc	3,0	6,5	2,1
Cr	25,0	362,8	14,5	Au	0,0047	0,009	2,0
Mo	1,0	12,8	12,8	Ge	1,4	2,6	2,0
Ta	3,5	35,0	10,0	Pb	20,0	23,7	1,2
Sn	3,0	25,5	8,5	T ₂ RO ₃	350,0	395,0	1,1
Co	5,0	26,5	5,3	Ga	20,0	21,1	1,0
U	3,5	15,4	4,4	Nb	200,0	96,8	0,5
Ni	8,0	34,9	4,4	Be	5,5	2,2	0,4
Mn	600,0	2473,7	4,1	Zr	200,0	90,0	0,4
Th	18,0	71,5	4,0	Mg	5600,0	2299,0	0,4
Zn	60,0	237,9	4,0	Li	40,0	17,0	0,4
Cu	20,0	75,9	3,8	In	0,26	0,07	0,3
Ti	2300,0	8202,4	3,6	Tl	1,5	0,36	0,2

товых линз и скарнов с сульфидами: соответственно 244 и 184,2 г/т (Кудрявцева, 1969).

Ванадий. Среднее содержание 1067,5 г/т, коэффициент концентрации 26,7.

Ванадий легко накапливается в решетке магнетита благодаря замещению Fe³⁺ (0,67 Å) на V³⁺ (0,67 Å). Максимальные содержания наблюдаются в низкотемпературных разностях титаномагнетитов, образующих своеобразные габбровые пегматиты. А. Е. Ферсман (1941) указывал, что титаномагнетиты, связанные с высокотемпературными ультраосновными породами, беднее ванадием, чем титаномагнетиты низкотемпературных щелочных магм.

Имеются, однако, и обратные наблюдения. Поскольку температура плавления кулсонита выше температуры плавления магнетита, можно ожидать, что наиболее богатые ванадием магнетиты будут выделяться при более высоких температурах на ранних стадиях кристаллизации. Такие взаимоотношения были установлены в породах стратифицированного комплекса Скаергаардской интрузии (Vinsent, Phillips, 1954) и в стратифицированном бушвельдском комплексе (Schwellens, Willemse, 1943). В более низкотемпературных магнетитах из кварцевых жил содержание ванадия значительно ниже, чем в магнетитах биотитовых гранитов.

Согласно данным табл. 29, среди гранитоидов различного состава наиболее высоким по сравнению со средним содержанием V обладают магнетиты из диоритов — гранодиоритов, а наиболее низким — из лейкократовых гранитов.

Магнетит жильных пород беднее ванадием, чем магнетит интрузивных гранитоидов (табл. 30). Наконец, весьма высокое среднее содержание V — 2576 г/т — присуще магнетитам гибридных гранитоидов

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном магнетите интрузивных гранитоидов различного состава, г/т

Элемент	Диориты — гранодиориты	Граниты		Гранитоиды (среднее)
		биотитовые	лейкократовые и аляскинтовые	
V	1643,1 (35)	895,1 (66)	269,9 (11)	1067,5 (112)
Cr	773,1 (26)	223,1 (54)	78,5 (11)	362,8 (91)
Mo	5,2 (24)	18,7 (32)	11,7 (16)	12,8 (66)
Ta	1,3 (4)	62,0 (5)		35,0 (9)
Sn	12,9 (16)	36,6 (32)	36,1 (7)	25,5 (55)
Au				0,0091 (59)
Co	27,5 (41)	13,7 (3)		26,5 (44)
U	8,7 (7)	8,8 (8)	25,5 (9)	15,4 (24)
Ni	55,2 (61)	7,5 (34)	6,7 (11)	34,9 (106)
Mn	2481,5 (69)	2195,3 (55)	3610,2 (13)	2473,7 (137)
Th	89,5 (2)	45,0 (2)	80,0 (2)	71,5 (6)
Zn	265,9 (24)	208,8 (58)	322,5 (12)	237,9 (94)
Cu	9,4 (10)	206,8 (5)	78,8 (4)	75,9 (19)
Ti	9830,5 (82)	6820,5 (79)	6331,2 (13)	8202,4 (174)
W	3,1 (8)	5,1 (14)	17,0 (1)	5,0 (23)
Sc	11,2 (15)	3,8 (26)	6,4 (10)	6,5 (51)
Ge	2,8 (59)	2,3 (37)	2,3 (12)	2,6 (108)
Pb	16,4 (7)	9,7 (3)	47,0 (4)	23,7 (14)
TR ₂ O ₃		360,0 (7)		360,0 (7)
Ga	20,0 (41)	29,5 (4)	24,3 (3)	21,1 (48)
Nb	12,2 (5)	91,8 (2)	336,0 (2)	96,8 (18)
Be				2,2 (21)
Zr	35,0 (31)	162,5 (39)	40,0 (23)	89,7 (93)
Mg	3328,5 (64)	1265,0 (45)	538,6 (2)	2299,0 (120)
In				0,071 (1)
Tl				0,36 (1)

Таблица 30

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном магнетите гранитоидов и связанных с ними жильных пород, г/т

Элемент	Гранитоиды интрузивные	Граниты жильные	Аплиты	Пегматиты	Кварцевые жилы
V	1067,5 (112)	840,0 (1)	450,8 (4)	577,0 (2)	
Cr	362,8 (91)	145,0 (2)	41,0 (4)	107,0 (2)	
Mo	12,8 (66)		85,3 (4)	11,3 (3)	36,9 (7)
Ta	35,0 (9)				18,0 (1)
Sn	25,5 (55)		99,8 (5)	19,0 (5)	76,1 (7)
Co	26,5 (44)	58,0 (2)			
U	15,4 (24)		300,0 (1)		
Ni	34,9 (106)	58,0 (1)	He опр. (4)	17,5 (4)	
Mn	2473,7 (137)	2 370,0 (2)	2022,4 (5)	1975,0 (4)	
Zn	237,9 (94)		515,0 (4)	195,0 (2)	100,0 (1)
Cu	75,9 (19)		585,0 (4)		1204,3 (7)
Ti	8202,4 (174)	17 700,0 (2)	1755,3 (4)	1966,6 (6)	
W	5,0 (23)			2,8 (3)	
Sc	6,5 (51)		1,3 (4)	He опр. (2)	
Ge	2,6 (108)		He опр. (4)	1,8 (4)	
Ga	21,1 (48)		37,0 (1)	102,6 (3)	
Nb	96,8 (18)		43,0 (2)	63,3 (3)	126,0 (12)
Mg	2299,0 (120)	3 000,0 (1)	356,3 (4)	He опр. (2)	

(табл. 31). Среди гранитоидов СССР наибольшие количества ванадия отмечены в магнетитах гранитоидов Тувы (1716 г/т), наименьшие — в магнетитах гранитоидов Горного Алтая (784 г/т) и Гиссара (300 г/т) (Баратов, 1966). В магнетите кураминских гранитоидов содержание V близко среднему — 1200 г/т, а в магнетите чаткальских гранитоидов значительно меньше — 167—700 г/т (Айзенштат и др., 1971).

Таблица 31

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном магнетите из различных типов пород, г/т

Элемент	Граниты			Щелочные породы	Основные породы	Ультраосновные породы
	интрузивные	гибридные	измененные			
V	1067,5 (112)	2 576,0 (6)	437,8 (12)	921,3 (16)	2 352,3 (19)	787,1 (8)
Cr	362,8 (91)	1 085,1 (7)	231,6 (12)	491,3 (14)	492,2 (15)	12 099,2 (80)
Mo	12,8 (66)	14,0 (4)	6,4 (8)	6,6 (7)		
Ta	35,0 (9)			22,0 (5)		
Sn	25,5 (55)	29,0 (4)	19,3 (9)	21,3 (7)	4,0 (1)	
Co	26,5 (44)				75,1 (7)	
U	15,4 (24)		300,0 (1)*	10,1 (6)	0,01 (1)	
Ni	34,9 (106)	177,5 (4)	33,7 (12)	38,2 (6)	69,7 (9)	1 166,8 (81)
Mn	2473,7 (137)	1 606,3 (6)	1994,2 (11)	4 977,3 (19)	2 746,0 (23)	2 864,5 (81)
Zn	237,9 (94)	255,7 (7)	278,9 (9)	342,5 (11)	266,3 (8)	
Cu	75,9 (19)			10,0 (1)	450,0 (3)	
Ti	8202,4 (174)	13 021,2 (7)	2666,8 (10)	11 868,4 (20)	26 047,2 (58)	
W	5,0 (23)	4,8 (4)	18,0 (1)	2,9 (5)		
Sc	6,5 (51)	3,0 (2)	1,9 (9)	8,7 (3)	10,0 (2)	17,3 (3)
Ge	2,6 (108)		0,7 (10)	1,3 (8)	1,6 (8)	
Pb	23,7 (14)			42,3 (3)	13,0 (3)	
Ga	21,1 (48)		125,0 (1)	45,3 (3)	16,3 (7)	
Nb	96,8 (18)	19,1 (4)	18,0 (2)	21,3 (4)	11,5 (2)	

* Данные для альбитизированных гранитов.

Среди гранитоидов различного генезиса наиболее обогащен ванадием магнетит гранитоидов габбровой формации. Так, титаномангнетит гранитоидов Камчатки, которые рассматриваются как производные базальтовой магмы, содержит V в 1,5—2 раза больше вычисленного среднего, т. е. 1656—2391 г/т (Прохоров, 1964).

Унаследованность магнетитом геохимических особенностей материнской магмы отмечается и для щелочных пород. Среднее содержание V в титаномангнетитах щелочных пород базальтоидного генезиса также больше, чем в аналогичных породах сиалического происхождения, и составляет соответственно 3876 и 1564 г/т (Фоминых, Свяжин, 1964).

Содержание V в магнетите прекрасно отражает генетические связи рудообразующих растворов с магмой определенного состава. Так, если среднее содержание V в магнетите основных пород значительно больше приведенного среднего — 2352,3 г/т, а по данным Л. Ф. Борисенко и Н. В. Лизунова (1959) может достигать (28 определений) 3192 г/т, то аналогичное отличие характеризует и магнетиты контакто-

во-метасоматического генезиса. В том случае, когда они связаны с кислыми породами, магнетит содержит V в среднем (13 определений) 459 г/т (Вахрушев, 1963), а в случае связи с основными породами (15 определений) — 2128 г/т (Борисенко, 1968).

Магнетиты докембрийских гранитоидов так же, как и магнетиты осадочно-метаморфических пород, содержат значительно меньше ванадия. В докембрийских гранитоидах Воронежского кристаллического массива содержание V в магнетитах колеблется от 264 до 952 г/т, и в среднем составляет 560 г/т, т. е. в два раза меньше среднего, характерного для магнетита интрузивных гранитоидов. Устанавливается почти прямая зависимость содержания V в магнетите от основности исходных пород, подвергшихся гранитизации. Так, в магнетите биотитового гнейса ванадия меньше (560 г/т), чем в магнетите биотитово-амфиболового гнейса (890 г/т) и гранитизированного амфиболита (784 г/т). Эта зависимость содержания V в магнетите от состава вмещающих или исходных пород весьма отчетлива и позволяет выделить гранитоиды образовавшиеся путем замещения пород основного состава, так как их магнетиты отличаются повышенным содержанием V — 952 г/т (Египко и др., 1969).

Пониженное содержание V — 156 г/т — характеризует магнетиты рябиновских гранитов, что позволяет предполагать их метасоматический генезис (Фоминых, 1967).

Хром. Среднее содержание 362,8 г/т, коэффициент концентрации 14,5.

Высокие содержания Cr в магнетите указывают на его раннемагматическое происхождение. Среди гранитоидов разного состава наиболее высокие по сравнению со средним содержания Cr отмечаются в магнетите диоритов — гранодиоритов, наиболее низкие — в магнетите лейкократовых гранитов (см. табл. 29). Обогащение хромом ранних магнетитов отмечалось для основных пород Скаергаардской интрузии и долеритов Карру.

Магнетит жильных пород, связанных с гранитоидами, содержит Cr в 3—9 раз меньше (см. табл. 30), а гибридных разновидностей гранитоидов значительно больше — 1085,1 г/т (см. табл. 31). В магнетите измененных гранитоидов количество Cr уменьшается (см. табл. 31), что подтверждается данными и по магнетиту измененных монцонитов Юты и Невады (Hamil, Nackowski, 1970).

Среди гранитоидов СССР наибольшие средние содержания Cr установлены в магнетите гранитоидов Тувы (927,6 г/т) и Урала (496,4 г/т), наименьшие (205,3 г/т) — Казахстана. Еще более низкие значения — 30 г/т — определены в магнетите гранитоидов Гиссара (Баратов, 1966).

Среди гранитоидов различного генезиса максимальное среднее содержание Cr (580,5 г/т) отмечено для магнетитов гранитоидов габбровой формации, минимальное (175,3 г/т) — автохтонных гранитоидов. Среднее содержание Cr в титаномагнетитах из щелочных пород базальтоидного происхождения также много больше — 1518 г/т, чем из щелочных пород сиалического происхождения — 117 г/т (Фоминых, Свяжин, 1964). Гранитоиды Рябиновского массива на Урале, рассматривающиеся как продукт метасоматоза кварцевых порфиров Кувашской свиты,

содержит магнетит с крайне незначительным количеством Сг — 55 г/т (Фоминых, 1967).

В соответствии с геохимическими особенностями основных и ультраосновных пород наибольшие содержания Сг характерны для титаномагнетитов пироксенитов Урала (28 определений) — 3192 г/т (Борисенко и др., 1969), а также дунитов и пироксенитов Кольского полуострова (80 определений) — 12 099 г/т (Бородин и др., 1966).

Молибден. Среднее содержание 12,8 г/т, коэффициент концентрации 12,8.

Количество Мо в магнетите в 1,5—2 раза, а иногда в 5—6 раз превышает его содержание в породе (Казицын и др., 1967), и среди акцессорных минералов магнетит является наиболее важным после сфена концентратом молибдена. Концентрация Мо в магнетитах, по-видимому, может быть объяснена его кристаллохимической близостью с трехвалентным железом. То, что Мо может входить в решетку магнетита, представляется вполне вероятным, если учесть присутствие Мо в количестве 400 г/т в фумарольном магнетите Катмаи (Zies, 1938).

Сравнение содержаний Мо в магнетите гранитоидов различного петрографического состава устанавливает наиболее низкие значения (5,2 г/т) в магнетите диоритов — гранодиоритов (см. табл. 29) — пород, в состав которых входит много других минералов-концентратов молибдена.

В магнетите жильных пород, связанных с гранитами, содержание Мо больше вычисленного среднего (см. табл. 30). В магнетитах гибридных гранитоидов оно близко к среднему, а в магнетите альбитизированных или грейзенизированных гранитов оно уменьшается в 2 раза (см. табл. 31). В связи с этим следует обратить внимание на то, что вторичные минералы, развивающиеся за счет магнетита, также обеднены молибденом.

В гранитоидах Северного Тянь-Шаня магнетит содержит Мо 30 г/т, титаномагнетит — 28 г/т, а гематит — только 2 г/т (Рехарский, 1970). Это свидетельствует о том, что в процессе изменения гранитов и слагающих их минералов, породообразующих и акцессорных, поздние растворы обогащались рядом элементов, в том числе и молибденом за счет его экстракции из разрушающихся минералов.

Меньшие, чем в магнетите, содержания Мо в гематите В. И. Рехарский (1970) объясняет тем, что в случае полного окисления железа будет окислен также и молибден. В связи с этим подвижность молибдена возрастает и возможность изоморфного замещения железа молибденом значительно уменьшается.

В литературе имеются сведения о содержании Мо в магнетитах 15—37 г/т (Куроода, Санделл, 1959). Наиболее часто оно устанавливается в магнетите гранитоидов, с которыми связано молибденовое оруденение. Так, в гранитоидах Мегринского плутона, с которыми связано медно-молибденовое месторождение, содержание Мо в магнетите значительно выше среднего и составляет 30—100 г/т (Меликсетян, 1964). В рудоносных гранитах Тырныауза магнетит содержит Мо 27—68 г/т, в среднем 53,5 г/т; в рудоносных гранитах Орского Зауралья, содержащих кварцевые штокверки с молибденитом, количество Мо в магнетите составляет 33—40 г/т, т. е. также выше приведенного среднего.

В магнетите молибденоносных гранитоидов Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья среднее содержание Мо (2 определения в каждом случае) составляет соответственно 9,5 и 14,5 г/т (Сандомирский, Кравченко, 1969), т. е. близко к вычисленному среднему.

Среди гранитоидов СССР большие содержания Мо (20—25 г/т) установлены в магнетите гранитов Дальнего Востока и Северного Кавказа. Значительно понижено содержание Мо в магнетите гранитоидов Карпато-Балканских гор, где оно равно (2 определения) 6 г/т (Arsepijevič, 1967).

Из гранитоидов различных генетических типов минимальным содержанием Мо (3,3 г/т) обладают магнетиты гранитоидов габбровой формации. Этого следовало ожидать, так как магнетит габбро также весьма беден Мо — 3 г/т (Wager, Mitchell, 1951). Содержание Мо (2 определения) 30 г/т характерно для магнетита щелочных пород Армении (Меликсетян, 1969).

Т а н т а л. Среднее содержание 35,0 г/т, коэффициент концентрации 10,0.

Содержания Та меньше среднего характерны для магнетитов гранитоидов Северного Кавказа (2,2 г/т), Армении (0,6 г/т) и Азербайджана (1,3 г/т). В магнетите гранитов оно составляет (2 определения) 4,1 г/т, в магнетите пегматитов (4 определения) — 21 г/т (Кузьменко, Еськова, 1968). Значительно большие средние содержания Та, быть может, отчасти связанные с чистотой анализировавшегося материала, установлены в магнетите гранитов Дальнего Востока (5 определений) — 167 г/т (Говоров и др., 1970).

По сравнению с приведенным средним содержанием, вычисленным для магнетита интрузивных гранитоидов, в магнетитах гранитоидов автохтонных или габбровой формации Та значительно меньше — 2,0—2,2 г/т, что может явиться хорошим диагностическим признаком при генетическом расчленении гранитоидов.

В магнетите гранитоидов докембрия Приазовья установлены следующие содержания Та (в г/т): геосинклинальные породы — гранит мигматизированный — 17—19, аплит мигматизированный — 43, пегматит — 40, гранит-аплит — 47; платформенные породы — сиенит мелкозернистый — 16, крупнозернистый — 4—8, гранит крупнозернистый — 9; гранит — 34; сиенит альбитизированный — 121 (Марченко и др., 1969). Эти данные свидетельствуют о большем содержании Та в магнетите из мигматизированных геосинклинальных пород.

Если на долю магнетита гранитоидов приходится только незначительная часть от общего содержания Та в породе, то в нефелиновых сиенитах основным минералом-концентратором и минералом-носителем Та является титаномагнетит (Пополитов и др., 1965).

На основании экспериментальных измерений плотности и параметров ячейки танталсодержащих магнетитов показаны возможность и причины нарушения стехиометрических отношений: избыток катионов, наличие пустот в анионной решетке, размещение избыточных ионов металла в позициях кислорода (Bright, Turnock, 1966).

В магнетите ультраосновных щелочных пород и карбонатитов форма нахождения Та (а также и Nb) различна (Барсукова, 1970). От общего содержания Та и Nb в магнетите на долю изоморфной примеси

приходится 15%, микровключений ильменита — 55% и тантало-ниобатов — 30%.

Олово. Среднее содержание 25,5 г/т, коэффициент концентрации 8,5.

Среди гранитоидов различного состава наиболее обеднены Sn магнетиты диоритов — гранодиоритов (см. табл. 29), возможно, это связано с обилием в них различных Fe и Ti-содержащих минералов, в кристаллической решетке которых могло рассеиваться олово. Для магнетита из жильных пород, особенно из аплитов и кварцевых жил, характерны большие содержания Sn (см. табл. 30). В магнетите из измененных гранитов содержание Sn меньше среднего (см. табл. 31). Правда, для гранитоидов северо-западной части Украинского щита указывалось (Галецкий, Зинченко, 1970), что в минералах метасоматически измененных гранитоидов Sn больше, чем в неизмененных. В частности, в магнетите его 20—100 г/т.

В магнетите аляскитовых гранитов Северо-Восточной Тувы содержится Sn в среднем (3 определения) 33,5 г/т, а в замещающем его в альбитизированных аляскитах гематите значительно больше — 140 г/т (Коваленко и др., 1970). Все это указывает на нахождение Sn в растворах, производивших изменение гранитоидов.

Среди гранитоидов Советского Союза наиболее высокие средние содержания Sn — 38 и 95 г/т — установлены в магнетитах Восточного Забайкалья и Дальнего Востока соответственно. Граниты Тырныауза, в которых количество Sn в 2 раза превышает кларковое, содержат магнетит, также отличающийся высоким содержанием этого элемента (2 определения) — 100 г/т.

Данные о среднем содержании Sn в магнетите гранитоидов различной рудоносности несколько противоречивы. В магнетите оловоносных гранитов Дальнего Востока среднее содержание Sn (8 определений) — 40 г/т (Недашковский, Нарнов, 1968), т. е. в 1,5 раза больше приведенного среднего; по другим данным (Говоров и др., 1970), оно близко среднему и составляет (23 определения) 30 г/т. По нашим данным, количество Sn в магнетите оловоносных гранитов Соктуйского массива составляет 96 г/т, т. е. почти в 4 раза выше среднего значения.

Еще большие содержания Sn (115—170 г/т) определены в магнетитах гранитоидов Каибского массива, Казахстан (Дмитриев и др., 1968). В этом случае в нем можно предполагать наличие микровключений касситерита. Однако содержания Sn больше средних (37,8 г/т) были установлены в магнетите неоловоносных гранитов Восточной Сибири (Легейдо, 1967) и в магнетите гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса (5 определений) — 40,3 г/т (Каширин, Легейдо, 1967). Магнетит герцинских гранитоидов Южного Тянь-Шаня, в которых количество Sn в 2—3 раза выше кларкового, содержит Sn 350 г/т (Актанов, 1971).

Среди гранитоидов различного генезиса минимальные содержания Sn (7,6—7,5 г/т) характерны для магнетитов автохтонных гранитоидов и гранитоидов габбровой формации, что может быть использовано при соответствующих петрологических построениях. Например, в магнетите тоналитов и плагиогранитов садринского и змеиногорского комплексов Горного Алтая, для которых допускается генетическая связь с ос-

новой магмой, количество Sn составляет (7 определений) 11,4 г/т (Амшинский и др., 1964).

Среди различных пород наиболее беден оловом (4 г/т) магнетит основных пород (см. табл. 31). В щелочных долеритах и монцонитах Сахалина, отличающихся повышенным содержанием Sn, количество последнего в титаномагнетите составляет лишь 4,7—10,3 г/т и на его долю приходится только 3% общего олова породы. Причина этого — преимущественная концентрация Sn в пироксене и биотите (Толок и др., 1971).

По сравнению с магнетитом гранитов, значительно больше Sn в титаномагнетите щелочных сиенитов (16 определений) — 52 г/т и нефелиновых сиенитов (11 определений) — 44,1 г/т Северо-Восточной Тувы (Коваленко и др., 1970).

Кобальт. Среднее содержание 26,5 г/т, коэффициент концентрации 5,3.

В магнетите биотитовых гранитов содержание Co минимально — 13,7 г/т; в магнетитах гранодиоритов оно в 2 раза больше 27 г/т (см. табл. 29). В магнетите жильных гранитов оно составляет 58 г/т (см. табл. 30), что свидетельствует о тенденции этого элемента концентрироваться в поздних расплавах. Несколькo более высокое среднее содержание Co (5 определений) — 44 г/т — отмечено в магнетите гранитов Калифорнии (Sen e. a., 1959). В магнетитах гранодиоритов Кольского полуострова содержание Co близко среднему — 30 г/т (Бельков, Батиева, 1971).

Ранее считалось, что в магнетите Co встречается примерно в одинаковых количествах (Hurley, Goodman, 1945), однако приведенные данные не подтверждают этого.

По сравнению с гранитами, средние содержания Co в магнетите из габбро больше (5 определений) — 210 г/т (Sen e. a., 1959), а в магнетите ультраосновных пород (13 определений) его 1520 г/т (Эдельштейн, 1960). Магнетит из серпентинитового массива в Марокко содержит Co 5000 г/т (Leblanc, 1969). Поэтому можно полагать, что магнетиты гранитоидов габбровой формации будут отличаться от магнетитов интрузивных гранитоидов большим содержанием Co.

Никель. Среднее содержание 34,9 г/т, коэффициент концентрации 4,4.

Сходство ионных радиусов Ni^{2+} (0,74 Å) с ионными радиусами Mg^{2+} (0,74 Å) и Fe^{2+} (0,83 Å) обуславливает то, что этот элемент, помимо сульфидов, обогащает железисто-магнезиальные минералы, в том числе и магнетит. При этом наблюдается отчетливая тенденция никеля накапливаться в магнетите из более высокотемпературных продуктов кристаллизации.

Максимальные содержания Ni — 55,2 г/т — так же, как и других элементов протокристаллизации — Cr и Ti, — установлены в магнетите гранодиоритов (см. табл. 29). В поздних дифференциатах, таких, как аплиты или пегматиты, содержание Ni меньше (см. табл. 30), что свидетельствует о возможности использования этого элемента при выявлении последовательности формирования сложно построенных интрузивов.

Количество Ni значительно увеличивается в магнетите гибридных гранитоидов, где оно составляет в среднем 177,5 г/т (см. табл. 31).

Среди гранитоидов СССР наибольшие средние содержания Ni определены в магнетите гранитоидов Тувы.

Никель так же, как и хром, характерный элемент основных магм, поэтому его высокие содержания в акцессорном магнетите гранитоидов могут указывать или на ассимиляцию магмой основных пород, или на возможность образования гранитоидов как дифференциатов основных магм. Среди гранитоидов различного генезиса минимальные содержания Ni (21,4 г/т) характерны для магнетитов автохтонных гранитоидов, а максимальные (108 г/т) для магнетитов гранитоидов габбровой формации. Последнее свидетельствует о хорошей унаследованности магнетитом геохимических особенностей основной магмы, так как магнетиты габбро содержат в 2 раза больше Ni (69,7 г/т), чем магнетиты интрузивных гранитоидов, а в титаномагнетите ультраосновных пород средние содержания Ni (81 определение) достигают 1166,8 г/т. Еще более высокие средние содержания (17 определений) — 41 120 г/т — приводятся для магнетита из ультраосновных пород Урала (Эдельштейн, 1960). В магнетите ультраосновных пород Побужья никеля значительно меньше — 600 г/т (Фомин, Козак, 1971).

Весьма низкие содержания Ni (24 г/т) установлены в магнетите гранитов Рябиновского массива на Урале (Фоминых, 1967). Эти содержания близки содержаниям Ni в магнетитах автохтонных гранитов, что позволяет считать возможным метасоматическое образование гранитов Рябиновского массива.

Уран. Среднее содержание 15,4 г/т, коэффициент концентрации 4,4.

Максимальное среднее содержание U (25,5 г/т) фиксируется в магнетите лейкократовых гранитоидов, где возможности к изоморфному рассеянию урана в других минералах весьма ограничены (см. табл. 29). Сходное с вычисленным средним содержание U (15,8 г/т) определено в магнетите из биотитового гранита и более низкое (9,6 г/т) из роговообманкового гранита Нью-Гемпшира (Ларсен, Фейр, 1956).

Увеличение количества U в магнетите аплитов (см. табл. 30) подтверждает известную тенденцию этого элемента концентрироваться в поздних дифференциатах. В магнетите из многофазных гранитов Казахстана, например, содержание U увеличивается от 13 г/т в магнетите гранитов главной фазы до 23—26 г/т в магнетите гранитов дополнительных интрузивов и жильных гранитов (Баранов, Ду Ле-тянь, 1961₂). В гранитах Горного Алтая, где содержание U в магнетите значительно повышено — 100 г/т, — также наблюдается увеличение содержания U до 300 г/т в магнетите двуслюдяных гранитов и аплитов (Таусон, 1956).

Содержание U несколько больше среднего установлено в магнетите сиенитов и граносиенитов Киргизии (5 определений) — 20 г/т (Леонова, Гаврилин, 1961) и значительно больше — в магнетите лейкократовых гранитоидов Южного Казахстана — 50 г/т (Леонова, Ренне, 1964). Оно постоянно ниже среднего в магнетите гранитоидов Северного Тянь-Шаня — 8—10 г/т, в среднем (5 определений) 9 г/т (Леонова, Таусон, 1958), и гранитов Терской Алатау — 6 г/т (Крылов и др., 1959).

Необычно высокое содержание U в магнетите гранодиоритов Горной Шории — 1176 г/т (Журавлев, Осипов, 1965), вероятно, объясняется наличием микровключений радиоактивных минералов.

Наблюдается увеличение содержания U (до 300 г/т) и в магнетите измененных альбитизированных гранитоидов (см. табл. 31). В связи с этим определенный интерес представляет повышенное содержание U в магнетите автохтонных гранитов, в формировании которых большую роль играли метасоматические процессы и где оно достигает (2 определения) — 56,5 г/т. Это в 3,5 раза превышает среднее содержание U в магнетите интрузивных гранитоидов.

Судя по незначительному (0,01 г/т) содержанию U в магнетите основных пород (см. табл. 31), низкие содержания этого элемента будут и в магнетите гранитоидов габбровой формации.

Для магнетитов щелочных габброидов характерны более низкие содержания U. Так, в магнетите из нижнепалеозойских граносиенитов Кузнецкого Алатау количество U колеблется от 0,03 до 51,0 г/т, составляя в среднем (4 определения) 20,21 г/т. В магнетите из девонских щелочных габброидов того же региона содержания урана более постоянны — 1,6—3,4 г/т, в среднем (4 определения), 2,32 г/т (Осипов, Журавлев, 1970). Большие содержания магнетита в этих породах определяют и большую роль этого минерала в балансе урана: на его долю приходится от 1,3 до 13,9% общего урана породы.

Марганец. Среднее содержание 2473,7 г/т, коэффициент концентрации 4,1.

Замещая в кристаллической решетке магнетита Fe^{3+} , марганец обладает тенденцией накапливаться в магнетитах пегматит-пневматолитового генезиса (Lange, 1957). Это подтверждается тем, что среди гранитоидов разного состава наиболее высокое среднее содержание Mn наблюдается в магнетите лейкократовых гранитов (см. табл. 29).

В магнетитах жильных пород, более поздних, чем граниты, содержание Mn близко среднему или больше его. В последнем случае наблюдается известная аналогия с богатыми марганцем ильменитами, эпидотами, апатитами и гранатами, также встречающимися преимущественно в пегматитах. Изучение состава магнетита из пемзовых и лавовых потоков дацитов Японии показало, что состав магнетита до извержения магмы и после него различен: более поздний магнетит содержит больше Mn (Oshima, 1971).

Среди гранитоидов Советского Союза наибольшие содержания Mn (4608 г/т) установлены в магнетите гранитов Дальнего Востока, самые низкие (1248 г/т) — Горного Алтая. Магнетиты из гибридных гранитов так же, как и из метасоматически измененных, содержат Mn несколько меньше вычисленного среднего (см. табл. 31).

Мало Mn (1659 г/т) в магнетитах осадочно-метаморфических пород (см. табл. 31), еще меньше его (159 г/т) в магнетитах автохтонных гранитов. Эта особенность состава магнетита может быть использована при уточнении генезиса гранитов. Например, содержания Mn 1817 г/т, установленные в магнетите гранитов Рябиновского массива на Урале (Фоминых, 1967), позволяют считать наиболее вероятным их метасоматический генезис.

Среднее содержание Mn в магнетите основных пород несколько выше вычисленного среднего для магнетита гранитоидов и составляет 2746 г/т.

Горий. Среднее содержание 71,5 г/т, коэффициент концентрации 4,0.

По сравнению с приведенным средним, магнетиты гранодиоритов содержат больше Th — 89,5 г/т (см. табл. 29). Последнее возможно связано с тем, что при большей температуре магнетит может захватывать значительные количества Th. Изучение Th/U отношения ряда природных магнетитов показывает обогащение торием поверхности зерен магнетита, по сравнению с их ядрами.

В магнетитах гранитоидов Тянь-Шаня содержание Th составляет 40—126 г/т, в среднем (5 определений) 62 г/т (Леонова, 1962), а в магнетите гранитоидов Южного Казахстана значительно больше — до 120 г/т — и на его долю приходится до 1,8% от общего содержания Th в породе (Леонова, Ренне, 1964).

Минимальные средние содержания Th — 1,0 г/т — характерны для магнетитов докембрийских автохтонных гранитов. Однако содержания в них Th непостоянны. Среди докембрийских гранитов Украины большие содержания Th установлены в магнетите розовых пегматоидных гранитов (2,1 г/т) и в серых чудново-бердичевских гранитах бугско-подольского комплекса (0,8 г/т), в то время как в житомирском типе гранита оно составляет всего 0,1 г/т (Ивантишин, 1960).

В щелочных габброидах (тералитах) Кузнецкого Алатау тория в магнетите значительно меньше — 14 г/т — и на его долю приходится 17,1% общего содержания этого элемента в породе (Осипов, Журавлев, 1970).

Присутствие радиоактивных U и Th определяет наличие в магнетите гелия, который довольно прочно удерживается в его кристаллической решетке. Поэтому магнетит считается минералом, пригодным для определения абсолютного возраста включающей его породы гелиевым методом.

Цинк. Среднее содержание 237,9 г/т, коэффициент концентрации 4,0.

В магнетите цинк обладает возможностью избирать определенные участки структуры с тетраэдрическим окружением, в которых он, как и в других цинковых соединениях, может образовывать путем Sp^3 -гибридизации ковалентные связи между компонентами.

Наиболее высокие по сравнению со средним содержания Zn установлены в магнетите лейкократовых гранитоидов (см. табл. 29), где возможности к изоморфному рассеянию этого элемента в других минералах весьма ограничены. В магнетитах жильных пород, связанных с гранитоидами, Zn, как правило, несколько меньше (см. табл. 30), в то время как в магнетитах гибридных или измененных гранитоидов его обычно больше — 255—278 г/т (см. табл. 31).

Zn считают типичным элементом для магнетитов пневматолитовых и высокотемпературных эманационных образований (Hegemann, Albrecht, 1954). А. Л. Загянский (1954) отмечает повышенное содержание Zn — 3000 г/т — в магнетите сульфидно-магнетитовых руд. Общая тенденция Zn накапливаться в остаточном растворе объясняет обогащение им поздних магнетитов.

К вычисленному среднему близко содержание Zn в магнетите гранитоидов Северного Тянь-Шаня — 190—230 г/т (Таусон, Кравченко, 1956), Восточного Саяна — 200 г/т (Вахрушев, 1963). В магнетите гранитоидов Мегринского плутона оно значительно больше — 300—600 г/т (Демин и др., 1968).

Среди гранитоидов СССР наиболее обогащены Zn (610 г/т) магнетиты гранитоидов Дальнего Востока, наиболее обеднены (184 г/т) — Горного Алтая. В магнетите из гранитов Центральной и Северо-Восточной Японии содержание Zn подвержено колебаниям и составляет 100—600 г/т (Kato, 1970). Из гранитоидов различного генезиса несколько обогащены Zn (265,5 г/т) магнетиты автохтонных гранитов, а в магнетитах из гранитов габбровой формации его содержание близко среднему — 244 г/т (см. табл. 43).

В интрузивных породах Аджарии, представленных разнообразными породами: сиенито-диоритами, габбро-диоритами, диоритами, сиенитами, формирование которых связано с габброидными породами, магнетит также характеризуется значительным содержанием Zn — 1000—800 г/т (Иваницкий и др., 1966), а в магнетите интрузивных пород, с которыми связана цинковая минерализация, иногда достигает 1000 г/т. Так, магнетиты пород, ассоциирующих с Zn-минерализацией (Ганновер, Нью-Мексико, Иллинойс-Кентуккский флюорит-сфалеритовый район), содержат повышенные его количества, в среднем 700 г/т (Theobald, Thompson, 1962).

В магнетите габбро содержание Zn достигает 266 г/т, что, вероятно, является подтверждением большего содержания Zn в основных породах. Еще более высокие значения приводит Ведеполь (1965) для магнетитов базальтов Северной Каролины — 1500 г/т. Аналогичная величина отмечена и для магнетитов габбро Скаергаардской интрузии (Wager, Mitchell, 1951).

Медь. Среднее содержание 75,9 г/т, коэффициент концентрации 3,8. Наличие Cu в решетке магнетита обычно объясняется изоморфным замещением $Fe^{2+} \leftarrow Cu^{2+}$.

Среди гранитоидов различного состава наибольшие содержания Cu, среднее — 207 г/т, характерны для магнетита биотитовых гранитов (см. табл. 29). Ее содержание увеличивается в магнетите из жильных пород, сопровождающих граниты, и достигает максимума в низкотемпературном магнетите из кварцевых жил (см. табл. 30). В Скаергаардской интрузии поздние магнетиты также содержат несколько большее количество Cu (Vincent, Mitchell, 1954).

Наименьшее среднее содержание Cu установлено в магнетитах гранитов Северного Кавказа (10 определений) — 15,7 г/т, в то время как в магнетите гранитоидов Орского Зауралья оно значительно выше среднего (13 определений) — 109 г/т.

Магнетит рудоносных гранитоидов Мегринского плутона, с которыми связано Cu-Мо оруденение, содержит Cu значительно меньше среднего (7 определений) — 2,4 г/т (Демин и др., 1968).

Несмотря на то, что в магнетитах из основных пород больше Cu, чем в том же минерале из интрузивных гранитоидов (см. табл. 31), магнетиты гранитоидов габбровой формации не выделяются по этому признаку. В частности, магнетит гранитоидов змеиногорского комплекса,

для которых допускается генетическая связь с основной магмой, содержит Cu в среднем (25 определений) 8,3 г/т (Амшинский и др., 1964).

В магнетитах докембрийских гранодиоритов Кольского полуострова установлено количество Cu 20 г/т (Бельков, Батиева, 1971), т. е. ниже вычисленного среднего.

Распределение Cu между сосуществующими минералами, магнетитом и пиритом, свидетельствует о существовании зависимости, близкой к прямой, хотя в пирите Cu концентрируется в большей степени, чем в магнетите (рис. 3).

Титан. Среднее содержание 8202,4 г/т, коэффициент концентрации 3,6.

Наблюдается довольно отчетливая зависимость, выражающаяся в том, что магнетиты диоритов содержат больше Ti, чем магнетиты биотитовых или лейкократовых гранитов (см. табл. 29). На Кольском полуострове также отмечалось, что в магнетите из амфиболовых гранодиоритов количество Ti составляет 42 008 г/т, из биотитовых гранодиоритов — 5605 г/т, из гранитов — 1180 г/т (Виноградова, 1967).

Если между цветным индексом породы и содержанием Ti в магнетите наблюдается прямая зависимость, то между содержанием Ti в магнетите и содержанием собственных акцессорных минералов титана в породе более характерна обратная зависимость (табл. 32).

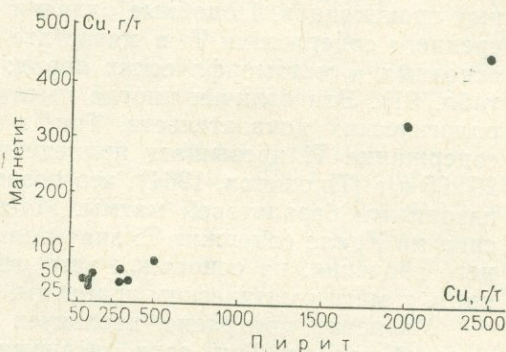


Рис. 3. Распределение меди между магнетитом и пиритом в гранитоидах Карамазара и Западного Узбекистана (по материалам А. В. Рабиновича и др., 1971)

Таблица 32

Зависимость между содержанием Ti в магнетите и содержанием сфена и ильменита в граните

Компонент	Содержание, г/т						
	2714	2 665	4838	9735	21 181	26 491	27 671
Ti	—	13 960	473	5497	0,5	3	6
Сфен	4909	3	112	8845	10	53	5
Ильменит							

Обратная зависимость между содержанием Ti в магнетите и содержанием в породе сфена или ильменита свидетельствует о том, что изоморфное рассеяние может способствовать или препятствовать образованию собственного минерала того или иного элемента в породе.

Содержание Ti неодинаково в магнетите гранитоидов различных регионов. Оно значительно меньше среднего в магнетите гранитоидов Северо-Байкальского нагорья, где составляет 3240 г/т (Каширин, Ле-

гейдо, 1967), близко к среднему в магнетите гранитоидов Памира — 7967 г/т (Акрамов, 1968₂) и повышено в магнетите гранитоидов Тувы — 21 778 г/т.

Магнетиты жильных пород, связанных с гранитоидами, аплитов и пегматитов, как и магнетиты измененных гранитоидов, содержат Тi значительно меньше (см. табл. 30, 31). В гибридных же гранитоидах среднее содержание Тi в магнетите повышается до 13 021 г/т, и этот минерал нередко представлен здесь титаномагнетитом (см. табл. 31).

Среди гранитоидов различного генезиса более высокие средние содержания Тi характерны для магнетитов гранитов габбровой формации — 12 675 г/т, а более низкие — 7855 г/т — для магнетитов автохтонных гранитоидов. Подобные отличия наблюдаются и при сравнении среднего содержания Тi в магнетите из интрузивных гранитоидов и из основных и метаморфических пород: в первом титана больше (см. табл. 31). Эти отличия иногда пытаются использовать в качестве петрологических доказательств. Так, в магнетите гранитоидов Камчатки содержание Тi превышает приведенное среднее и составляет 12 331—29 205 г/т (Прохоров, 1964), что позволяет считать эти гранитоиды производными базальтовой магмы. Магнетит гранитов Рябиновского массива на Урале содержит Тi значительно меньше (Фоминых, 1967) среднего значения, на основании чего считается вероятной его принадлежность к метасоматическим гранитам.

Магнетит прекрасно наследует геохимические особенности материнской магмы. Так, если титаномагнетиты контактово-метасоматических месторождений, связанных с основными породами, содержат Тi в среднем (15 определений) 4838 г/т (Борисенко, 1968), то магнетиты контактово-метасоматических месторождений, связанных с гранитоидами, только 236—1150 г/т (Вахрушев, 1963).

Изоморфное замещение Ti^{4+} (0,64 А) \rightarrow Fe^{3+} (0,67 А) в решетке магнетита в значительной мере зависит от температуры. В общем случае степень окисления железа определяет, будет ли образовываться твердый раствор между магнетитом и ильменитом или между магнетитом и ульвошпинелью. При высоких температурах между магнетитом и ульвошпинелью (Fe_2TiO_4) возможна смесимость в любых соотношениях, тогда как ильменит ($FeTiO_3$) растворяется в магнетите только в известных пределах. Эти смешанные кристаллы сохраняются лишь при быстром охлаждении, тогда как при медленном — распадаются с выделением в качестве продукта распада ильменита.

Имеются наблюдения, показывающие, что содержание Тi в магнетитах увеличивается с падением температуры. Это объясняется, по-видимому, совместным осаждением ильменита и титансодержащего магнетита в период кристаллизации. Винсент и Филлипс (Vincent, Phillips, 1954) показали, что в слоистой Скаергаардской интрузии содержание Тi увеличивается, а V уменьшается в более молодых магнетитах. Меньше Тi, чем магнетит основной массы, содержат и фенокристаллы магнетита из пижонитовых андезитов Японии.

Существуют, однако, примеры, свидетельствующие об уменьшении содержания Тi в магнетите с понижением температуры. С одной стороны, наблюдается постоянное уменьшение его в магнетите при переходе от гранодиоритов к гранитам, пегматитам и кварцевым жилам. С другой стороны, отмечается (Roy, 1954), что в анортозитах Индии

наиболее поздним является магнетит, не содержащий Ti. В базальты Венгрии (Кох, 1956) входит в качестве рудного акцессорного минерала титаномагнетит; в то же время более поздним рудным минералом, встречающимся в пустотах базальтов, является магнетит. Рамдор (Ramdohr, 1940) указывает, что более древние генерации магнетита богаче Ti, чем более молодые.

Необычно большие содержания титана (41 300 г/т) характерны для магнетита из обломков пород основного состава в вулканической брекции Западной Индии, образование которого происходило при высокой температуре и быстром охлаждении (Lewis, 1970). Примером может служить магнетит пород, измененных поздними растворами. В нем Ti меньше, чем в том же минерале неизменной породы. Так, в неизменных кварцевых сиенитах магнетит содержит TiO_2 7,97%, а в альбитизированных — 1,97%; магнетит пегматитов — 5,7%, а рудных жил — 1,2% (Buddington e. a., 1955). Частная хлоритизация цветных минералов при умеренных температурах также приводит к образованию бедного титаном вторичного магнетита.

Как видно, магнетит из гранитоидов содержит заметное количество Ti. Баддингтон с соавторами (Buddington e. a., 1955) предпринял обширное изучение петрогенетического значения титансодержащего магнетита в магматических и метаморфических породах. Они пришли к заключению, что состав магнетита можно использовать для целей относительной геологической термометрии. Эти авторы подчеркнули, что большинство титансодержащих магнетит-ильменитовых ассоциаций образуется при магматических температурах и что акцессорный титанистый магнетит развивается одновременно с силикатными фазами. Отмечается, что магнетиты пород, более богатых кремнием, беднее титаном, чем магнетиты базальтов и андезитов, а в андезитах во вкраплениях магнетита титана меньше, чем в магнетите основной массы.

Вольфрам. Среднее содержание 5,0 г/т, коэффициент концентрации 3,3.

По сравнению со средним содержание W больше в магнетите лейкократовых (см. табл. 29) и измененных гранитоидов (см. табл. 31). В том же минерале гибридных гранитов и особенно жильных пород оно меньше. В гранитах Дальнего Востока среднее содержание W в магнетите (4 определения) — 2,8 г/т (Говоров и др., 1970), т. е. в 2 раза ниже среднего.

Для гранитоидов Восточного Забайкалья установлено, что содержание W в магнетите в 1,5—2 раза, а иногда в 5—6 раз больше его содержания в породе. Среди акцессорных минералов магнетит является наиболее важным после сфена концентратором W (Казицын и др., 1967). В пяти магнетитах, выделенных из пород различного состава, содержалось W от 2,7 до 21,9 г/т (Jeffery, 1969). Для пород Индии Декейтом (DeKate, 1966) обнаружено в двух магнетитах W от 1,8 до 2,5 г/т. Особенно беден W магнетит автохтонных гранитоидов — 1,2 г/т.

По сравнению с нерудоносными гранитами магнетит гранитов, с которыми связаны вольфрамовые рудопроявления (Казахстан), содержит W значительно больше среднего — 128 г/т. То же характерно и для магнетита гранитов Тырныауза, с которыми связаны вольфрам-молибденовые рудопроявления, и который содержит 51,5 г/т W. В маг-

нетите рудоносного гранита Акчатау (Центральный Казахстан) содержание W также выше среднего и увеличивается при переходе от гранитов I к гранитам II фазы с 10 до 18 г/т (Митрофанская, 1970).

Скандий. Среднее содержание 6,5 г/т, коэффициент концентрации 2,1.

Sc³⁺ (0,83 Å) замещает в решетке магнетита Fe²⁺ (0,83 Å). Распределен Sc достаточно неравномерно. Среди гранитоидов различного состава наибольшее среднее содержание Sc установлено в магнетите диоритов — гранодиоритов (см. табл. 29). Оно меньше среднего в магнетите жильных пород (см. табл. 30), гибридных и измененных гранитоидов (см. табл. 31).

Среди гранитоидов различного генезиса наименьшие средние содержания Sc (0,2 г/т) отмечены в магнетите автохтонных гранитов, а наибольшие (7,3 г/т) в магнетите гранитоидов габбровой формации. Это следствие более высокого содержания Sc в основных породах. По последним данным титаномагнетиты из пироксенитов Урала содержат до 17,4 г/т Sc (Борисенко и др., 1969). Среди гранитоидов СССР содержание Sc, значительно превышающее среднее, установлено в магнетитах Северо-Востока СССР — 34 г/т, а пониженное — в магнетите гранитоидов Горного Алтая (2,5 г/т).

Золото. Среднее содержание 0,0091 г/т, коэффициент концентрации 2,0.

По данным Ю. Г. Щербакова и других исследователей (1964), среднее содержание Au в магнетите (7 определений) — 0,048 г/т. И. К. Давлетов (1970) приводит следующие его значения в магнетите: гранитоидов Чаткальской зоны (40 определений) — 0,0033 г/т, гранитоидов вообще (52 определения) — 0,0039 г/т, т. е. на порядок ниже приводимых Ю. Г. Щербаковым. Аналогичные данные, характерны для магнетитов Верх-Исетского массива (17 определений) — 0,0036 г/т (Бушляков, 1971). Значительно более широкие пределы колебания содержания Au — от 0,003 до 0,329 г/т, в среднем 0,037 г/т, установлены в 44 магнетитах кварцевых диоритов Монтаны (Mantei, Brownlow, 1967).

В гранитоидах Узбекистана концентратором Au является магнетит, в котором содержание этого элемента составляет 0,9—1,5 г/т (Хамрабаев, Урунбаев, 1971).

В процессе дифференциации наблюдается некоторое обогащение магнетита золотом. В гранитах Чаткало-Сандалашских гор при переходе от I ко II и III фазам внедрения количество Au в магнетите увеличивается с 0,0015 до 0,002 г/т (Давлетов, Джакшибаев, 1970).

В Казахстане магнетиты из интрузивов, с которыми связано золотое оруденение, содержат больше Au — 0,012 г/т, чем магнетиты из нерудоносных гранитов — менее 0,001 г/т (Зверева, Гавриленко, 1971).

Сравнительно небольшой коэффициент концентрации Au в магнетите и его преобладающее вхождение в полевых шпатах приводят к отсутствию четко выраженной корреляции между содержанием Au в граните и в магнетите (рис. 4). Значительно большие количества Au установлены в магнетитах из магнетитовых линз в скарнированных известняках и из скарнов с сульфидами — соответственно 14,8 и 54,75 г/т (Кудрявцева, 1969).

Считают, что Au в магнетите присутствует в виде нейтральных атомов.

Германий. Среднее содержание 2,6 г/т, коэффициент концентрации 2,0.

Сидерофильность германия обусловлена не столько его связью с двухвалентным железом, сколько другими причинами, среди которых, по-видимому, немаловажной является тип кристаллической структуры окислов. В связи со структурным родством GeO_2 и TiO_2 он может, очевидно, накапливаться в титансодержащих магнетитах. Действительно, иногда наблюдается некоторая зависимость между содержанием Ge и Ti в магнетитах (Lange, 1957). Более поздние исследования также выявили склонность Ge концентрироваться в Ti-содержащих минералах (Жукова, 1959).

Среди гранитоидов различного состава в магнетите диоритов среднее содержание Ge несколько повышено (см. табл. 29), а в магнетите из жильных пород — понижено (см. табл. 30). В гранитоидах СССР наибольшие значения Ge (7 г/т) установлены для магнетита из гранитов Дальнего Востока и Тувы, а наименьшие (1,2 г/т) — из гранитов Горного Алтая. Переход магнетита в окисные минералы Fe не сопровождается потерей Ge, но при повторном окислении, при образовании гидроокисных руд, его концентрация снижается (Седенко, Миرونюк, 1972).

Содержание Ge в магнетитах гранитоидов разного генезиса неодинаково. Самые низкие содержания Ge отмечаются в магнетитах автохтонных гранитов. Из десяти анализированных магнетитов германий не был определен ни в одном из них при чувствительности определения Ge 3 г/т. Магнетиты щелочных и основных пород содержат германия меньше, чем магнетиты интрузивных гранитоидов (см. табл. 31), что подтверждается данными по другим регионам (табл. 33).

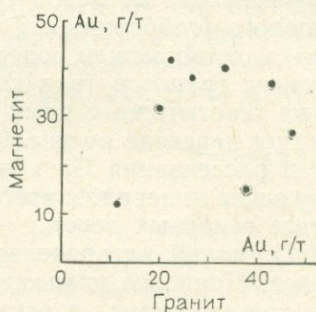


Рис. 4. Зависимость содержания золота в магнетите от содержания золота в граните

Таблица 33

Содержание германия в аксессуарном магнетите некоторых типов интрузивных пород, г/т

Регион	Граниты	Сиениты	Диориты	Габбро	Перидотиты
Алтае-Саянская область (Вахрушев, Арнаутов, 1964)	3,0 (71)	2,4 (12)	1,1 (15)	0,6 (17)	—
Армения (Карапетян и др., 1966)	3,1 (29)	3,0 (6)	2,8 (14)	1,27 (7)	0,86 (7)

По данным А. И. Карапетян и других исследователей (1966), концентрация или рассеяние Ge, во многом определяющие обогащенность этим элементом аксессуарного магнетита, по всей вероятности, находятся в зависимости от состава расплава и хода его кристаллизации и,

по-видимому, обусловлены предпочтительным накоплением Ge в силикатах с изолированными и цепочечными тетраэдрами (оливин, пироксен), по сравнению с каркасными тетраэдрами (полевые шпаты, кварц). Это, по-видимому, частично обусловило и отсутствие более или менее значительных концентраций Ge в магнетитах железорудных месторождений, связанных с перидотитами, пироксенитами, оливинитами, габбро и другими близкими по составу породами, с одной стороны, а с другой — способствовало появлению повышенных концентраций Ge в магнетитах некоторых пневматолито-гидротермальных (скарновых) месторождений, связанных с гранитоидными интрузиями.

Содержание Ge в акцессорном магнетите уменьшается в 3 раза по мере перехода от пород гранитного (и щелочного) состава к породам основного (габброидного) состава (см. табл. 33). Более того, наблюдается сходство между содержаниями Ge в акцессорных магнетитах нормальных гранитов (или габбро) и тех гибридных разновидностей пород, которые генетически с ними связаны. По-видимому, это обусловлено тем, что при переходе от кислых пород к основным увеличиваются возможности рассеивания Ge в кристаллических решетках цветных пороодообразующих минералов, что исключает накопление Ge в акцессорном магнетите основных пород.

Германий распределен неравномерно в магнетитах различного генезиса. Наиболее равномерно он распределен в магнетитах интрузивных горных пород, а также в магнетитах метаморфогенно-осадочного генезиса. Самое неравномерное распределение Ge свойственно магнетитам руд метасоматического происхождения (Вахрушев, Арнаутов, 1964).

Магнетиты железорудных месторождений различного происхождения отличаются друг от друга по содержанию в них германия. Наибольшей германийностью 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 Ge в магнетите контактово-метасоматических месторождений (314 определений) составляет 2,5 г/т. Эта величина может быть принята как ориентировочный средний уровень содержания Ge для магнетита руд этого генетического типа (Вахрушев, Семенов, 1969). Как видно, она аналогична среднему содержанию Ge в магнетите интрузивных гранитоидов (см. табл. 28).

Особенности содержания Ge в магнетите могут быть использованы и в петрологических целях. По данным Пинуса (1961), например, в акцессорном магнетите нормальных гранитов среднепалеозойского интрузивного комплекса Тувы оно повышено, а в магнетитах пород Таннуольского комплекса, являющихся производными базальтоидной магнезы, Ge не был обнаружен.

Свинец. Среднее содержание 23,7 г/т, коэффициент концентрации 1,2.

Там, где окислительно-восстановительный потенциал среды допускает окисление Pb^{2+} (1,26Å) в Pb^{4+} (0,76Å), может иметь место замещение $Pb^{4+} \rightarrow Fe^{2+}$ в шестерной координации (Wedepol, 1956).

Среди гранитоидов различного состава повышенные содержания Pb — 47 г/т — характерны для магнетита лейкократовых гранитов

(см. табл. 29). По сравнению с магнетитом интрузивных гранитоидов магнетиты щелочных пород содержат в среднем Pb больше — 42,3 г/т, а основных пород меньше — 13,0 г/т (см. табл. 31).

Магнетит диоритов, с которыми связаны полиметаллические рудопроявления, содержит Pb 28 г/т (Рабинович, Баскова, 1959), т. е. несколько больше, по сравнению со средним, а нерудоносных гранитов — 14 г/т (Таусон, Кравченко, 1956), т. е. почти в 2 раза меньше. Однако подобные наблюдения не носят закономерного характера и в магнетите гранодиоритов Кедабека, с которыми связано полиметаллическое рудопроявление, содержание Pb меньше (3 определения) — 9 г/т, чем в магнетитах молибденоносных гранитов Тырнауза или Каджарана (по 2 определения) соответственно 34 и 27,5 г/т.

Редкие земли. Среднее содержание 395,0 г/т, коэффициент концентрации 1,1. Приведенные значения свидетельствуют, что магнетит не может рассматриваться как минерал-концентратор TR в гранитоидах.

Состав TR в магнетите отражает некоторую концентрацию в нем, по сравнению с гранитом, легких лантаноидов (табл. 34). Было отмечено

Таблица 34

Состав TR в аксессуарном магнетите гранитоидов
($\Sigma TR=100\%$)

Порода	La — Nd	Sm — Ho	Er — Lu
Кислые породы (Виноградов. 1962)	84,5	11,8	3,61
Гранитоиды	86,1	11,05	2,85

но также (Балашов, Соболев, 1967), что отношение Ce/Y в магнетитах более чувствительно к процессам, протекающим при кристаллизации магмы, чем то же отношение в породах.

Магнетит из эссексит-порфириров содержит значительно меньше TR₂O₃ (50 г/т) и на его долю приходится 4,6% от общего содержания TR в породе (Балашов и др., 1970).

Галлий. Среднее содержание 21,1 г/т, коэффициент концентрации 1,0.

Среди гранитоидов различного состава более высокими содержаниями Ga выделяются магнетиты биотитовых гранитов (см. табл. 29). В магнетите жильных дифференциатов таких, как аплиты и пегматиты. Ga еще больше (см. табл. 30). Считают даже, что большие содержания Ga могут указывать на пегматит-пневматолитовое образование магнетита (Hegemann, Albrecht, 1954).

Значительно увеличивается содержание Ga — до 125 г/т — в магнетите измененных гранитоидов (см. табл. 31). Почти в 2 раза оно превышает среднее в магнетите измененных гранитоидов Приазовья (12 определений) — 55,4 г/т (Марченко, Щербаков, 1966), а также в магнетите из автохтонных гранитов — 53,5 г/т, где оно более, чем в 2 раза превышает среднее содержание этого элемента в магнетите интрузивных гранитоидов (см. табл. 43).

В гранитоидах Приазовья магнетит считается минералом-концентратором Ga (Марченко, Щербаков, 1966), однако полученные данные свидетельствуют об отсутствии существенной концентрации Ga в магнетите (см. табл. 29). Титаномагнетиты ультраосновных пород содержат Ga в среднем больше (19 определений) — 48 г/т (Борисенко, 1963), чем магнетиты интрузивных гранитоидов.

Ниобий. Среднее содержание 96,8 г/т, коэффициент концентрации 0,5.

Среди гранитоидов различного состава наибольшее среднее содержание Nb (336 г/т) установлено в магнетите из аляскитов, т. е. из тех пород, в которых из-за отсутствия в них цветных минералов возможности изоморфного рассеяния ниобия крайне ограничены (см. табл. 29). Аналогичная тенденция в изменении содержания Nb в магнетитах зафиксирована для пород различного петрографического состава в Казахстане: магнетит из диоритов содержит Nb (3 определения) 2 г/т, из гранитов (2 определения) — 2 г/т, а из лейкократовых гранитов (3 определения) — 10 г/т (Серых, 1966).

В магнетите жильных пород, по сравнению с гранитом, среднее содержание Nb в 1,5—2 раза меньше (см. табл. 30), а в магнетите измененных гранитоидов оно еще меньше (см. табл. 31), что свидетельствует о возможности перехода в раствор части ниобия при мартитизации магнетита. Уменьшается содержание Nb и в магнетите гибридных гранитов (см. табл. 31), что, вероятно, связано с обилием в них других минералов железа и титана, в кристаллических решетках которых мог рассеиваться ниобий. Например, магнетит гранитов Шилово-Коневского массива (Средний Урал) содержит Nb 28 г/т, а в магнетите гибридных разновидностей этих гранитов Nb не установлен при чувствительности его определения 3 г/т.

По сравнению с магнетитом известково-щелочных гранитов значительно больше Nb установлено в магнетите щелочных гранитов (5 определений) 785,4 г/т.

Среди гранитоидов СССР наибольшие содержания Nb (1128,7 г/т) установлены в магнетитах гранитоидов Восточного Саяна. Весьма вероятно, что это связано с наличием микровключений тантало-ниобатов, которые встречаются в этих гранитах в количестве 3,5 г/т (Ляхович, 1967₂). Сходные значения приводятся и для магнетитов гранитоидов Дальнего Востока (5 определений) — 1028 г/т (Говоров и др., 1970).

В гранитах, перспективных на ниобиевое оруденение, содержание Nb в магнетите достигает 350 г/т (Красильникова, Летников, 1969), т. е. значительно выше среднего.

В гранитоидах докембрия Приазовья установлены следующие содержания Nb в магнетите (в г/т): геосинклинальные породы: гранит мигматизированный — 15—22, аплит мигматизированный — 56, пегматит — 26, гранит-аплит — 133; платформенные породы: сиенит мелкозернистый — 87, сиенит крупнозернистый — 19—195, гранит крупнозернистый — 90, гранит — 71, сиенит альбитизированный — 78 (Марченко и др., 1969₁). Приведенные цифры свидетельствуют о более низком содержании Nb в магнетите более древних мигматизированных гранитоидов.

Среди пород различного состава большие содержания наблюдаются в магнетите карбонатитов — 323,9 г/т. Количество Nb 2100 г/т отмечено в титаномагнетите нефелиновых сиенитов Тувы (Пополитов и др.,

1965), однако в этом случае можно предполагать и наличие микровключений тантало-ниобатов. По данным Ю. М. Кирнарского (1971), в кристаллическую решетку магнетита карбонатитов изоморфно входит не более 30% общего количества Nb (и Ta), содержащегося в магнетите, а остальное — связано с присутствием микровключений акцессорных тантало-ниобатов.

Если в гранитах на долю магнетита приходится только незначительная часть общего ниобия породы, то в нефелиновых сиенитах основным минералом-концентратором и минералом-носителем этого элемента является титаномagnetит (Пополитов и др., 1965).

Рассматривая особенности содержания Nb и Ta в магнетитах лейкократовых гранитоидов акчатауского комплекса, нетрудно заметить отсутствие какой-либо сопряженной зависимости между содержаниями этих двух элементов: повышенные концентрации одного из них не сопровождаются, как правило, увеличением содержания другого (рис. 5). Это, по-видимому, связано с флуктуациями в минеральном составе этих гранитоидов и преобладающей концентрацией Nb в биотите, а Ta — в магнетите.

Бериллий. Среднее содержание 2,2 г/т, коэффициент концентрации 0,4.

Низкое значение коэффициента концентрации свидетельствует об отсутствии накопления Ве в магнетите, об отсутствии геохимических связей между Ве и Fe^{2+} (Fe^{3+}). В гранитах Эльджуртинского массива (Северный Кавказ), в которых количество Ве ниже кларкового, содержание Ве в магнетите (2 определения) — 1,5 г/т, т. е. тоже значительно ниже среднего.

Цирконий. Среднее содержание 90 г/т, коэффициент концентрации 0,4.

Магнетит из гранитоидов Казахстана содержит Zr в среднем (22 определения) — 21 г/т (Серых, 1966). Меньше Zr содержит магнетит и по данным Дегенхардта (1959) — 34—73 г/т, в среднем (3 определения) — 59 г/т. Еще более незначительно (9 г/т) содержание Zr в титаномagnetите основных пород (Kent, 1969). В связи с этим интересно отметить, что гранитоиды змеиногорского комплекса Горного Алтая, для которых допускается генетическая связь с основной магмой, также содержат Zr много меньше, по сравнению со средним (25 определений) — 23,2 г/т (Амшинский и др., 1964). В магнетите карбонатитов среднее содержание Zr составляет 155 г/т (Пожарицкая, Развозжаева, 1966).

В пяти магнетитовых концентратах, выделенных из метаморфических пород, Де Вор (De Vore, 1955) установил Zr в среднем 255 г/т, что возможно, отражает более высокое содержание его в осадочных породах и может быть использовано при петрологических построениях.

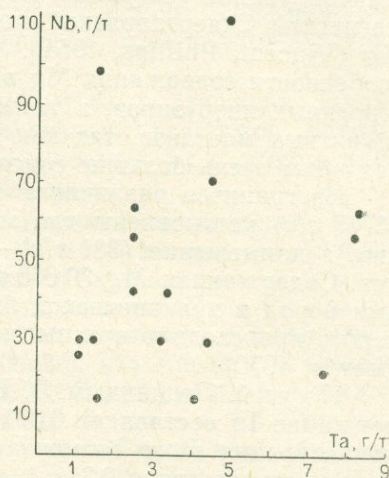


Рис. 5. Зависимость между содержаниями Nb и Ta в магнетите лейкократовых гранитоидов акчатауского комплекса (Казахстан)

Магний. Среднее содержание 2299 г/т, коэффициент концентрации 0,4.

Полученные данные (см. табл. 29) свидетельствуют о том, что в гранитоидах различного состава наблюдается неуклонное уменьшение содержания Mg при переходе от магнетитов диоритов (3328,5 г/т) к магнетитам лейкократовых гранитоидов (538,6 г/т). Сильно уменьшается оно и в магнетите жильных пород, связанных с гранитоидами (см. табл. 30). Ранее также отмечалась тенденция накопления Mg в решетке магнетитов ранних генераций (Ramdohr, 1955). Соответственно и поздние магнетиты Скаергаардской интрузии содержат пониженные количества Mg (Vincent, Phillips, 1954). Все сказанное позволяет использовать особенности содержания Mg в магнетите при расчленении сложно построенных интрузивов, а также при выяснении условий формирования гранитных массивов, так как для магнетитов гибридных гранитов характерны очень большие содержания Mg — 5846 г/т.

Из гранитов различного генезиса наибольшие содержания Mg (3767 г/т) установлены для магнетита гранитоидов габбровой формации, а наименьшие (331 г/т) — для магнетита автохтонных гранитоидов. Содержанием Mg 30 000 г/т обладает магнетит из обломков основных пород в вулканической брекчии Западной Индии, образование которого происходило при высокой температуре и быстром охлаждении (Lewis, 1970).

Индий. По данным Д. Шоу (1959₁), в магнетите лампрофира содержание In составляет 0,071 г/т, что свидетельствует об отсутствии концентрации этого элемента в магнетите. Коэффициент концентрации в этом случае равен 0,3.

Таллий. По данным Д. Шоу (1959₂), магнетит содержит Tl 0,36 г/т, что значительно меньше среднего содержания этого элемента в гранитоидах. Коэффициент концентрации в этом случае равен 0,2.

Индикаторные признаки акцессорного магнетита

1. Полученные данные (см. табл. 28) свидетельствуют, что в наибольшей степени в магнетите концентрируются геохимически близкие железу элементы V, Cr, Mn, Ta, Sn, для которых он служит надежным геохимическим минералом-индикатором. В магнетите не концентрируются Be, Zr, In, Tl, Li.

2. Содержание редких и петрогенных (Ti, Mg, Mn) элементов в магнетите во многом зависит от химического и минерального составов гранитоидов. В ранних и основных по составу диоритах — гранодиоритах магнетит характеризуется большими содержаниями элементов ранней стадии кристаллизации — Mg, Ti, V, Cr, Ni, Co, а также Ge и Th (см. табл. 29). В поздних лейкократовых гранитах, ко времени образования которых расплав обогатился редкими элементами, а возможность их изоморфного рассеяния уменьшилась, магнетит содержит большие количества U, Pb, Zr, Mn, Sn, Sc, W, Nb.

Эти особенности состава магнетита могут быть использованы при расчленении сложно построенных интрузивов или при определении потенциальной рудоносности породы. Однако последнее возможно при условии, что сравниваются магнетиты из гранитоидов сходного состава.

Рассматривая состав магнетита в гранитоидах различных районов СССР, следует отметить следующие особенности (табл. 35). Магнетиты гранитоидов Северо-Востока СССР выделяются наиболее высоким содержанием Mg, возможно свидетельствующим о незначительной глубине их формирования, а также Zn и Sc.

Самые высокие содержания Sn присущи магнетитам гранитоидов Дальнего Востока, Казахстана и Восточного Забайкалья; W — Казахстана и Тувы; Mo — Северного Кавказа; Ge — Дальнего Востока и Тувы; Cr — Урала; V, Ni — Тувы, Nb — Восточного Саяна. Повышенные содержания Sn, W, Mo в магнетитах совпадают с металлогенической характеристикой соответствующих регионов.

3. В особенностях состава магнетита может быть отражена такая важная проявляющаяся в процессе кристаллизации гранитной магмы тенденция редких и рудных элементов, как рассеяние их в ранних или накопление в поздних продуктах кристаллизации.

Представление об изменении состава магнетита под влиянием процессов дифференциации получают на примере многофазных интрузивов (табл. 36). Они свидетельствуют о более высоких содержаниях в магнетите гранитоидов I фазы Ti, V, Ni, Cr и о накоплении Mn и Co в магнетите гранитоидов поздних фаз. Аналогичные отличия наблюдались в Восточном Забайкалье, где было установлено, что магнетиты гранитоидов ранних фаз несколько обогащены Ti, Ni, Zr, по сравнению с магнетитом гранитоидов поздних фаз, содержащих больше V, Co, Mn, Sn, Pb (Завьялова, 1969). В гранитах массива Кызыл-Тай (Казахстан) содержание Mn в магнетите при переходе от гранитов I к гранитам III фазы увеличивается с 1422 до 3160 г/т (Ляхович, 1967₂). В многофазных гранитах Северо-Западного Алтая установлено уменьшение содержания Mn, Ti, V и Cr и увеличение содержания Sn и Pb при переходе от магнетита ранних дифференциатов к поздним. Особенно наглядно обогащение редкими элементами магнетита из гранитов поздних фаз многофазных интрузивов Юго-Западного Прибайкалья (табл. 37).

Таким образом, анализ приведенных данных показывает, что наиболее обычным является обогащение магнетита гранитов поздних интрузивных фаз Mo, W, Sb, Ta, Pb, Mn, Co и обеднение Ti, V, Ni, Cr. В редких случаях для V и Mn отмечаются обратные соотношения. В известной мере аналогичная картина наблюдается при анализе особенностей содержания редких элементов в магнетите гранитов и сопровождающих их жильных пород. И хотя приводимый материал (см. табл. 30) для отдельных элементов не достаточно представительен, можно говорить о более высоком содержании Mg, Cr, Mn, V в магнетите из гранитов; Zn, U, Sn, Mo — из аплитов; Ga — из пегматитов; Cu, Sn и Mo — из кварцевых жил. Это подтверждается и наблюдениями на Памире, где при переходе от гранитоидов II фазы к биотитовым и лейкократовым гранитам III фазы и далее к жильным дериватам в магнетитах наблюдается уменьшение содержания Cr, V, Ti, Pb (Акрамов, 1968₂).

Приведенные примеры дают основание считать, что изменения содержания редких элементов в магнетите, происходящие под влиянием процессов дифференциации гранитной магмы, во многом повторяют их известные тенденции накапливаться в ранних или поздних продуктах кристаллизации.

Средние содержания редких и рудных элементов в магнетите гранитоидов из различных регионов СССР, в г/т
(с учетом литературных данных)

Регион	W	Mo	Nb	Sn	Sc	Ge	Zn
Северо-Восток		2,0 (1)		7,0 (1)	34,0 (2)	He опр. (2)	610,0 (2)
Дальний Восток	5,0 (1)	25,5 (2)	52,0 (1)	95,0 (2)	11,0 (2)	7,0 (2)	216,7 (3)
Восточное Забайкалье	4,25 (2)	3,8 (5)	31,0 (1)	38,3 (7)	9,0 (4)	3,5 (4)	196,0 (5)
Восточный Саян	1,75 (2)	4,0 (3)	1128,8 (3)	17,3 (3)	14,7 (3)	1,75 (4)	240,7 (12)
Тува	8,0 (3)	13,3 (3)	204,5 (4)	34,0 (3)	12,5 (4)	7,0 (4)	236,0 (5)
Горный Алтай	4,33 (3)	3,5 (2)	36,0 (1)	12,0 (2)	2,5 (4)	1,17 (6)	184,0 (10)
Урал	2,25 (8)	7,73 (15)	21,3 (7)	12,46 (13)	3,68 (19)	0,58 (24)	300,0 (19)
Северный Кавказ		20,3 (14)					525,0 (4)
Казахстан	33,2 (5)	5,25 (8)	70,0 (1)	56,54 (11)	2,46 (13)	3,13 (62)	230,5 (20)
Среднее по интрузивным гранитоидам СССР	5,0	12,8	96,8	25,5	6,5	2,6	837,9
Регион	Ti	V	Cr	Ni	Mn	Mg	
Северо-Восток	40 710,0 (2)	1624,0 (2)	302,0 (2)	22,5 (2)	3515,5 (2)	13 200,0 (2)	
Дальний Восток	11 446,0 (3)	731,7 (3)	372,0 (3)	He опр. (3)	4608,3 (3)	6 150,0 (3)	
Восточное Забайкалье	5 267,5 (9)	843,8 (6)	265,5 (6)	30,75 (4)	1645,8 (6)	2 580,0 (5)	
Восточный Саян	6 602,5 (21)	992,6 (25)	330,8 (25)	He опр. (4)	2186,2 (13)	1 091,4 (14)	
Тува	21 778,0 (8)	1716,0 (7)	927,6 (7)	85,7 (7)	3284,1 (7)	4 350,0 (7)	
Горный Алтай	3 382,6 (9)	784,0 (10)	239,8 (10)	14,6 (5)	1248,2 (10)	459,4 (8)	
Урал	3 484,6 (30)	720,8 (26)	496,4 (25)	17,0 (22)	1644,0 (27)	838,6 (22)	
Северный Кавказ	26 520,5 (2)	1232,0 (1)	428,0 (1)	64,0 (1)	5135,0 (1)	1 350,0 (1)	
Казахстан	10 236,2 (76)	1341,1 (29)	205,3 (14)	41,78 (56)	2752,2 (68)	2 017,9 (57)	
Среднее по интрузивным гранитоидам СССР	8 202,4	1067,5	302,8	34,9	2473,7	2 299,0	

Содержание редких и рудных элементов в магнетите гранитоидов различных интрузивных фаз, г/т

Фаза	Количество анализов	Ti	V	Ni	Cr	Mn	Co	Литературный источник
Восточный Саян								
I	2	3350	5150	530	2325			Киселева, Матвеева, 1967 Тот же " "
II	3	3147	2375	143	540	1770		
III	2	3650	580	135	115	5293		
Казахстан								
I	23	3245	2240	150	1518	1738	38	Спиридонов, 1969 Тот же
II	11	1475	896	—	828	1738	47	

Таблица 37

Содержание Mo, W, Sn, Nb и Ta в титаномагнетите гранитов Биту-Джидинского массива, г/т
(Косалс, Мазуров, 1970)

Порода	Фаза	Mo	W	Sn	Nb	Ta
Биотитовый гранит	I	12,0	61,0	150,0	1295,0	155,8
Лейкократовый гранит	II	19,0	52,0	180,0	1183,0	114,8
Микрогранит	III	50,0	60,0	150,0	1204,0	533,0

4. Необычные условия формирования эффузивных пород должны отражаться и в составе встречающихся в них аксессуарных минералов. В частности, огромное количество летучих, сопровождающих излияние кислых лав, которые увлекают за собой из магмы разнообразные редкие и рудные элементы, могло вызывать селективное обогащение ими этих пород и слагающих их минералов по сравнению с их глубинными аналогами. Однако известно об этом мало. Есть сведения, что большие содержания титана характерны для магнетитов эффузивных пород (Киселева, Матвеева, 1967) и порфировых вкрапленников кислых лав (Carmichael, 1963). В фумарольном магнетите Катмаи, например, было определено Mo 400 г/т (Ziess, 1938). В то же время исследование на микрозонде магнетита из магнетитовых лавовых потоков Чили показало в нем отсутствие заметных количеств других элементов (Haggerty, 1970), что, возможно, указывает на необычный генезис этих своеобразных лав.

Интересные данные, подтверждающие проявление кристаллизационной дифференциации даже в эффузивных породах, получены при электронном микрозондировании титаномагнетитов из пемзовых и лавовых потоков дацитов Японии. Магнетит здесь образует фенокристаллы и микрофенокристаллы и присутствует в основной массе лав. Его состав до и после извержения магмы различен: по сравнению с магнетитом из пемзы, в магнетите из дацитов наблюдается уменьшение содержаний

суммарного железа, Al_2O_3 , MgO и увеличение TiO_2 , V_2O_5 и MnO . Аналогичное изменение состава прослежено и для магнетитов, образующих включения в пироксене, амфиболе и плагиоклазе. Коррелируя составы магнетитов, образующих самостоятельные кристаллы и включения в породообразующих минералах, можно установить относительное время кристаллизации последних (Oshima, 1971).

В щелочных базальтах магнетит содержит Nb 350—1000 г/т и на его долю приходится 65—85% всего Nb породы (Huckenholz, 1965). Примечательно, что и в глубинных щелочных породах титаномагнетит является основным минералом-концентратом и минералом-носителем ниобия (Пополитов и др., 1965).

Таблица 38
Средние содержания
рудных элементов в магнетите
кислых интрузивных
и эффузивных пород, г/т

Элемент	Гранитоиды СССР	Андезиты, дациты Новой Зеландии*
Mg	2299,0 (120)	113 000,0 (5)
V	1067,5 (112)	6 000,0 (5)
Ti	8202,4 (174)	66 000,0 (5)
Cr	362,8 (31)	409,4 (5)
Ni	34,9 (106)	118,6 (5)
Co	26,5 (44)	184,0 (5)
Cu	75,9 (19)	120,0 (5)
Mn	2473,7 (137)	2 740,0 (5)

* По Duncan, Taylor, 1968.

в разнообразных акцессорных минералах, главным образом сульфидах и окислах, то в условиях быстрого охлаждения они захватывались кристаллической решеткой одного из ранних минералов этих лав — магнетита.

5. В отличие от магнетита интрузивных гранитоидов, магнетит из их гибридных или контаминированных разновидностей отличается значительно большим содержанием Ti, V, Cr, Ni и меньшим — Mn, Nb, Sc, очевидно, благодаря обилию в этих породах других титан- и железосодержащих минералов, в которых могли рассеиваться эти элементы (см. табл. 31). Аналогичные особенности состава магнетитов наблюдались в разных регионах.

В Восточном Забайкалье магнетиты из гибридных гранитоидов содержат больше Cr, Ni, Co и меньше V и Zr, чем магнетиты пород того же массива, не затронутые гибридным. Различия в содержании остальных элементов статистически не значимы (Завьялова, 1969). В Казахстане по данным Э. М. Спиридонова (1968) в магнетите гибридных гранитов, по сравнению с магнетитами гранитов чистой линии, содержание Cr возрастает в 15—30 раз, Co в 3—4 раза.

Таким образом, повышенные содержания Ti, Cr, Ni в магнетите наряду с геолого-петрографическими данными могут рассматриваться как индикатор степени гибридности (или контаминации) гранитоидов.

6. Магнетиты измененных, альбитизированных или грейзенизированных, гранитов содержат в среднем меньше Ti, V, Cr, Ni, а также Ge, Sn, Sc, Nb, но больше Zr, Ga, W, U (см. табл. 31).

Довольно существенные отличия выявляются в составе магнетита неизмененных плагиогранитов и мартитизированного магнетита кварцмусковитовых грейзенов. В мартите по сравнению с магнетитом уменьшается содержание Mg, Ni, Ti и V и увеличивается содержание основных элементов рудных жил: в нем больше Cu, появляются Mo, W, Pb, Ag, Bi, Sn и Ge (Никитина и др., 1968₁). В Горном Алтае магнетит грейзенов по сравнению с магнетитом гранитоидов содержит больше Sn, Y, Be, Nb и Zr (в отдельных пробах появляется Bi), тогда как роль Pb и Co уменьшается (Сотников, Никитина, 1968).

Эти особенности состава магнетита свидетельствуют о том, что в процессе изменения гранитоидов наиболее вероятен привнос Zr, W, U, Sn, Bi, в то время как Cr, Ni, Co, Ti, V переходили в раствор, обогащая собой вновь образующиеся минералы.

В ультраосновных породах Украинского кристаллического щита выделяют две генерации магнетита: магматогенную и метаморфогенную. Последняя возникла в результате серпентинизации ультраосновных пород. Для магнетитов метаморфогенного генезиса характерны большие содержания Ni и Co, что указывает на некоторую их концентрацию в процессе метаморфизма ультраосновных пород (табл. 39).

7. Магнетиты различных типов изверженных пород (кислых, щелочных и основных) существенно отличаются по содержанию редких и рудных элементов. Магнетиты щелочных пород обогащены Co, Pb, Zr, Ga, Mn; кислых пород — Ge, Sn, W, Mo, Nb, U (см. табл. 31); основных пород — такими характерными элементами основных магм, как Ti, V, Cr, Ni, Cu, Sc. Особенности состава магнетита основных пород объясняют своеобразие состава магнетита гранитоидов габбровой формации — значительное содержание в них Ti, Cr, V.

В магнетите осадочно-метаморфических пород содержания Ti, V и Mn самые низкие, что может быть использовано при выделении автохтонных гранитоидов. Изучение содержания TiO₂ и MgO в магнетитах из пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма архея Анабарского щита позволило установить, что содержание TiO₂ прямопропорционально, а MgO — обратнoпропорционально степени метаморфизма породы (табл. 40).

8. Магнетит может быть использован в качестве индикатора потенциальной рудоносности гранитоидов.

Таблица 39

Содержание Co и Ni в магнетитах ультраосновных пород Украины, г/т (Стульчиков, Фомин, 1970)

Генерация	Co	Ni
Магматогенная	110—190	700—3500
Метаморфогенная	160—400	2100—9700

Таблица 40

Содержание TiO₂ и MgO в магнетите метаморфических пород Алдана, % (Закруткин, 1965)

Фация	TiO ₂	Mg
Амфиболитовая	1,33—3,20	0,30—0,88
Гранулитовая	4,06—5,20	0,15—0,25

Повышенные содержания магнетита наблюдаются в гранитоидах, с которыми связано контактово-метасоматическое железоруднение (Ляхович, 1959; Хамрабаев, Азимов, 1969; Воронич и др., 1965). Однако для других элементов более важным индикаторным признаком являются особенности состава акцессорного магнетита.

Обычно в магнетите рудоносных гранитоидов отмечается повышенное содержание тех элементов, которые участвуют в формировании месторождения — W, Mo, Sn, Cu, Zn, Pb, Au, Nb, Ta. Так, магнетиту интрузивных пород, ассоциирующих с цинковой минерализацией, свойственны повышенные (в среднем 700 г/т) содержания Zn (Theobald, Thompson, 1962). В магнетитах кислых оловоносных верхнеюрских гранитоидов Восточного Забайкалья содержание Sn больше, чем в магнетитах, аналогичных по составу, но более древних и неоловоносных гранитоидов (Завьялова, 1969).

Несмотря на постоянное присутствие Mo в магнетите нерудоносных гранитоидов, магнетит из Эльджуртинского массива, с которым пространственно связано W — Mo месторождение, обогащен Mo (53,5 г/т) и W (51,5 г/т), что весьма вероятно указывает на потенциальную рудоносность этого гранита.

Весьма характерны отличия в содержании меди в магнетите из двух совершенно различных в металлогеническом отношении районов Средней Азии — Карамазара, с характерными для него скарново-полиметаллическими и медно-молибденовыми месторождениями, и Западного Узбекистана, со специфическими для этого региона месторождениями вольфрама и золота. Магнетиты гранодиоритов Карамазара содержат Cu в среднем значительно больше (4 определения) — 228 г/т, чем магнетиты аналогичных пород Западного Узбекистана (4 определения) — 43,5 г/т (Рабинович, Бадалов, 1971). Согласно нашим данным, среднее содержание Cu в магнетите гранитоидов Каджарана, с которыми связывают медно-молибденовое руднение, также выше среднего и составляет (2 определения) 89,5 г/т.

Если сравнить данные по содержанию рудных элементов в магнетите из рудоносных гранитов Дальнего Востока, приводимые И. Н. Говоровым и другими исследователями (1970), то выявляется вполне определенная обогащенность их Sn, Nb и Ta и обедненность W и Mo (табл. 41).

Таблица 41
Содержание элементов в магнетите гранитоидов Дальнего Востока, г/т

Регион	W	Mo	Sn	Nb	Ta	Be
Дальний Восток СССР	2,8 (4) 5,0 (23)	2,9 (4) 12,8 (66)	30,0 (23) 25,5 (55)	1028,0 (5) 96,8 (18)	167,0 (5) 35,0 (9)	2,3 (19) 2,2 (21)

Магнетит гранитоидов Тувы, с которыми связана цирконий-ниобиевая минерализация, содержит Nb и Ta значительно больше, по сравнению со средним: Nb 1620 г/т и Ta 202 г/т (Кудрин, Кудрина, 1965), а магнетит гранитоидов, непродуктивных на тантал, — значительно меньше: Nb 20 г/т, Ta 3 г/т (Беус, Ситнин, 1968₁).

Надежным критерием возможной связи с гранитоидами золоторудных месторождений служит повышение частоты встречаемости высоких содержаний золота (0,1 г/т и более) в акцессорном магнетите (Щербаков, 1972).

9. Особенности содержания редких и рудных элементов в магнетите можно использовать для установления генетической связи месторождения 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 послемагматическими 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 (Вахрушев, 1965). Так, максимальные содержания марганца свойственны магнетиту граносиенитовых интрузивов Кондомского (0,83% MnO) и Тейского (0,67% MnO) железорудных районов. Одновременно рудообразующий магнетит месторождений этих районов также значительно обогащен марганцем (соответственно 0,51 и 0,41% MnO). При уменьшении количества марганца в акцессорном магнетите материнских интрузивов Ирбинского, Таят-Табратского, Мульгинского и других районов, как правило, уменьшается содержание этого элемента и в рудообразующем магнетите.

В Восточном Саяне большое сходство состава рудного магнетита с магнетитом их гипабиссальных пород и отличие первого от магнетита гранитоидов позволяют генетически связывать оруденение именно с гипабиссальными породами (Миловский, 1962).

Наиболее существенно отличие рудных магнетитов от магнетитов гранитоидов по содержанию Cu, V и Ti. В рудных магнетитах содержания этих элементов заметно понижаются (Миловский, 1962). Другие исследователи также отмечали, что геохимической особенностью рудного магнетита по сравнению с акцессорным магнетитом из материнских гранитоидов является более бедный видовой состав элементов-примесей и более низкие их содержания. Так, в рудном магнетите отсутствуют Mn, Ni, Zn, Ga, а содержание Ti, V, Cr значительно ниже, чем в акцессорном магнетите. Бедность рудного магнетита элементами-примесями является, очевидно, следствием процесса автолиза и также может служить свидетельством образования этого магнетита в условиях понижающейся температуры, что характерно для стадии автометаморфических изменений гранитоидных массивов (Слободской, 1963).

Сравнительное изучение содержаний элементов-примесей в магнетите руд контактово-метасоматических месторождений Северного Казахстана и в акцессорном магнетите гранитоидов, к которым приурочены месторождения, позволило установить, что определяющим фактором в количественном распределении Ti и Cr, а возможно, и V в магнетите является температура. Содержание Mn и Mg в акцессорном магнетите находится в прямой, близкой к линейной зависимости от содержания этих элементов. На генетическую связь между интрузивами и приуроченными к ним месторождениями указывает характер распределения в них Co, Ti, Ga (Яценко, 1969).

Сравнение составов магнетита Мульгинского месторождения с магнетитами вмещающих интрузивных пород показывает наибольшую геохимическую общность их с магнетитами гипабиссальных пород Таятского комплекса, что хорошо подтверждает геологические выводы о связи оруденения Мульгинского месторождения с постмагматической деятельностью гипабиссальных диорит-порфиров того же комплекса (Киселева, Матвеева, 1967).

На Урале установлено различие в содержании рудных элементов в магнетите магматического и контактово-метасоматического генезисов.

Таблица 42
 Пределы содержания Ti в магнетитах
 важнейших генетических типов
 (Панских, 1970)

Генетический тип	Пределы, %
Интрамагматический (80)	0,4—10
Интрузивно-магматический (30)	0,000—0,1
Пегматовый (12)	0,060—1,0
Контактово-пневматолитовый (81)	0,000—0,2
Гидротермальный (22)	—
Экспляционный (24)	0,002—0,02
Эффузивно-подводный (154)	0,000—0,04 (до 0,05)
Осадочно-морской (109)	0,000—0,004
Контактово-метаморфический (19)	0,004—0,09
Динамометаморфический (227)	0,000—3,0

Первые характеризуются большими содержаниями Mg, Ti и V (Борисенко, 1968). С другой стороны, магнетиты контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области заметно отличаются от тех же минералов осадочно-метаморфогенного происхождения большим содержанием Mg, V, Cr и других элементов. С помощью этих данных можно уточнить генезис железных руд (Вахрушев, 1965).

Таким образом, как индикатор генетической связи, кроме редких, наиболее рационально использовать Mg, V, Cr, Mn и особенно Ti.

Высокая титанистость среды — необходимое, но недостаточное условие для кристаллизации титанистых магнетитов. Растворимость ильменита в магнетите, а значит и содержание TiO_2 , зависят от температуры. Поскольку между степенью метаморфизма руд и содержанием Ti в магнетитах устанавливается прямая зависимость, по содержанию Ti в магнетите можно составить предварительное представление о генетическом типе месторождения (табл. 42).

Определенные отличия аксессуарных магнетитов золоторудных интрузий от магнетитов нерудных интрузий были установлены по следующим особенностям магнетита: содержания растворимого цинка, нерастворимого ванадия; отношение растворимого кобальта к никелю, растворимой меди к цинку, растворимого свинца к цинку, растворимого цинка к нерастворимому, растворимой меди к нерастворимой, растворимого никеля к нерастворимому; величины условного коэффициента магнитной восприимчивости. Вероятностная оценка этих особенностей магнетита из рудоносных и нерудоносных интрузивов сведена в специальные таблицы (Прохоров и др., 1966).

Таким образом, по особенностям содержания рудных и редких элементов в магнетите можно судить о рудоносности (Mo, Zn, Sn, Nb) гранитоидов или о генетической связи (Mg, V, Ti, Cr, Mn) железооруденения с определенным типом изверженных пород.

Условия образования месторождения сказываются не только на составе и содержании изоморфных элементов в магнетите, но и на его твердости. Наиболее вероятное значение твердости магнетита скарновых месторождений равно 525 кг/мм², а для гидросиликатных месторождений — 625 кг/мм² (Щербак, 1969).

10. Рассматривая особенности, содержания редких и рудных элементов в магнетите из гранитоидов различного генезиса (табл. 43), нетрудно убедиться в существовании определенных отличий, в значительной мере обусловленных геохимическими особенностями тех исходных пород или магм, за счет которых происходило формирование гранита того или иного генетического типа.

Т а б л и ц а 43

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном магнетите гранитоидов различного генезиса, г/т

Элемент	Гранитоиды		
	интрузивные	автохтонные	габбровой формации
V	1067,5 (112)	579,9 (18)	2 110,9 (35)
Cr	362,8 (91)	175,3 (91)	580,5 (34)
Mo	12,8 (66)	11,0 (19)	3,3 (10)
Ta	35,0 (9)	2,0 (6)	2,2 (10)
Sn	25,5 (55)	7,6 (5)	7,5 (4)
Co	26,5 (44)		
U	15,4 (24)	56,5 (2)	
Ni	34,9 (106)	21,4 (15)	108,0 (24)
Mn	2473,7 (137)	1591,1 (10)	2 387,9 (34)
Th	71,5 (6)	1,0 (3)	
Zn	237,9 (94)	265,5 (3)	243,8 (30)
Cu	75,9 (19)	45,7 (7)	69,0 (5)
Ti	8202,4 (174)	7855,5 (27)	12 675,7 (37)
W	5,0 (23)	1,2 (9)	
Sc	6,5 (51)	0,2 (11)	7,3 (12)
Ge	2,6 (108)		1,0 (14)
Pb	23,7 (14)		
Ga	21,1 (48)	53,5 (15)	
Nb	96,8 (18)	37,5 (8)	25,2 (10)
Zr	89,7 (73)	222,0 (3)	23,2 (25)
Mg	2299,0 (120)	625,0 (9)	3 767,0 (22)

Прежде всего наибольшие содержания редких и рудных элементов — Nb, Ta, W, Mo, Sn, Ge — присущи магнетиту интрузивных гранитоидов, с которыми в основном связаны рудопроявления этих элементов. Магнетиты автохтонных гранитоидов выделяются наиболее высоким содержанием Zn, Ga, U, Zr, т. е. элементов, содержание которых в осадочных породах больше, чем в кислых, или равно ему. Черты этой унаследованности видны и на примере магнетита гранитоидов габбровой формации. Для него отмечаются самые значительные содержания Ti, V, Cr, Ni, Mg, Sc, т. е. тех элементов, которые типичны для основных магм и не типичны для кислых.

Можно привести следующие примеры подобного отличия. Как наиболее характерная черта магнетита автохтонных гранитов обычно ука-

зывается малое содержание в нем Cr, V и особенно Ti. Действительно, среди гранодиоритов и порфиробластических гранитов Финляндии и США выделяются магнетиты, обладающие высоким и низким содержанием TiO₂. Первыми обладают магнетиты изверженных пород, вторыми — магнетиты осадочно-метаморфических (табл. 44).

Одни исследователи считают рябиновские граниты Урала продуктом дифференциации базальтовой магмы, другие — продуктом метасоматоза кварцевых порфиров кувашской свиты. Изучение состава магнетита Рябиновского массива показало, что он представлен здесь малотитанистыми разновидностями с минимальным содержанием элементов семейства

Таблица 44

Содержание Ti в магнетите докембрийских гранитоидов, г/т (Баддингтон, 1961)

Страна	Порода	Ti
США	Метасоматические гранитоиды (2)	15 340
	Магматические граниты (2)	28 910
Финляндия	Метасоматические гранитоиды (12)	2 006
	Магматические гранитоиды (2)	9 263

железа (8 определений) в г/т: Ti 3658, V 156, Mn 1817, Cr 52, Ni 24, Co — не определялся — и является аналогичным магнетиту метасоматических гранитоидов Русской платформы. Кроме того, так же, как и для метасоматических гранитоидов, для них характерно повышенное содержание магнетита, количество которого достигает в них 21 400 г/т.

Изучение акцессорного магнетита докембрийских гранитоидов юго-восточной части Воронежской анте-

клизы (Египко и др., 1969) также позволило установить, что все они, по сравнению с магнетитом интрузивных гранитоидов, отличаются пониженным содержанием титана (1239 г/т) и сопоставимы по этому признаку с магнетитами метасоматических гранитоидов и магнетитами метасоматических залежей.

В осадочных и метаморфических силикатных породах содержание тяжелого изотопа кислорода больше, чем в гранитах (Донцова, 1966). Если в магнетите из метаморфических пород оно составляет 2,0%, то в магнетите изверженных пород — 1,4%. Эту особенность в составе магнетита также можно использовать при выделении автохтонных гранитов.

Интересны данные, показывающие, что в изотопном составе кислорода магнетита и ильменита из гранитов побужского и кировоградско-житомирского комплексов отмечены низкие значения δO^{18} (0,5—1,4% O), близкие к таковым для изверженных пород. Величины δO^{18} (2,6—7,2% O) для магнетита и ильменита из биотитово-гранатовых и биотитовых мигматитов и бердичевских гранитов свидетельствуют о том, что первичноисходными породами для них были осадочные. Поэтому палингенные граниты побужского и кировоградско-житомирского комплексов, вероятно, кристаллизовались из расплавов, образовавшихся за счет плавления исходных осадочно-метаморфических пород, а бердичевские граниты и биотитово-гранатовые мигматиты представляют собой гранитизированные первичноосадочные породы, не прошедшие стадии расплава (Щербак и др., 1971). Особенности распределения эле-

ментов-примесей в акцессорном магнетите (титаномагнетите) могут использоваться при выявлении гранитоидов — производных основной магмы.

Помимо палингенных интрузивных гранитоидов, многие исследователи выделяют гранитоиды, производные основной магмы, относящиеся (Кузнецов, 1964) к ряду вулканогенных эффузивно-интрузивных формаций. Эти гранитоиды очень сходны между собой и различить их по структурно-текстурным особенностям, минеральному и химическому составу не всегда возможно. Однако исследования гранитоидов Урала (Штейнберг, Фоминых, 1961; Знаменский, Фоминых, 1962) и Алтае-Саянской области (Вахрушев, 1962) показали, что их легко отличить по химическому составу акцессорного магнетита (табл. 45).

Т а б л и ц а 45

Средние содержания элементов-примесей в акцессорном магнетите интрузивных пород
Алтае-Саянской области, г/т
(Вахрушев, 1965)

Порода	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Pb
Гранитоиды интрузий батолитового типа (19)	3 599	728	483	2054	20	20	180
Гранитоиды габбровой формации (21)	14 986	1736	828	3871	30	170	120
Габбро дифференцированное (12)	46 846	2240	483	2607	70	70	Не опр.

Проведенный нами анализ акцессорного магнетита кварцевых диоритов и гранодиоритов Павдинского, Гумбейского и Магнитогорского интрузивов, считающихся производными основной магмы, также показал отличие их состава от магнетитов гранитоидов Мурзинского, Джабык-Карагайского и Шилово-Коневского массивов, являющихся типичными представителями гранитной формации. Средние содержания характерных элементов в магнетитах первой группы пород (г/т): Ti 28 497 и Mn 3950—значительно выше, чем в магнетите гранитоидов гранитной формации, содержащем Ti 2124 и Mn 1185 г/т.

Существенные отличия содержания магния установлены в магнетитах различных по генезису гранитоидов Урала (Ферштатер и др., 1969): магнетиты гранитоидов гранитной формации содержат магния значительно меньше—675 г/т, чем магнетиты гипабиссальных (базальтоидных) гранитоидов—2025 г/т. Тщательные исследования (Фоминых, Ярош, 1970) дополнили эти отличия, показав, что для гранитоидов гранитного ряда характерны минимальные количества Ti, V и Mn, по сравнению с гипабиссальными гранитоидами базальтоидного происхождения, с которыми связаны контактово-метасоматические месторождения железа. В то же время содержание Cr, Ni и Co в магнетитах гранитоидов этих групп близко.

Более поздними исследованиями тех же гранитоидов Урала установлено, что акцессорные магнетиты гранитоидов сиалического происхождения содержат цинка в 2—3 раза больше, чем магнетиты грани-

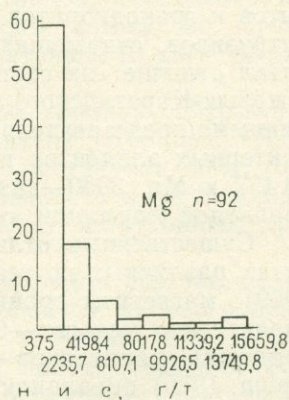
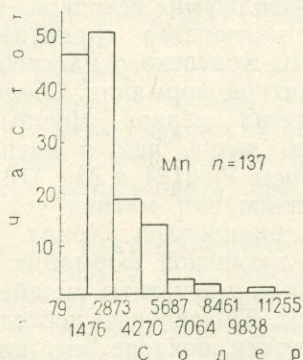
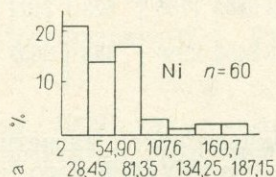
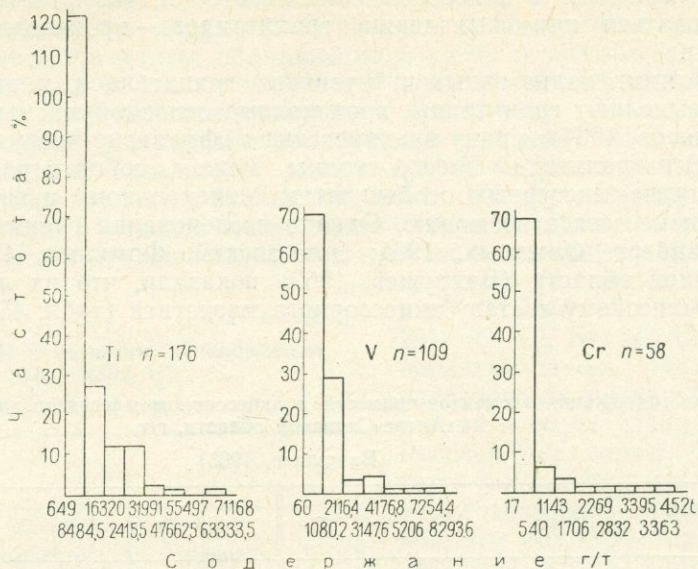


Рис. 6. Гистограммы распределения редких элементов в акцессорном

тоидов базальтоидного происхождения, в среднем 720 г/т, независимо от состава гранитоидов. В магнетитах гранитоидов базальтоидного происхождения количество Zn минимально — в среднем 320 г/т (Фоминых, Знаменский, 1972).

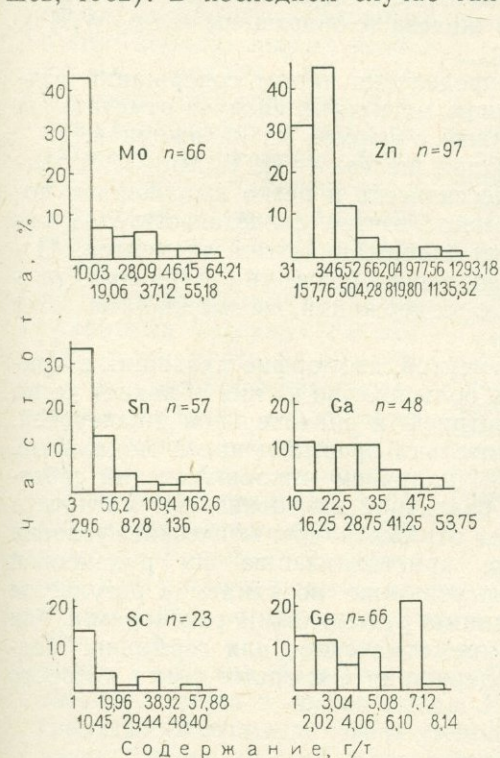
Кроме того, гранитоиды базальтоидного происхождения отличаются от гранитоидов гранитного ряда распределением элементов семейства железа (Фоминых, Ярош, 1972). Доля железа, приходящегося на маг-

нетит в гранитоидах базальтового ряда, в 2 раза больше, чем в гранитоидах гранитного ряда, и составляет соответственно 37, 89 и 19,7%.

Значительные количества Ti, V, Ni в магнетитах гранитоидов тануольского комплекса (Тува) позволяют считать возможной их генетическую связь с основной магмой. Элементы-примеси в магнетитах применялись и для генетического расчленения гранитоидов Восточного Забайкалья, но при этом учитывалась основность сравниваемых пород. Так, в магнетитах гранитов ряда вулканогенных интрузивных формаций (Соктуйский, Куйтунский массивы) концентрации Cr, Ni, Mn, Sn, Pb более высокие, чем в магнетитах гранитов батолитового типа (Зарулюнгуевский массив) (Завьялова, 1969).

Среди гранитоидов Алтае-Саянской области могут быть выделены два основных генетических ряда: ряд батолитовых гранитоидных формаций и ряд гранитоидов эффузивно-интрузивных формаций (Вахрушев, 1962). В последнем случае так или иначе допускается генетическая связь гранитоидов с исходной базальтоидной магмой. По сравнению с акцессорным магнетитом гранитоидов ряда эффузивно-интрузивных формаций в акцессорном магнетите гранитоидных интрузий батолитового типа в большей степени проявлена тенденция к концентрации Pb, Ge, Sn. В пробах акцессорного магнетита гранитоидов гранитного ряда спектрографически фиксируется также Zr, Y, Yb, иногда Nb, тогда как в магнетите гранитоидов габброидного ряда и в магнетите (титаномагнетите) собственно дифференцированных габброидных массивов эти элементы ни в одном случае не были обнаружены (Вахрушев, 1962).

Известным указанием на генезис гранитоида может служить и доля магнетита в общем балансе редких элементов. Так, в магматических породах базальто-габброидного состава цинк концентрируется, главным образом, в магнетитах, а в породах гранит-гранодиоритового ряда главными носителями цинка являются биотиты и амфиболы (Ведель, 1965).



магнетите гранитоидов

ными носителями цинка являются биотиты и амфиболы (Ведель, 1965).

Весьма интересны результаты изучения распределения элементов-примесей в акцессорных магнетитах и титаномагнетитах щелочных пород базальтоидного происхождения Тагильского и Кушвинского сиенитовых массивов и щелочных пород Вишневогорского щелочного комплекса гранитного (сиалического) происхождения, показавшие их значи-

тельное отличие. В титаномагнетитах щелочных пород базальтоидного и сиалического происхождения среднее содержание элементов-примесей соответственно следующее (в %): TiO_2 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. Эти цифры близки к содержанию элементов-примесей в магнетитах и титаномагнетитах соответствующих групп пород — основных или кислых. Одновременно содержание железо-титановых рудных минералов в базальтоидных щелочных породах примерно в 2 раза больше, чем в щелочных породах сиалического происхождения, и составляют соответственно 1,6% и 0,7% (Фоминих, Свяжин, 1964).

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 магнетиты гранитоидов, источником которых были магматические очаги, расположенные в верхних горизонтах сиала, обеднены элементами семейства железа и обогащены — Sn, W, Pb, Nb и другими редкими элементами.

Рассматривая гистограммы распределения частот содержаний редких и рудных элементов в аксессуарном магнетите, следует отметить их различный характер, отчасти связанный с формой их нахождения.

Распределению элементов семейства железа — Ti, V, Mn, Cr, а также Mg — свойственны сильная эксцессивность и резко выраженная положительная асимметрия, что все вместе взятое свидетельствует о малой дисперсии и устойчивости низких содержаний этих элементов. Исключение составляет никель, отличающийся более симметричным распределением, но большим разбросом содержаний, возможно, за счет микровключений сульфидов (рис. 6).

Что касается других редких элементов, изоморфно входящих в кристаллическую решетку магнетита, то большинство из них обладает четко выраженной положительной асимметрией и значительной дисперсией, обусловленной содержаниями, значительно превышающими модальные. Их появление может быть объяснено наличием микровключений собственных минералов этих элементов, различной измененностью магнетита или, что наиболее важно, оно может отражать специфические условия формирования магнетита, например, кристаллизацию из рудоносной магмы. Эти высокие содержания могут также возникать в результате импрегнации магнетита более поздними рудоносными растворами. Так возникает бимодальное распределение, отмеченное для германия. Наиболее равномерно распределены содержания Ga, гистограмма которого близка симметричной (см. рис. 6).

СФЕН

Сфен — распространенный аксессуарный минерал гранитов, в которых он встречается в виде зерен и хорошо образованных кристаллов. Их форма и окраска во многом определяются своеобразием генезиса этого минерала. Наиболее распространены в гранитах пластинчатые кристаллы конвертообразной формы, хотя встречаются призматические и реже игольчатые кристаллы. Преобладающая окраска сфенов светло-желтая, но встречаются бурые и красно-коричневые кристаллы. Темная окраска, связанная с повышенным содержанием в минерале железа, ха-

рактерна для сфенов основных разновидностей гранитоидов: гранодиоритов и кварцевых диоритов. Сфены метасоматического генезиса часто обла- дают светло-серой окраской.

Сфен обычно встречается в ассоциации с магнетитом, цирконом, а также с такими кальцийсодержащими минералами, как апатит, ортит и эпидот.

Особенности распределения сфена в гранитоидах вполне опреде- ленно указывают на зависимость его содержания от генезиса этого ми- нерала и от петрохимиче- ских особенностей гранитои- да (табл. 46). Обогащение гранитной магмы кальцием и титаном, обычно отмечае- мое в гибридных породах, отражается на содержании сфена, количество которого в этих породах весьма вели- ко, в среднем 8,6 кг/т, а в гибридных гранитах Ши- лово-Коновского массива (Урал) оно достигает даже 15,7 кг/т. С обогащением гранитной магмы кальцием связано и локальное увели- чение содержания сфена в приконтактовых частях гранитных массивов, где оно может достигать 8—60 кг/т.

В докембрийских биоти- товых гранитах содержание сфена почти в 3 раза боль- ше, чем в послекембрийских биотитовых гранитах, что указывает на их необычный генезис. Граниты, изменен- ные постмагматическими процессами, также содержат сфен, правда, в различных количествах. Так, в альбитизированных гранитах содер- жание сфена в 1,5 раза больше, чем в неизмененных биотитовых гра- нитах. Очевидно, большая часть Ti и Ca, высвободившихся при альби- тизации, вошла в состав сфена. В то же время в грейзенизированных гранитах содержание сфена уменьшается в сотни раз, так как большая часть титана, высвобождающегося при разрушении цветных минера- лов, образовывала рутил, содержание которого здесь сильно возраста- ет. Жильные породы бедны сфеном, причем наименьшее его количест- во отмечается в кварцевых жилах.

Самые высокие средние содержания сфена отмечены в гранитах Русской платформы, Восточного Саяна и Казахстана.

Химические анализы акцессорного сфена показывают непостоян- ство его состава в отношении петрогенных элементов (табл. 47). В сфе- нах гранодиоритов содержание магния и железа, как правило, выше, а марганца и редких элементов ниже.

Таблица 46

Среднее содержание и частота встречаемости сфена в гранитоидах различного состава

Порода	Среднее содержание, г/т	Частота встречаемости, %
Граниты гибридные	8595,11	100
Кварцевые диорит-гранодиориты гранитные	1769,0	100
Граниты биотитовые докембрийские	1535,8	90
Аляскиты платформ	1087,01	80
Кварцевые диориты — плагио-граниты габброидные	1045,99	90
Граниты альбитизированные	932,94	58
Граниты биотитовые после-кембрийские	312,6	92
Аплиты	140,83	87
Граниты двуслюдяные	84,94	94
Аляскиты геосинклинальные	68,16	85
Граниты лейкократовые	53,0	70
Пегматиты	36,41	87
Кварцевые жилы	30,76	94
Граниты грейзенизированные	6,10	78

Химический состав акцес

Диориты — гранодиориты

Компоненты	Диориты — гранодиориты								
	Хабаровский край	Восточное Забайкалье	Тува	Урал					
SiO ₂	31,56	30,02	30,86	29,50	30,13	29,67	30,43	30,11	29,41
ZrO ₂									
TiO ₂	31,00	35,62	37,81	35,90	35,10	35,91	35,84	34,61	34,90
Nb ₂ O ₃	1,80	0,23	0,125	0,18	0,09	0,20	0,22	0,33	0,55
Ta ₂ O ₅		0,20	0,015	0,015			0,019	0,02	0,047
Al ₂ O ₃	2,66	3,01	2,24	1,70	2,12	2,41	2,40	3,30	3,56
TR ₂ O ₃	1,60	0,62	0,40	1,83	2,32	1,68	1,52	1,49	1,83
Fe ₂ O ₃	0,22	0,86	2,10	2,73	1,98	1,97	2,24		
FeO		1,03			0,77	0,89		2,62	2,54
MnO	0,48	0,11	0,09	0,11	0,19	0,10	0,11	0,11	0,20
MgO	0,47	0,73	0,07	0,19	0,25	0,13	0,11	0,09	—
CaO	28,10	27,82	26,34	27,17	25,58	25,34	27,30	27,38	26,45
Na ₂ O	1,08								
K ₂ O	0,24								
P ₂ O ₅				0,97	0,49	0,62			
H ₂ O ⁺	0,61								
H ₂ O ⁻	0,04					He опр.			
П.п.п.					0,60	0,78			
С у м м а	99,86	100,25	100,05	100,30	99,62	99,70	100,19	100,06	99,49
Автор или литературный источник	Недашковский и др., 1969	В. В. Ляхович						Калинин, 1970	

Казахстан			Граниты биотитовые						
			Восточное Забайкалье		Восточный Саян			Урал	
30,20	30,30	30,60	30,74	30,59	30,52	28,87	29,97	29,60	29,64
0,47	0,29	0,32		0,19					
34,95	35,36	35,92	33,55	33,51	32,11	35,11	35,78	37,11	31,22
0,08	0,17	0,20	0,12	0,93	0,89	0,36	0,07	0,28	0,89
0,006	0,012	0,012	Не опр.	Не опр.	0,35	0,086	0,047	0,013	0,046
1,68	1,28	1,52	1,30	2,86	4,95	1,76	2,21	2,94	5,11
0,55	1,65	1,57	1,90	1,89	1,27	3,31	1,56	1,76	3,59
2,00	2,05	2,27	1,30	1,41	2,18	2,06	1,41	2,86	
			0,18	0,69		1,54	0,77		3,80
			0,08	0,05	0,10	0,33	0,06	0,14	0,20
0,38	0,39	0,42	28,56	Не опр.	0,23	0,08	0,07	0,28	0,16
27,15	26,35	26,50	0,14	26,66	26,92	25,85	27,78	25,17	25,48
0,65	0,15	0,15		0,52					
0,22	0,07	0,07							
			1,75	0,58	0,28	0,36	0,28		
			Не опр.	Не опр.	0,10	Не опр.	Не опр.		
			0,35						
98,34	98,07	99,55	99,97	99,88	99,90	99,72	100,01	100,15	100,14
Путалова, 1967			В. В. Ляхович	Забавникова, 1958	В. В. Ляхович			Калинин, 1970	

Компоненты	Граниты биотитовые								Гранито- гнейс
	Казахстан						Узбе- кистан	Памир	Аляска
SiO ₂	30,20	29,40	30,00	30,60	30,30	29,43	30,22	28,93	29,85
ZrO ₂		He опр.	0,50	0,32		0,28	0,02		
TiO ₂	34,20	37,00	33,58	35,92	38,00	36,53	34,33	44,80	30,65
Nb ₂ O ₅	0,32	0,27	0,48	0,20	0,17	0,09	1,38	0,001	
Ta ₂ O ₅	0,016	0,042		0,012	0,012		He опр.	0,007	
Al ₂ O ₃	1,68	He опр.	1,68	1,52	1,28	0,88	0,28		7,32
TR ₂ O ₃	2,19	2,86	2,77	1,57	1,65	3,04	2,12		3,58
Fe ₂ O ₃	2,50	2,10	3,00	2,27	2,05	2,35	2,24	6,17	
FeO							0,62		He опр.
MnO						0,40	0,18	0,005	He опр.
MgO	0,34	He опр.	0,42	0,42	0,39	0,12	0,60	3,40	He опр.
CaO	26,52	27,80	25,48	26,50	26,35	26,40	26,75	23,40	22,37
Na ₂ O	0,04	He опр.	0,15	0,15	0,15	0,08	He опр.		
K ₂ O	0,09	He опр.	0,07	0,14	0,02	0,41			
P ₂ O ₅						0,43			
H ₂ O ⁺					0,10	0,25			
H ₂ O ⁻			0,55	0,25					
П.п.п.									
Сумма	98,10	99,47	98,68	99,87	100,74	100,69	98,74	106,71	93,77
Автор или литератур- ный источник	Путалова, 1967					Чух- ров и Шлайн, 1962	Забавни- кова, 1958	Акра- мов, 1969	Young, 1938

* Кроме того, ThO₂ — 0,23%.

Граниты докембрийские										
Украина			Приазовье						Белоруссия	
29,78	28,35	29,20	30,92	28,50	29,88	28,82	27,96	30,95	28,60	
		0,87								
34,13	36,98	36,82	33,54	37,38	37,86	38,34	36,40	38,83	33,44	
0,07		0,97						0,15		
			0,31	0,28	0,22	3,25	0,35			
3,23	2,19	0,68	6,17	1,60	0,60	1,74	0,74	0,67	4,92	
2,51	2,19	1,61	0,50	0,85	0,90	0,75	4,15	1,28	0,85	
2,32	0,97	0,53		1,56	1,46	1,24	2,47	0,60	2,75	
1,09	1,29			0,79	0,39	0,71	0,65	Нет	1,40	
0,16	0,17	0,05	0,07	0,12	0,10	0,11	0,12	0,12	0,17	
0,45	0,17	0,60	0,67	0,02	0,03	Нет	0,20	—	1,00	
24,00	26,30	27,58	26,94	28,10	28,35	26,90	24,45	26,48	25,01	
				Не опр.	0,02	Не опр.	0,05	0,26	0,32	
				0,04	0,06	0,06	0,03	Нет	0,16	
0,62										
	1,03			0,54		0,84		0,35	0,60	
0,15	0,08			0,02	0,10	0,32	0,02	0,01	0,15	
1,55								0,02	2,08	
100,06	99,72	98,91*	99,12	99,80	99,97	103,08	97,59	99,72	101,45	
В. В. Ляхович	Ивантишин, 1960	Щербак, 1961		Марченко, 1967 ₁					Сердюченко, Пап, 1969	

Компоненты	Мигматиты					Гранит щелочной
	Украина					Кольский полуостров
SiO ₂	38,40	29,96	30,15	29,43	30,26	30,66
ZrO ₂						
TiO ₂	35,84	35,83	35,22	31,28	33,00	0,19
Nb ₂ O ₅						35,15
Ta ₂ O ₅						0,40
Al ₂ O ₃	2,62	3,10	4,23	6,76	4,75	0,03
TR ₂ O ₃	0,85	0,78	1,00	4,01	2,18	1,10
Fe ₂ O ₃	1,99	2,54	2,17	2,86	2,86	3,26
FeO	0,00	0,00	0,31	0,51	0,28	2,18
MnO	0,11	0,09	0,14	0,16	0,14	0,49
MgO	0,54	0,65	0,36	0,34	0,30	0,09
CaO	26,60	26,04	26,13	24,72	25,94	24,85
Na ₂ O			0,25	0,24	0,22	0,86
K ₂ O			0,08	0,09	0,08	0,06
P ₂ O ₅						
H ₂ O ⁺	0,50	0,76	0,28	0,32	0,15	0,55
H ₂ O ⁻	0,10	0,26	0,05	0,10	0,06	0,18
П.п.п.						0,83
С у м м а	107,55	100,01	100,37	100,82	100,22	100,88
Автор или литератур- ный источник	Орса, Елисева, 1965					Бельков, 1962

Щелочные породы					Габбро				
Восточный Саян	Казахстан	Армения			Урал				
27,86	28,90	29,77	29,58	30,12	30,82	30,60	30,73	30,86	30,13
1,88	Не опр.					Не опр.	Не опр.	Не опр.	
34,59	36,00	30,99	29,03	28,81	32,91	35,55	37,07	36,07	38,14
0,12	0,02				0,025	0,90	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	0,002					Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
4,27	Не опр.	9,02	10,14	10,60	3,43	1,25	1,34	0,79	0,96
2,22	3,93				0,24	0,88	Не опр.	Не опр.	Не опр.
3,91	3,40	2,37	2,13	2,13	1,69	2,26	1,45	0,89	0,58
		0,14	0,35	0,35	Не опр.		Не опр.		
0,28					0,06				
0,37	Не опр.	Следы	Следы	Следы	0,51	0,10	0,15	0,31	Не опр.
24,49	28,00	26,14	26,14	27,08	29,43	27,57	28,67	28,49	28,01
	Не опр.	0,12	0,17	0,12		0,16	Не опр.	0,12	Не опр.
	Не опр.	0,10	0,21	0,20		0,11	Не опр.	0,07	Не опр.
Не опр.						0,15			
		0,42	0,25	0,10		0,50	0,57		1,57
0,22					Не опр.				0,60
		0,26	0,66	0,27	0,57				
100,21	100,25	99,33	98,66	99,78	99,69	100,03	99,98	97,60	99,99
В. В. Ляхович	Пугалова, 1967	Перчук, Павленко, 1967			В. В. Ляхович	Забавникова, 1957			

Редкие элементы в аксессуарном сфене

В сфене присутствуют разнообразные редкие элементы: Sr, TR, замещающие Ca; Nb, Ta, Zr, замещающие Ti и др. Их содержания определяются геохимическими особенностями гранитной магмы и своеобразием генезиса сфена.

При выяснении особенностей состава сфена было использовано 678 количественных определений содержания в нем редких элементов, из которых 364 заимствовано из литературы. Кроме того, для более полной характеристики состава этого минерала привлечены результаты 118 полукваликативных спектральных анализов на Ga, Ge, Zr, Bi, Cu, Be, Cr, Ni, Ag.

Полученные результаты (табл. 48) свидетельствуют о том, что в наиболее значительной степени (в 20—100 раз) в сфене концентрируются Bi, Nb, Sn, Mo, Ta, U, TR, W, Pb, т. е. элементы, геохимически близкие кальцию или титану. Для них сфен может рассматриваться как надежный геохимический минерал-индикатор. Не концентрируются в сфене Au, Ge, Ni, Be, Ga, Cu, и для выяснения их геохимической судьбы необходимо использовать другие минералы.

Таблица 48

Средние содержания и коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в аксессуарном сфене интрузивных гранитоидов

Элемент	Среднее содержание, г/т		K	Элемент	Среднее содержание, г/т		K
	в кислых породах (кларк)	в сфене			в кислых породах (кларк)	в сфене	
Bi	0,01	1,0	100,0	Zr	200,0	686,0	3,4
Nb	20,0	1 924,2	96,2	Sc	3,0	9,9	3,3
Sn	3,0	254,6	84,8	Co	5,0	8,0	1,6
Mo	1,0	81,7	81,7	Au	0,0045	0,0065	1,4
Ta	3,5	240,0	68,6	Cr	25,0	36,0	1,4
U	3,5	211,1	60,0	Ni	8,0	9,7	1,2
TR ₂ O ₃	350,0	17 100,0	49,0	Ge	1,4	1,6	1,0
Th	18,0	464,0	25,0	B	15,0	13,0	0,9
W	1,5	35,5	23,6	Li	40,0	33,0	0,8
In	0,26	5,0	19,0	Be	5,5	3,4	0,6
Y	34,0	620,0	18,0	Cs	5,0	3,0	0,6
Ag	0,05	0,5	10,0	Ga	200,0	4,4	0,2
Zn	60,0	485,0	8,0	Cu	200,0	30,5	0,1
Pb	20,0	155,0	7,7	Tl	1,5	0,15	0,1
V	40,0	300,0	7,5	Ba	8300,0	157,0	0,02
Sr	300,0	2 195,0	7,3				

Висмут. Среднее содержание 1,0 г/т, коэффициент концентрации 100.

Отмечается вполне отчетливая тенденция висмута накапливаться в сфенах лейкократовых гранитоидов, где его содержание составляет 2,5 г/т, в то время как в сфене из диоритов оно составляет только 0,2 г/т (табл. 49). По сравнению со сфеном из гранитов несколько обогащены висмутом сфены из аплитов (табл. 50). Бедность этих пород

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном сфене интрузивных гранитоидов различного состава, г/т

Элемент	Диориты-гранодиориты	Граниты		Гранитоиды (среднее)
		биотитовые	лейкократовые и алякитовые	
Bi	0,2 (37)	1,5 (52)	2,5 (10)	1,0 (99)
Nb	1 363,0 (22)	2 246,0 (37)	2 567,0 (3)	1 924,2 (63)
Sn	150,4 (16)	294,5 (37)	350,0 (2)	254,6 (55)
Mo	84,5 (26)	84,0 (28)	36,0 (3)	81,7 (57)
Ta	147,0 (21)	312,0 (22)	333,0 (4)	240,0 (47)
U	301,6 (6)	154,0 (7)	190,4 (7)	211,1 (20)
TR ₂ O ₃	11 600,0 (31)	21 600,0 (27)	27 400,0 (5)	17 100,0 (63)
Th	253,0 (2)	685,0 (4)	220,0 (1)	464,0 (7)
W	13,3 (3)	39,6 (6)	78,0 (1)	35,5 (10)
In	5,0 (37)			5,0 (37)
Y		620,0 (5)		620,0 (5)
Ag	0,5 (37)			0,5 (37)
Sn	330,0 (1)	500,0 (2)	370,0 (1)	485,0 (4)
Pb	70,0 (2)	315,0 (2)	75,0 (1)	155,0 (5)
V	300,0 (5)			300,0 (5)
Sr	4 861,0 (2)	1 175,0 (4)	940,0 (1)	2 195,0 (7)
Zr	455,0 (37)	800,0 (52)	950,0 (10)	686,0 (99)
Sc	3,8 (7)	44,0 (3)	65,0 (1)	9,9 (11)
Co	8,0 (5)			8,0 (5)
Au				0,0065 (34)
Cr	88,0 (15)	20,0 (52)	40,0 (10)	36,0 (77)
Ni	10,0 (37)	9,5 (58)		9,7 (95)
Ge	1,0 (37)	2,0 (52)		1,6 (89)
B	13,0 (1)	10,0 (1)	16,0 (1)	13,0 (3)
Li	18,0 (1)	43,0 (1)	39,0 (1)	33,0 (3)
Be	1,0 (37)	2,5 (52)	18,5 (10)	3,4 (99)
Cs		3,0 (3)		3,0 (3)
Ga	3,0 (37)	5,0 (52)	8,0 (10)	4,4 (99)
Cu	34,3 (37)	27,5 (52)	35,0 (10)	30,5 (99)
Tl		0,15 (1)		0,15 (1)
Ba	157,0 (2)			157,0 (2)

цветными минералами во многом способствовала концентрации висмута в сфене. Более высокое содержание висмута (7 г/т) определено в сфене из гибридных гранитоидов рудоносного района Маунт Вилер (штат Невада, США) (Lee Donald e. a., 1969).

Ниобий. Среднее содержание 1924,2 г/т, коэффициент концентрации 96,2.

Большой коэффициент концентрации ниобия в сфене позволяет использовать его как надежный индикатор на этот элемент.

В гранитоидах различного состава наиболее низкие средние содержания Nb установлены в сфене диоритов, наиболее высокие в сфене лейкократовых гранитов (см. табл. 49). Аналогичная зависимость, в значительной мере обусловленная ограниченными возможностями к изоморфному рассеянию ниобия в бедных минералами железа и титана лейкократовых гранитоидах, наблюдалась и в гранитах Мань-Хамбо (Печорский Урал), где при переходе от диоритов к гранодиоритам

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном сфене гранитоидов и связанных с ними жильных пород, г/т

Элемент	Гранитоиды		Аплиты	Пегматиты	Кварцевые жилы
	интрузивные	измененные			
Bi	1,0 (99)		1,5 (6)		
Nb	1 924,2 (63)	2 800,0 (1)		10 000,0 (1)	
Sn	254,6 (55)	217,4		1 000,0 (1)	
Mo	81,7 (57)	15,0 (2)		100,0 (1)	
Ta	240,0 (47)	268,0 (2)		300,0 (1)	
U	211,1 (20)			200,0 (1)	
TR ₂ O ₃	17 100,0 (63)	11 300,0 (3)	He опр. (1)	28 600,0 (2)	
Th	464,0 (7)			5 400,0 (1)	
W	35,5 (10)			100,0 (1)	
Sr	2 195,0 (7)	1 220,0 (5)	1457,0 (2)		
Zr	686,0 (99)		1400,0 (6)	500,0 (3)	200,0 (1)
Sc	9,9 (11)			1 430,0 (1)	
Ge	1,6 (89)	2,0 (4)	3,0 (6)		
Ga	4,4 (99)		1,7 (6)	30,0 (1)	11,0 (1)
Cu	30,5 (99)		27,5 (6)	155,0 (3)	27,5 (1)

и гранитам содержание Nb в сфене возрастает с 2310 до 3850 и 6230 г/т соответственно (Калинин, Голдин, 1967).

Содержание Nb в сфене из жильных пород, особенно из пегматитов, увеличивается и в отдельных случаях достигает 10 000 г/т, что свидетельствует о тенденции этого элемента накапливаться в поздних дифференциатах. В то же время в низкотемпературных сфенах альпийского типа оно значительно меньше — 140—70 г/т (Weibel, 1957). Сфены измененных, альбитизированных или грейзенизированных, гранитоидов содержат Nb 2800 г/т, что существенно больше среднего содержания Nb в сфене неизмененных гранитов (см. табл. 50).

Выявляется любопытная закономерность, заключающаяся в том, что в сфенах гранитов, практически лишенных тантало-ниобатов, содержание Nb несколько повышено (Ляхович, 1967₂). Так, в сфенах гранитов Ильменогорского и Джабык-Карагайского массивов (Урал), практически лишенных тантало-ниобатов, оно составляет 1540—2310 г/т. В то же время сфены из гранитных массивов Восточного Забайкалья, содержащих больше тантало-ниобатов (Дурулгуевский, Соктуй, Кондуй), обеднены ниобием — 210—588 г/т.

Наиболее высокие содержания Nb присущи сфену из граносиенитов дополнительных интрузивов (табл. 51).

К вычисленному среднему весьма близко среднее содержание ниобия в сфене гранитоидов Карпато-Балканских гор (12 определений) — 1895 г/т (Arsenijevič, 1967). В гранитах Акбулайского массива (Южный Урал) сфен содержит Nb 1400 г/т (Волошин, Милецкий, 1966), т. е. меньше среднего, а в гранитоидах Восточного Забайкалья, Горного Алтая и Тувы эти значения нередко превышают среднюю величину, достигая в отдельных случаях соответственно 2310, 3500 и 5110 г/т.

Содержание Nb и Ta в сфенах, г/т
(Кузьменко, Еськова, 1968)

Порода	Nb	Ta	Nb:Ta
Гнейсовидные лейкократовые протерозойские граниты (2)	1029,0	74,0	14:1
Плаггиомикроклиновые каледонские граниты главной интрузивной фазы (1)	1246,0	107,0	12:1
Их производные субщелочные граносиениты фазы дополнительных интрузий (1)	2170,0	459,0	5:1
Щелочные ультрабазиты (2)	1750,0	123,0	4:1

Сфены оловоносных гранитов Северо-Востока СССР обладают малым количеством Nb — 588—840 г/т (Некрасов, 1968), что, возможно, связано с присутствием в этих гранитах касситерита — минерала емкого в отношении ниобия.

Весьма высокие содержания Nb наблюдаются в сфене щелочных гранитов — до 4200 г/т, в то время как в сфене щелочных пород они существенно не отличаются от среднего вычисленного для гранитов (см. табл. 51). Например, сфен щелочных сиенитов Армении содержит Nb 2100 г/т (Меликсетян, 1963), щелочных пород Румынии — 700—2520 г/т (Јаповиќи е. а., 1970), лейцитсодержащих пород Ишимского комплекса — 1519 г/т (Кравченко, Ифантопуло, 1969₁). Значительно большие содержания Nb (до 3300 г/т) характерны для сфена ультраосновных — щелочных пород, ийолитов (Дудкин, Померанцева, 1965).

Олово. Среднее содержание 254,6 г/т, коэффициент концентрации 84,8.

Высокая степень концентрации Sn в сфене позволяет рассматривать его как минерал-индикатор, отражающий все изменения в содержании этого элемента, происходящие в процессе кристаллизации гранитной магмы.

Среди гранитоидов различного состава наибольшие средние содержания Sn установлены в сфене лейкократовых гранитов (см. табл. 49). Аналогичная картина наблюдается и в джидинских гранитоидах, где для сфена коэффициент концентрации в породах первой фазы равен в среднем 50; в сиенитовых породах второй фазы — 70, а в лейкократовых гранитах третьей фазы он выше 100 (Петрова, Легейдо, 1965₁). Нетрудно заметить, что при уменьшении количества цветных минералов в породе коэффициент концентрации олова в сфене возрастает.

В сопровождающих граниты жильных породах количество Sn в сфене увеличивается и достигает, например, в сфене пегматитов 1000 г/т (см. табл. 50). В сфене измененных гранитов северо-западной части Украинского щита содержание Sn составляет 300 г/т (Галецкий, Зинченко, 1970), хотя вообще оно несколько ниже среднего (см. табл. 50).

Содержание Sn в сфене из гранитоидов различных регионов постоянно. Вычисленному значению близко среднее содержание Sn в сфене гранитоидов Дальнего Востока (12 определений) — 291 г/т (Говоров и др., 1970) и гранитов Северного Памира — 260—440 г/т (Лутков, 1971).

В сфене гранитоидов Восточной Сибири количество Sn колеблется от 100 до 1000 г/т (Легайдо, 1967). Установлено также, что содержание Sn в сфене различных пород и различных массивов неоловоносных гранитоидов приближается к среднему значению, которое можно определить как «стандартную норму» содержания. Для сфена такой «нормой» будет 292 г/т, что также сходно с вычисленным средним.

Наиболее часто содержания, превышающие среднее, отмечаются в сфене гранитов Восточной Сибири. Сфен гранитоидов Кукульбейского комплекса содержит Sn, по данным автора, 300—800 г/т; из гранитоидов Амуджикано-Сретенского — 150—600 г/т (Антипин и др., 1967); из гранитов Западного Забайкалья — 300—500 г/т (Петрова, 1966); из гранитоидов Северо-Байкальского нагорья — 400 г/т (Каширин, Легайдо, 1967) и т. п.

В 2 раза больше среднего количество Sn в сфене герцинских гранитоидов Южного Тянь-Шаня, где оно составляет 520 г/т (Актанов, 1971). В Северо-Восточной Туве сфены из гранитоидов Ингишского массива содержат Sn 850 г/т и на его долю приходится 64% олова породы, а сфен из гранитоидов Ак-Сугского массива содержит 224 г/т и на его долю приходится только 37% олова породы (Коваленко и др., 1970).

В гранитах Юго-Западного Прибайкалья содержание Sn в сфене ниже среднего и составляет (2 определения) 125 г/т (Косалс, Мазуров, 1970). Более высокое значение среднего характеризует сфен из гранитов Карпато-Балканских гор (12 определений) — 746,3 г/т (Arsenijević, 1967).

Весьма большие содержания Sn установлены в сфене щелочных гранитов (табл. 52).

В породах различного состава самое незначительное количество Sn отмечено в сфене основных пород — 25 г/т (см. табл. 52). Обеднен оловом и сфен щелочных пород Армении (2 определения) — 30 г/т (Меликсетян, 1969).

Молибден. Среднее содержание 81,7 г/т, коэффициент концентрации 81,7.

В гранитоидах различного состава содержание Мо минимально в сфене лейкократовых гранитоидах (см. табл. 49), а в сфене из пегматитов оно иногда увеличивается до 100 г/т (см. табл. 50). В сфене из тоналитов Шотландии содержание Мо ниже среднего — 20—40 г/т (Ноккольдс, Митчелл, 1952). В сфене гибридных гранитоидов Невады оно составляет 20 г/т (Lee, Mau, 1969), т. е. также меньше среднего. Отчасти это связано с большим содержанием сфена в этом типе гранитоидов. В них значительная часть Мо породы рассеивается в кристаллических решетках этого минерала.

В сфенах, содержащихся в значительном количестве в меланократовых гранитоидах Восточного Забайкалья, концентрируется 7—21% Мо породы, а в обычных гранитах — значительно меньше — 3—16% (Козлов, Рощупкина, 1965). Еще меньше — 1,2—1,6% общего Мо поро-

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном сфене различных типов пород, г/т

Элемент	Граниты		Щелочные породы	Основные породы
	интрузивные	щелочные		
Nb	1 924,2 (63)	4 200,0 (1)	1 097,0 (9)	661,5 (4)
Sn	254,6 (55)	1 400,0 (2)	272,5 (6)	25,0 (1)
Mo	81,7 (57)	45,0 (1)	79,3 (3)	40,0 (1)
Ta	240,0 (47)		143,0 (7)	219,0 (3)
U	211,1 (20)		83,0 (4)	
TR ₂ O ₃	17 100,0 (63)	35 600,0 (4)	16 000,0 (50)	4800,0 (9)
Th	464,0 (7)		26,4 (5)	
W	35,5 (10)		45,0 (2)	
Y	620,0 (5)			
V	300,0 (5)		500,0 (8)	3500,0 (1)
Sr	2 195,0 (7)		940,0 (1)	
Zr	686,2 (99)		1 850,0 (8)	200,0 (1)
Sc	9,9 (11)		7,8 (1)	5,9 (2)
Cr	36,0 (77)		15,0 (8)	
Ni	9,7 (95)		15,0 (8)	50,0 (1)
Ge	1,6 (89)		1,0 (1)	
Ga	4,4 (99)		6,0 (8)	
Cu	30,5 (99)		443,0 (8)	5,0 (1)
Ba	157,0 (2)		350,0 (1)	

ды приходится на сфен из гранитов Юго-Западного Прибайкалья, который содержит Мо (2 определения) 9,5 г/т (Косалс, Мазуров, 1970).

Содержания молибдена ниже среднего характеризуют сфены из гранитоидов Карпато-Балканских гор (10 определений) — 46,5 г/т (Arsenijevič, 1967), из палеозойских гранитоидов Ундино-Газимурского района Восточного Забайкалья (11 определений) — 46 г/т (Козлов, Рощупкина, 1965), Северного Тянь-Шаня — 52 г/т (Рехарский, 1970), Дальнего Востока (4 определения) — 23 г/т (Говоров и др., 1970).

В сфенах гранитоидов разного состава джидинского комплекса (Западное Забайкалье) количество Мо изменяется в незначительных пределах: от 42 до 63 г/т — и по имеющимся результатам не зависит от содержания Мо в породе (Петрова, 1966).

В сфене рудоносных гранитоидов обычно отмечается повышенное количество Мо. Так, в рудоносных гранитоидах Восточного Забайкалья сфен содержит Мо 34—400 г/т (Рабинович и др., 1958), Мегринского плутона (Армения) — 300 г/т (Меликсетян, 1964), Далидага (Азербайджан) — 200 г/т (Эфендиев и др., 1959), Тырнауза (Северный Кавказ) — 337 г/т (Студеникова и др., 1960). Однако подобные содержания, вероятнее всего, объясняются наличием микровключений молибденита, так как имеются примеры обратных соотношений, когда сфены рудоносных гранитоидов содержат Мо меньше среднего.

Сфен гранитоидов Восточного Забайкалья, с которыми устанавливается связь молибденовых рудопроявлений, содержит Мо (4 определения) 27 г/т (Таусон и др., 1970). Коэффициент концентрации Мо в сфене из этих гранитоидов достаточно высок — 10—16, однако он ниже вы-

численного, что свидетельствует о благоприятных возможностях образования собственных минералов молибдена. Значения ниже средних характерны для сфена рудоносных гранитоидов Мегринского плутона (11 определений) — 11 г/т (Демин и др., 1968).

Среди пород различного состава наиболее низкие содержания Мо установлены для сфена основных и щелочных пород (см. табл. 52), еще более низкие содержания Мо определены в сфене из ийолит-мельтейгитов Кольского полуострова — менее 1,2 г/т (Герасимовский и др., 1965). Содержания Мо, превышающие среднее, отмечены для сфена щелочных пород Армении (2 определения) — 115 г/т (Меликсетян, 1969).

Тантал. Среднее содержание 240,0 г/т, коэффициент концентрации 68,6.

Высокая степень концентрации Та в сфене определяет его важную роль в геохимической судьбе этого элемента: гранитоиды, содержащие значительное количество сфена, практически лишены собственных минералов тантала и ниобия.

Среди гранитоидов различного состава самое низкое содержание Та характеризует сфены из гранодиоритов, самое высокое — из лейкократовых гранитов (см. табл. 49), что свидетельствует об огромном влиянии изоморфного рассеяния на содержание редких элементов в минералах.

В таких дифференциатах гранитной магмы, как пегматиты, содержание Та в сфене составляет в среднем 300 г/т. Несколько повышено оно и во вновь образованном сфене измененных гранитов (см. табл. 50). Самые высокие содержания Та (459 г/т) установлены в сфене граносиенитов дополнительных интрузий (см. табл. 51).

В гранитах Юго-Западного Прибайкалья сфен является минералом-концентратом Та, но его содержания в нем ниже среднего — 195 г/т — и на его долю приходится только 1,6—1,8% общего содержания тантала в породе, равного кларку, т. е. 3,5 г/т (Косалс, Мазуров, 1970).

Сфены оловоносных гранитов Северо-Востока СССР содержат Та значительно больше среднего — 486—721 г/т (Некрасов, 1968), что можно рассматривать как косвенный поисковый признак оловоносных гранитов.

По сравнению с гранитами более высоким содержанием Та (390 г/т) характеризуются сфены ультраосновных — щелочных пород (Дудкин, Померанцева, 1965). Необычно большое содержание Та в сфене лейцитсодержащих щелочных пород ишимского комплекса, где оно составляет 1215 г/т (Кравченко, Ифантопуло, 1969), возможно, объясняется наличием микровключений тантало-ниобатов. Сфены основных пород содержат Та меньше, чем сфены гранитоидов (см. табл. 52).

Уран. Среднее содержание 211,1 г/т, коэффициент концентрации 60.

По одним данным (Hurley, Fairbairn, 1957), сфен гранитов содержит в среднем несколько меньшее количество U (11 определений) — 172 г/т, по другим данным (Леонова и др., 1961), среднее содержание U в сфене гранитоидов выше установленного и составляет 400 г/т.

Несмотря на высокую степень концентрации, содержание U в сфене подвержено колебаниям, зависящим в значительной степени от петрографического состава гранитоидов.

Более высокие по сравнению со средним содержания U (301 г/т) характерны для сфена гранодиоритов, более низкие (154 г/т)—для биотитовых гранитов. Повышенные содержания U в сфене основных разновидностей гранитоидов отмечались на Тянь-Шане (Леонова, Таусон, 1958) и в Калифорнии, где сфен тоналитов содержит U (360 г/т) (Ларсен, Фейр, 1956). В том же минерале из гранодиоритов главной интрузивной фазы Сусамырского батолита (Тянь-Шань) среднее содержание U составляет (6 определений) 300 г/т (Таусон, 1961).

Большие содержания U присущи сфенам гранитоидов повышенной щелочности. Так, в сфене пород граносиенитового комплекса Кузнецкого Алатау содержится U в среднем (3 определения) 395 г/т и на долю этого минерала приходится от 19 до 63% всего урана породы (Осипов, Журавлев, 1970). В то же время в известково-щелочных гранитах Тянь-Шаня на долю сфена приходится только 12—23% урана породы (Леонова, Таусон, 1958). Близкое среднему количество U (200 г/т) содержат сфены пегматитов (см. табл. 50).

В щелочных породах сфены содержат урана значительно меньше—140 г/т (см. табл. 52). Еще более низкие значения определены в ультраосновных—щелочных породах Приморья, где сфены содержат U в среднем 20 г/т (2 определения) в пироксенитах и 60 г/т (5 определений)—в нефелиновых сиенитах (Расс, 1964). Сфен щелочных сиенитов Армении содержит U 50 г/т (Меликсетян, 1963).

По сравнению со сфеном интрузивных гранитоидов в сфене гранитов Верх-Исетского массива, образовавшегося в результате гранитизации осадочно-метаморфических толщ (Ставров и др., 1969), урана значительно больше—550 г/т (Бушляков, 1969₂).

Редкие земли. Среднее содержание 17 100 г/т, коэффициент концентрации 49.

Вхождение редких земель в решетку сфена может быть объяснено гетеровалентным замещением: $\text{Ca}^{2+} + \text{Ti}^{4+} \leftarrow \text{TR}^{3+} + (\text{Al}, \text{Fe})^{3+}$. Содержание редких земель в нем изменчиво. Они, например, не обнаружены в сфенах из гранитов Южной Калифорнии и Северной Каролины (Jaff, 1947), но в незначительном количестве присутствуют в этом минерале из гранитов Западного Узбекистана (Хамрабаев, 1958₁). В сфенах каледонских гранитов Западной Шотландии среднее содержание TR_2O_3 60 г/т (Ноккольдс, Митчелл, 1952), в сфенах гранитов Сусамырского батолита—в среднем 2000 г/т (Таусон, 1960), а гнейсо-гранитов Стерлинга—35 800 г/т (Young, 1938). Сфен играет важную роль в судьбе TR и при большом его содержании в породе на его долю приходится до 23% от общего содержания TR в граните (Ляхович, 1967₁).

Среди известково-щелочных гранитоидов различного состава наибольшие (27 400 г/т) содержания TR характерны для сфена лейкократовых гранитов и аляскитов, а наименьшие (11 600 г/т)—для сфена диоритов и гранодиоритов (см. табл. 49). Еще более высокие содержания TR (35 600 г/т) установлены в сфенах из щелочных гранитов (см. табл. 52).

В процессе изменения гранитоида содержание TR в сфене уменьшается и в сфене альбитизированных гранитов составляет в среднем 11 300 г/т, что свидетельствует об их экстракции и увеличении возможности редких земель к образованию собственных минералов (см. табл. 50).

В гранитах Восточного Забайкалья установлена прямая зависимость между удельным весом сфена и содержанием в нем суммы редких земель и ниобия. Как и удельный вес, содержание TR_2O_3 в сфенах возрастает от основных гранитоидов к более кислым их разновидностям (Завьялова, 1969).

Самые высокие содержания редких земель установлены в сфене биотитовых гранитов Приморья (39 900 г/т) и Тувы (50 000 г/т). Эти сфены можно отнести к редкоземельной его разновидности — кейльгауиту. Присутствие последнего также отмечено в гранитах Тимана (Сердюченко, 1959), гранито-гнейсах Стерлинга (Young, 1938) и Коннектикута (Goldsmith *et al.*, 1961). Значительное количество TR_2O_3 (20 000 г/т) содержит сфен миаролитовых пустот биотитовых гранитов района Осло (Raade, 1969).

В сфене изверженных пород иного состава — щелочных и основных — содержание TR меньше, чем в сфене гранитоидов — 16 000 и 4800 г/т соответственно (см. табл. 52). Сфен из щелочных сиенитов Армении содержит TR_2O_3 16 500 г/т (Меликсетян, 1963), а из пород ишимского щелочного комплекса — 11 800 г/т (Кравченко, Ифантопуло, 1969). Однако Р. В. Путалова (1967) описала сфен из кварцевых сиенитов хребта Чингиз, содержащий TR_2O_3 39 300 г/т.

В процессе дифференциации гранитной магмы наблюдается некоторое обогащение редкоземельными элементами сфенов из пегматитов, в которых их количество достигает (2 определения) 28 600 г/т. Подобное же обогащение наблюдается и в сфене поздних генераций. Например, в гранитоидах Среднего Приднепровья сфены I генерации обладают светло-бурой окраской, существенно цериевым составом TR при общем их содержании 1000 г/т. Сфены II генерации коричнево-бурые, существенно иттриевые, с более высоким содержанием TR, достигающим 4000 г/т (Орса и др., 1967).

В то же время низкотемпературные сфены из жил альпийского типа характеризуются отсутствием или весьма незначительным (1000 г/т) содержанием редких земель (Забавникова, 1957; Weibel, 1957).

Изученные сфены в большинстве случаев обладают селективно цериевым составом редких земель. Однако в сфене биотитовых гранитов ΣY значительно больше, чем в сфене диоритов и гранодиоритов. Это может быть объяснено наличием многочисленного в этих породах ортита, так как для сфена из гибридных гранитов Невады было установлено, что по сравнению с сосуществующим ортитом сфены обогащены более тяжелыми TR (Lee Donald *et al.*, 1969).

Значительное количество редких земель иттриевой группы содержат и сфены из пегматитов. По сравнению со сфенами гранитов, много меньше ΣY содержат сфены щелочных сиенитов. В сфенах щелочных гранитов содержание отдельных редкоземельных элементов и их состав непостоянны. В сфене энigmatит-арфведсонит-эгириновых разновидностей, представляющих фации средних и малых глубин, преобладают цериевые составы, в то время как сфену биотит-феррогастингситовых гранитов глубинных фаций свойственны иттриевые составы, вплоть до составов, типичных для кейльгауитов (Бельков, Батиева, 1971).

Состав редких земель неодинаков в сфенах гранитов различных районов. Так, среди общей массы сфенов селективно цериевого состава выделяются сфены среднепалеозойских гранитов Приморья, Урала, Ту-

вы и Горного Алтая, обладающие комплексным составом редких земель (Ляхович, 1962₁).

Горий. Среднее содержание 464 г/т, коэффициент концентрации 25,8.

В различных по составу гранитоидах сфен содержит неодинаковое количество Th. Наибольшие содержания (685 г/т) характерны для сфена биотитовых гранитов (см. табл. 49). В процессе дифференциации наблюдается отчетливое накопление Th в сфене пегматитов, где его содержание достигает 5400 г/т (см. табл. 50). По другим данным (Hurley, Fairbairn, 1957), сфен гранитов содержит Th в среднем (11 определений) 284 г/т, т. е. меньше приведенного среднего значения.

Сфены из гранитоидов различного генезиса отличаются по содержанию Th. Так, сфен из интрузивных гранитоидов Сусамырского батолита (Тянь-Шань) содержит Th в среднем (3 определения) 263 г/т (Леонова, 1962), а из гранитов Верх-Исетского массива (Урал), имеющих метасоматическое происхождение, — 2750 г/т (Бушляков, 1969₂). Необычно большое количество Th — 79 200—88 000 г/т, определенное в сфене краевых частей Мальсбургского гранитного массива (Willgalis, 1970), вероятно, связано с наличием микровключений торита.

По сравнению со сфеном гранитов, сфены щелочных пород характеризуются большим содержанием Th. В ультраосновных — щелочных породах Приморья среднее содержание Th составляет в сфене пироксенитов (5 определений) — 1520 г/т и из нефелиновых сиенитов (7 определений) — 1740 г/т (Расс, 1964). В сфене щелочных сиенитов Армении количество Th 1584 г/т (Меликсетян, 1963), а нефелиновых сиенитов Кольского полуострова значительно меньше — 31 г/т, причем на его долю приходится 10,5% от общего содержания тория в породе (Поляков, Кот, 1965).

В о л ь ф р а м. Среднее содержание 35,5 г/т, коэффициент концентрации 23,6.

Значительный коэффициент концентрации вольфрама в сфене подтверждает геохимическую связь этого элемента с титаном и железом.

Содержание W в сфенах гранитоидов разного состава неодинаково. Оно минимально (13 г/т) в сфене гранодиоритов, максимально (78 г/т) в сфене лейкократовых гранитоидов (см. табл. 49) и увеличивается до 100 г/т в сфене пегматитов (см. табл. 50).

Сфен гранитоидов Восточного Забайкалья содержит W 15—16 г/т (Иванова, Бутузова, 1968), т. е. меньше среднего. Обеднен вольфрамом и сфен гранитоидов Дальнего Востока (4 определения) — 3 г/т (Говоров и др., 1970). В гранитах Северо-Западного Прибайкалья сфен содержит W (2 определения) 76,5 г/т и является минералом-концентратом этого элемента. Однако с ним связано только 1,1—2,3% общего вольфрама породы (Косалс, Мазуров, 1970).

В сфене щелочных пород Армении содержание вольфрама несколько больше среднего (2 определения) — 45 г/т (Меликсетян, 1969).

И н д и й. Среднее содержание 5 г/т, коэффициент концентрации 19.

В сфене гранитоидов In встречается очень редко, а в сфене гранодиоритов Приаргунья его содержание достигает 55 г/т.

И т т р и й. Среднее содержание 620 г/т, коэффициент концентрации 18.

Сфен из анатектических гранитоидов Верх-Исетского массива (Урал) содержит Y 5000 г/т (Бушляков, 1969₂), т. е. значительно больше вычисленного среднего. В сфене гранитоидов садринского и змеиногорского комплексов Горного Алтая, для которых предполагается связь с основной магмой, содержание Y значительно меньше и составляет (17 определений) 241 г/т (Амшинский и др., 1964).

Серебро. Среднее содержание 0,5 г/т, коэффициент концентрации 10.

В сфене гранитоидов Ag встречается очень редко. Иногда его содержание поднимается до 50 г/т, например в сфене гранодиоритов Такоба (Таджикистан).

Цинк. Среднее содержание 485 г/т, коэффициент концентрации 8,

По нашим данным сфен из кукульбейских гранитов Восточного Забайкалья содержит Zn в среднем 350 г/т, причем в сфене лейкократовых гранитоидов, где возможности к изоморфному рассеянию цинка ограничены, его содержится несколько больше — 370 г/т, чем в сфене гранодиоритов, содержащих 330 г/т. В гранодиоритах Малого Кавказа сфен содержит Zn 200 г/т (Мустафаев, 1966), в гранитах хр. Чингиз (Казахстан) — 800 г/т (Путалова, 1967).

Свинец. Среднее содержание 155 г/т, коэффициент концентрации 7,7.

Содержание Pb в сфене зависит от петрохимического состава гранитоида. Например, в сфене гранодиоритов Восточного Забайкалья оно меньше (37 г/т), а в сфене лейкократовых гранитоидов — больше (75 г/т).

Содержание Pb в сфене подвержено значительным колебаниям. Литературные данные свидетельствуют о том, что сфен из гранитоидов Восточного Саяна содержит Pb 390 г/т (Воронцов и др., 1966), из гранитов Онтарио — 240 г/т (Tilton e. a., 1955), из диоритов Южно-Калифорнийского батолита — 33 г/т (Ларсен и др., 1966). Еще меньше свинца в сфенах из гранодиоритов Шотландии (5 определений) — 22 г/т (Ноккольдс, Митчелл, 1952).

Ванадий. Среднее содержание 300 г/т, коэффициент концентрации 7,5.

Содержание V в сфене гранодиоритов больше среднего (до 650 г/т). Особенно велико оно в сфене щелочных и основных пород (см. табл. 52).

Стронций. Среднее содержание 2195 г/т, коэффициент концентрации 7,3.

Содержание Sr выше среднего установлено в сфене гранодиоритов, ниже такового (940 г/т) — в сфене лейкократовых гранитов (см. табл. 49). Сфены жильных пород и сфены метасоматического генезиса из измененных гранитов содержат Sr в 1,5—2 раза меньше (см. табл. 50), чем сфены интрузивных гранитоидов, что свидетельствует о склонности этого элемента рассеиваться в богатых кальцием минералах ранних этапов кристаллизации.

По сравнению со средним обеднены стронцием сфены гранодиоритов Восточного Забайкалья — 400 г/т (Пампура, 1965), гранитов Восточно-Коунрадского (Казахстан) — 188 г/т (Чухров и др., 1962) и Верх-Исетского (Урал) — 210 г/т (Бушляков, 1969₂) массивов. Еще меньшие средние содержания Sr приводятся для сфена гранодиоритов Шотландии (5 определений) — 58 г/т (Ноккольдс, Митчелл, 1952). Значитель-

но больше стронция содержит (9736 г/т) сфен щелочных пород Ловозерского массива (Власов и др., 1959).

Несмотря на то, что по сравнению с гранитоидами основные породы содержат Sr в 1,5 раза больше, в сфенах из ортоамфиболитов Кузинского массива (Урал) его (2 определения) содержится 188 г/т (Мясников и др., 1970).

Цирконий. Среднее содержание 686 г/т, коэффициент концентрации 3,4.

Среди гранитоидов различного состава наибольшее содержание Sr характерно для сфена лейкократовых гранитов (см. табл. 49). По сравнению со сфеном гранитов содержание Zr в сфене аплитов увеличивается более чем в 2 раза (см. табл. 50). Среди разных генераций сфена, встречающихся в пегматитах, ранняя содержит больше Zr (222 г/т), а поздняя — меньше (74 г/т) (Шмакин, Степан, 1961).

Повышенное количество Zr характерно для сфенов каледонских гранитоидов Шотландии (5 определений)—1000 г/т (Ноккольдс, Митчелл, 1952), а в сфене гранитов Восточно-Коунрадского массива (Каззахстан) оно достигает 2072 г/т (Чухров, Шлайн, 1962). Необычно большое содержание Zr в сфене гранитов Узбекистана, составляющее 14 800 г/т (Хамрабаев, 1958; Козлова, 1960), очевидно, связано с присутствием микровключений циркона.

По сравнению со средним значительно более высокие содержания Zr (5180 г/т) определены в сфене Верх-Исетского массива (Бушляков, 1969₂), гранитоиды которого считаются метасоматическими. Возможно, что повышенное содержание Zr в сфене является характерной чертой автотонных гранитоидов, отличающей их от интрузивных, так как последние содержат меньше Zr (Ляхович, Овчинников, 1970).

В соответствии с геохимическими особенностями щелочных пород, встречающиеся в них сфены содержат Zr в среднем больше, чем сфены интрузивных гранитоидов (см. табл. 52). Сфены щелочных пород, по данным Дегенхардта (1959), содержат Zr от 1500 до 2000 г/т. Меньше циркония установлено в сфенах щелочных пород Вишневых гор (Урал)—1110 г/т (Еськова и др., 1959) и в сфене из сиенитов Алая—66—466 г/т (Ильинский, Муравьева, 1967).

Скандий. Среднее содержание 9,9 г/т, коэффициент концентрации 3,3.

Подобное значение коэффициента концентрации скандия не подтверждает вывода Дж. Брея (1952), изучавшего интрузивные породы Колорадо и установившего, что наиболее высокие содержания Sc характерны для роговых обманок, а наиболее низкие — для сфенов основной массы гранитов.

Среди гранитоидов различного состава сфены лейкократовых гранитоидов характеризуются максимальным содержанием Sc, диоритов — минимальным (см. табл. 49). Последнее отчасти связано с большим количеством в этих породах Fe-Mg минералов, в кристаллических решетках которых мог рассеиваться скандий.

По данным А. С. Дудькиной (1960) наблюдается увеличение содержания Sc при переходе от сфена гранодиоритов (6 определений)—17 г/т — к сфену гранитов (9 определений)—47,7 г/т—и особенно аплитов (3 определения)—233 г/т. Только для сфенов гранодиоритов Шотландии характерно повышенное содержание Sc (5 определений)—24 г/т

(Ноккольдс, Митчелл, 1952). По сравнению со средним повышено содержание Sc в сфене лейкократовых гранитов массива Шалтас (Казахстан), где оно достигает 70 г/т.

Большие количества Sc (1430 г/т) установлены в сфене кварц-флюоритовых пегматитов Казахстана (Семенов и др., 1966), что свидетельствует о тенденции этого элемента накапливаться в поздних продуктах дифференциации. Сфены щелочных и основных пород содержат сходные, хотя и несколько меньшие, количества Sc (см. табл. 52).

Кобальт. Среднее содержание 8 г/т, коэффициент концентрации 1,6.

Золото. Среднее содержание 0,0065 г/т, коэффициент концентрации 1,4.

Различные исследователи приводят более низкие средние содержания Au в сфене гранитоидов — 0,0039 г/т (Щербаков и др., 1964), 0,0044 г/т (Давлетов, 1970), 0,0027 г/т (Бушляков, 1971). По данным И. К. Давлетова (1970), в сфене интрузивных пород Чаткальской зоны среднее содержание Au составляет (15 определений) 0,0093 г/т.

Отмечается неодинаковое содержание Au в сфене гранитоидов различного состава: в сфенах гранодиоритов оно больше — 0,015 г/т, чем в сфенах гранитов, — 0,0068 г/т. Иногда сфен биотитово-роговообманковых гранодиоритов содержит Au до 0,058 г/т и на его долю приходится 1—2,3% от общего количества Au в породе (Давлетов, Джакшибаев, 1970).

График зависимости содержания Au в сфене от его содержания в сосуществующем с ним магнетите не показывает четкой зависимости (рис. 7).

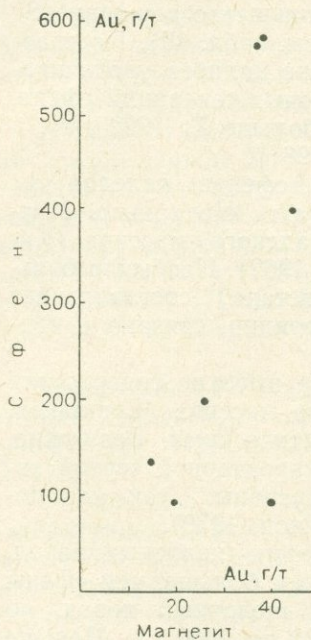


Рис. 7. Соотношение между содержаниями золота в сфене и магнетите

Хром. Среднее содержание 36 г/т, коэффициент концентрации 1,4.

Среди гранитоидов различного состава максимальным содержанием Cr обладает сфен гранодиоритов (см. табл. 49). Значительно больше хрома (250 г/т) в сфене из тоналитов Морвен-Строншен (Ноккольдс, Митчелл, 1952). Более низкие количества его (25 г/т) характерны для сфена гранитов Гиссарского плутона (Баратов, 1966).

Никель. Среднее содержание 9,7 г/т, коэффициент концентрации 1,2.

Среднее содержание Ni в сфене из гранитоидов Казахстана (13 определений) составляет 6 г/т (Серых, 1964), а из гранодиоритов Шотландии (5 определений) в 2 раза больше — 13 г/т (Ноккольдс, Митчелл, 1952). По сравнению с гранитоидами значительно больше никеля содержит сфен из габбро (см. табл. 52).

Германий. Среднее содержание 1,6 г/т, коэффициент концентрации 1.

Несколько более высокие содержания Ge в сфене гранитов по сравнению с диоритами (см. табл. 49) и в сфене аплитов по сравнению

с гранитами (см. табл. 50) свидетельствуют о тенденции этого элемента накапливаться в поздних продуктах кристаллизации.

Бор. Среднее содержание 13 г/т, коэффициент концентрации 0,9.

По сравнению со сфеном гранодиоритов сфены лейкократовых гранитов Восточного Забайкалья содержат несколько больше бора — 16 г/т.

Литий. Среднее содержание 33 г/т, коэффициент концентрации 0,8.

Сфены из гранодиоритов характеризуются наиболее низкими содержаниями Li — 18 г/т, а из биотитовых и лейкократовых гранитов — более высокими — 39—43 г/т.

Бериллий. Среднее содержание 3,4 г/т, коэффициент концентрации 0,6.

Среди гранитоидов разного состава наибольшие средние содержания Be установлены в сфене лейкократовых гранитов (см. табл. 49). Сфены гранитоидов Гиссарского плутона содержат Be от 3 до 30 г/т (Мельниченко, Могаровский, 1968₁). Повышены содержания Be и в сфене гранитоидов Дальнего Востока, где они составляют (7 определений) — 5,8 г/т (Говоров и др., 1970).

Цезий. Среднее содержание 3 г/т, коэффициент концентрации 0,6.

Галлий. Среднее содержание 4,4 г/т, коэффициент концентрации 0,2.

Среди гранитоидов различного состава более высокими средними содержаниями Ga обладает сфен лейкократовых гранитов (см. табл. 49) и особенно сфен пегматитов (см. табл. 50). В гранитах Приазовья (7 определений) оно равно 3,5 г/т, т. е. близко вычисленному среднему, а на долю сфена приходится 0,2% общего галлия породы (Марченко, Щербаков, 1966). В сфене из кварцевых жил того же региона содержание Ga сильно увеличивается и составляет 11 г/т.

Медь. Среднее содержание 30,5 г/т, коэффициент концентрации 0,1.

Среди гранитоидов различного состава отмечается некоторое увеличение содержания Cu в сфене лейкократовых гранитов (см. табл. 49). Более ощутимо оно в сфене гранитоидов массива Кондуй (Восточное Забайкалье) — с 51 до 80 г/т при переходе от гранодиоритов к лейкократовым гранитам. В сфене пегматитов содержание Cu почти в 5 раз больше (см. табл. 50). Большие содержания Cu установлены в сфене щелочных пород (см. табл. 52). В гранитоидах Азербайджана содержание Cu в сфене значительно понижено — 1—12 г/т (Мустафаев, 1965), а в сфене рудоносных гранитов Мегринского плутона, с которым связано медно-молибденовое оруденение, повышено и достигает 400 г/т (Меликсетян, 1964).

Таллий. По данным Д. Шоу (1959₂), сфен содержит Та 0,15 г/т. Он предположительно находится в трехвалентном состоянии и замещает кальций. Коэффициент концентрации в этом случае 0,1.

Барий. Среднее содержание 157 г/т, коэффициент концентрации 0,02.

Сфен из гранодиоритов Восточного Забайкалья содержит Ba 165 г/т (Пампура, 1965), из гранодиоритов Шотландии — 150 г/т (Ноккольдс, Митчелл, 1952), а из гранодиоритов Гиссарского плутона (2 определения) — 60 г/т (Баратов, 1966). Значительно больше Ba (350 г/т)

содержит сфен из щелочных пород Кольского полуострова (Герасимовский, Беляев, 1963).

Гафний. Содержание Hf в сфене фойяитов Восточной Гренландии составляет 12,4 г/т (Brooks, 1970), что свидетельствует о приблизительно 12-кратной концентрации его в этом минерале.

Индикаторные признаки акцессорного сфена

1. Использовать сфен как геохимический минерал-индикатор целесообразно для таких элементов, как Bi, Nb, Sn, Mo, Ta, U, TR, Th, W, Y, содержание которых в сфене в десятки и сотни раз превышает среднее содержание этих элементов в граните (см. табл. 48). При минералого-геохимическом сопоставлении различных интрузивов следует учитывать установленное различие в содержании редких и рудных элементов в сфене, обусловленное петрохимическими особенностями гранитоида. Поэтому судить о сходстве или отличии гранитоидов можно, только сравнивая состав сфена из гранитоидов сходного состава.

Так, в сфене из наиболее основных разновидностей гранитоидов — диоритов и гранодиоритов — наблюдается значительная концентрация U и Sr, в сфене биотитовых гранитов — Th, Mo, Ge, в сфене лейкократовых гранитоидов — Nb, Ta, TR, Sn, W, Sc, Ge, Zr, Bi, Be, т. е. большинства рудных элементов (см. табл. 49). Последнее может быть следствием относительного увеличения содержания этих элементов в таких поздних дифференциатах, какими обычно являются лейкократовые граниты; ограниченных возможностей этих элементов к изоморфному рассеянию в силу бедности лейкократовых гранитоидов минералами Ca, Fe и Ti. Наконец, это может быть связано с наличием микровключений собственных минералов этих элементов, количество которых в лейкократовых гранитоидах обычно увеличивается.

Действительно, если сравнить содержания Mo в сфене молибденоносных гранитоидов, Шерелит, Антипин (Таусон, 1970), то окажется, что сфен гранодиоритов Восточного Забайкалья содержит Mo в среднем (2 определения) 15 г/т, а сфен лейкократовых гранитов (2 определения) — 38 г/т. В гранодиоритах Кондуйского массива (Восточное Забайкалье) сфен содержит Sn 300 г/т, а в лейкократовых гранитах — 800 г/т. Во всех случаях установленная особенность состава сфена лейкократовых гранитоидов свидетельствует о повышенной рудогенерирующей способности последних.

2. Сфен может быть использован как показатель степени дифференциации гранитной магмы, так как наблюдается тенденция к обогащению редкими элементами сфена из различных жильных дериватов гранитов — аплитов или пегматитов (см. табл. 50). Действительно, наиболее высокие содержания Nb, Ta, Th, TR, Sn, W, Mo, Sc, Ga наблюдаются в сфене из пегматитов, а Ge, Bi, Zr — в сфене из аплитов.

По сравнению с гранитами среднее содержание TR в сфене пегматитов увеличивается более чем в 1,5 раза, W — в 3 раза, Ga — в 6 раз и т. д. (см. табл. 50).

В многофазных интрузивах наблюдается увеличение содержания Sn в сфенах из гранитоидов поздних интрузивных фаз. Например, в джидинском интрузивном комплексе (среднее из 2 определений): от 260 г/т в сфене из гранодиоритов I фазы до 475 г/т в сфене из лейко-

кратовых гранитов III фазы (Знаменский и др., 1964). Аналогичное обогащение Sn, Mo и другими редкими элементами фиксируется и в сфене из гранитоидов поздних фаз многофазных гранитных массивов Прибайкалья (табл. 53).

В многофазном Витошском плутоне (Болгария) содержание TR в сфене при переходе от гранитов I к гранитам IV интрузивной фазы непрерывно возрастает с 1065 до 2500, 4935 и 16 650 г/т (Алексиев, 1965).

Неодинаковым содержанием редких элементов обладают и сфены разных генераций. В гранодиоритах джидинского комплекса, например (Петрова и др., 1965), темноокрашенный сфен ранней генерации содержит Sn 425 г/т, а светло-желтый сфен поздней генерации значительно меньше — 277 г/т.

В архейских пегматитах Алданского щита темные сфены ранней генерации содержат больше Zr (220 г/т) и меньше TR₂O₃ (29 000 г/т), чем более поздние светлоокрашенные сфены (Zr 74 г/т и TR₂O₃ 33 700 г/т) (Шмакин, Степан, 1961). В гранитах Приазовья от ранних желто-бурых сфенов к более поздним бледноокрашенным увеличивается содержание Nb, Ta,

TR и тяжелых лантаноидов (Марченко, 1967). Подобные особенности состава сфена, равно как и других аксессуарных минералов, весьма важны, так как отражают наличие или отсутствие тенденции к накоплению редких элементов в поздних продуктах кристаллизации.

Кроме того, появляется возможность выделять различные генерации сфена не только по особенностям их морфологии, но и по особенностям их состава. Наиболее ранние сфены образуют клиновидные темноокрашенные кристаллы, богатые железом и алюминием и бедные редкими землями иттриевой группы. По составу к ним очень близок сфен из гибридных пород. Более широко распространенный позднематематический сфен образует светло-желтые конвертообразные кристаллы или неправильные выделения, располагающиеся в интерстициях. Они постоянно содержат ниобий, редкие земли и уран и поэтому нередко окружены плеохроичными двориками.

В измененных, грейзенизированных или альбитизированных, гранитоидах нередко имеет место образование позднего, светлоокрашенного метасоматического сфена. В нем обычно отмечается увеличение содержания Nb, Ta и редких земель иттриевой подгруппы.

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 группы.

3. Использовать сфен как индикатор рудоносности интрузий, представляется вполне реальным, учитывая высокую степень концентрации в нем ряда редких и рудных элементов.

Таблица 53

Редкие элементы в сфене гранитов многофазного Биту-Джидинского массива (Юго-Западное Прибайкалье). г/т (Косалс и др., 1970)

Фаза	Nb	Ta	Mo	W	Sn
I	1505,0	192,7	8,0	75,0	120,0
II	1526,0	196,8	11,0	78,0	130,0

Особенности состава и структуры сфена определяют его большую емкость в отношении таких элементов, как TR, Nb, Ta, Sn, W, Mo. Поэтому в гранитах с высоким содержанием сфена большая часть этих элементов будет рассеиваться в кристаллических решетках этого минерала и не получит возможности к образованию собственных минералов. Иными словами, рудогенерирующая способность сфеновых гранитоидов в отношении этих элементов будет значительно ослаблена, благодаря широкому возможностям для их кристаллохимического рассеяния.

В качестве иллюстрации этого положения можно привести следующие примеры. Сравнительно давно известен 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 TR, так и большей изоморфной емкостью самого сфена. Так, в гранитах с высоким содержанием сфена на долю этого минерала приходится до 23% TR_2O_3 от их общего содержания в породе (Ляхович, 1967₁).

Благодаря возможности изоморфного замещения $Ti^{4+} \leftarrow Mo^{4+}$ сфен может служить индикатором соответствующей рудоносности интрузий. Так, сфен молибденоносных гранитоидов Восточного Забайкалья характеризуется более высоким содержанием Mo, чем сфен интрузивных пород, с которыми связано полиметаллическое оруденение (Рабинович и др., 1958). Повышенное содержание Mo определено и в сфене из гранитов вольфрамово-молибденового месторождения Тырныауз, который содержит Mo 80—110 г/т. В гранитоидах Мегринского плутона, с которыми связано медно-молибденовое месторождение, сфен содержит Mo в среднем (2 определения) 300 г/т (Меликсетян, 1964).

Для Nb и Ta отмечалось, что сфены с высоким содержанием этих элементов характерны для рудоносных гранитоидов.

Содержание Nb и Ta в сфене гранитоидов Восточного Саяна, не продуктивных на эти элементы, составляет соответственно 1550 и 115 г/т (Пополитов и др., 1965). В то же время сфен из гранитоидов Тувы, сопровождаемых циркониево-ниобиевой минерализацией, содержит этих элементов значительно больше — Nb 5950 г/т и Ta 450 г/т (Кудрин и др., 1965).

Высказывалось предположение, что в гранитоидах, рудоносных на ниобий и тантал, эти элементы входят главным образом в минерал конечного этапа кристаллизации — биотит. В нерудоносных гранитоидах основная масса Nb и Ta связана с минералом более раннего этапа кристаллизации — сфеном (Кузьмин, 1966). Поэтому более вероятно, что высокие содержания Nb в сфене при значительном содержании последнего в породе будут характерны для гранитоидов, у которых не проявлена рудогенерирующая способность на ниобий. В рудоносных же гранитоидах количество сфена сильно понижено, в силу чего содержания Nb и Ta в нем могут превышать средние значения.

Отмечалось также, что сфен является хорошим индикатором на вольфрам (Казицын и др., 1962). Однако данных для такого заключения еще мало. Следует отметить, что вольфрам в сфене из гранитоидов обнаруживается не всегда (табл. 54). Он более часто и при том в повышенных количествах присутствует в сфене рудоносных гранитов.

Так, сфен из эльджуртинского гранита и лейкократовых гранитоидов вольфрам-молибденового месторождения Тырнауз содержит W соответственно 3668 и 550—2334 г/т, т. е. во всех случаях значительно выше среднего.

Наибольшее количество попыток было предпринято с целью использовать сфен в качестве индикатора оловоносности гранитоидов. Вначале было установлено, что сфены нерудоносных гранитоидов содержат меньше олова, чем сфены оловоносных. Так, в сфене из оловоносных гранитов Восточного Забайкалья содержание Sn колеблется в пределах 100—1000 г/т (Легейдо, 1967; см. табл. 54), из неоловоносных гранитов джидинского комплекса (Западное Забайкалье) среднее содержание олова в сфене меньше и составляет (5 определений) 343 г/т (Знаменский и др., 1964).

В неоловоносных гранитах не наблюдается также увеличения содержания олова в сфенах более поздних генераций. Так, в гранитоидах Западного Забайкалья сфен I генерации содержит Sn 425 г/т, а сфен II генерации — 277 г/т (Петрова, Легейдо, 1965).

Сфены оловоносных гранитов, судя по приводимым данным, содержат больше олова, по сравнению с вычисленным средним: из оловоносных гранитоидов Северо-Востока — 2400—3300 г/т (Некрасов, 1966), из оловоносных гранитов Дальнего Востока (4 определения) — 290 г/т (Недашковский, Нарков, 1968). Рамдор (Ramdohr, 1936) описал сфены из оловоносного пегматита Юго-Западной Африки, отличающиеся очень большим содержанием олова — 10 000 г/т. Однако, учитывая постоянное наличие касситерита в составе оловоносных гранитов и пегматитов, подобные высокие содержания могут быть отчасти обусловлены микровключениями этого минерала в сфене.

Было также установлено, что в неоловоносных гранитоидах сфенортитового типа сфен является основным минералом-носителем и минералом-концентратором олова. Содержание Sn в нем достигает 300—450 г/т и с ним связано до 40% олова породы, в то время как на долю биотита и амфибола приходится только 25—30% олова породы (Петрова и др., 1965₁). Позже это было подтверждено и на примере гранитоидов Восточного Забайкалья.

В оловоносных гранитах ильменит-монацитового типа минералом-концентратором и минералом-носителем олова является уже биотит. Содержание олова в нем достигает 200 г/т и с ним связано около 70—90% олова породы (Кузьмин, 1966; Иванова, Бутузова, 1968). По аналогии с ниобием можно считать, что низкое содержание Sn в биотите и концентрация его в сфене при большом содержании последнего в породе являются отрицательными показателями проявления рудогенерирующей способности гранита на олово.

Кристаллохимическая связь олова с титаном и трехвалентным железом, оказывающая решающее влияние на распределение олова в процессе кристаллизации и магматической дифференциации, подтвержда-

Таблица 54

Содержание Sn, W, Mo в сфене гранитоидов различной рудоносности Восточного Забайкалья, г/т (Иванова, Бутузова, 1968)

Граниты	Sn	W	Mo
Нерудоносные (3)	370	16	94
Рудоносные (1)	1000	Не опр.	52

ется наличием высоких положительных значений коэффициентов линейной корреляции между содержаниями олова и титана (+0,51) и олова и трехвалентного железа (+0,57) в гранитоидах различных фаз джидинского комплекса (Петрова, 1966). В оловоносных гранитоидах, где кристаллохимическое рассеяние олова сведено к минимуму, связь Sn с Ti и Fe будет ослаблена.

4. Большая изоморфная емкость сфена в отношении многих редких и рудных элементов обуславливает его большое влияние на состав сосуществующих с ним минералов.

Значительно повышено содержание ниобия и тантала в сфене из биотитово-роговообманковых гранитов Северо-Восточной Тувы, где оно составляет соответственно 550—6400 и 440—460 г/т. При этом на долю сфена приходится 63—68% Nb и 81—82% Ta от их общего содержания в породе (Поляков, 1970). Высокая концентрация ниобия в сфене приводит к тому, что образующийся в конце процесса кристаллизации биотит оказывается значительно обедненным этими элементами. Гранитоиды, содержащие много сфена, обычно не содержат монацита, а количество TR в апатите, гранате, эпидоте оказывается сильно пониженным (Ляхович, 1967₁, 1968₁).

Для Западного Забайкалья уже отмечалось (Петрова и др., 1965₁), что при уменьшении количеств цветных минералов в породе коэффициент концентрации олова в сфене возрастает.

5. Состав сфена из гранитоидов различного генезиса неодинаков. В связи с этим следует отметить, что сравнение состава сфена гранитоидов со сфеном других типов изверженных пород — щелочных и основных, показывает, что он достаточно полно отражает геохимические особенности среды минералообразования. Так, по сравнению со сфеном гранитоидов сфен основных пород характеризуется низкими содержаниями Nb, Ta, Zr, TR, Sn, Mo; сфен из щелочных пород — высокими — Zr, Sr, Ga, Cu (см. табл. 50).

Полученные данные (табл. 55) свидетельствуют о том, что в соответствии с геохимическими особенностями основной магмы наименьшие

Т а б л и ц а 55

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном сфене гранитоидов различного генезиса, г/т

Элемент	Гранитоиды		
	интрузивные	автохтонные	габбровой формации
Nb	1 924,2 (63)	2 880,6 (10)	1 060,0 (2)
Sn	254,6 (55)	118,6 (11)	40,0 (2)
Mo	81,7 (57)	54,5 (8)	8,0 (3)
Ta	240,0 (47)	318,7 (9)	123,5 (2)
U	211,1 (20)		
TR ₂ O ₃	17 100,0 (63)	19 200,0 (12)	24 600,0 (2)
Th	464,0 (7)		
W	35,5 (10)	7,7 (3)	
Sr	2 195,0 (7)	400,0 (1)	
Sc	9,9 (11)	4,96 (5)	
Ga		5,0 (13)	10,0 (20)

содержания олова фиксируются в сфене из гранитоидов габбровой формации. Значительно меньше — 40 г/т — содержится олова в сфене из мезозойских гранитоидов Малого Кавказа, которые считаются производными базальтовой магмы (Мустафаев, 1966).

Не менее характерны и малые содержания Nb и Ta в сфене из гранитоидов этого типа. Значительно меньше Y и Nb содержат сфены из гранитоидов змеиногорского комплекса Горного Алтая, для которых допускается генетическая связь с основной магмой (Амшинский и др., 1964).

В сфенах автохтонных гранитоидов меньше Mo, W и Sn, чем в сфенах интрузивных гранитоидов. Например, в докембрийских гранитах Воронежского кристаллического массива сфен содержит Sn 20—80 г/т, сфен из автохтонных гранитов Украины — Mo 54,5 г/т, что в 3 раза меньше средних содержаний. В то же время в сфенах автохтонных гранитоидов несколько повышено содержание TR. В этом отношении они напоминают или сфены из гнейсов и мигматитов, также характеризующихся большим содержанием TR_2O_3 — 20 700 г/т (см. табл. 52), или сфены из контактово-метасоматических пород, содержащих TR_2O_3 23 000—40 000 г/т (Михайлов, Быкова, 1966). Поэтому большее среднее содержание TR в сфене автохтонных гранитов (19 200 г/т) по сравнению со сфеном интрузивных гранитов (17 100 г/т) может служить одним из признаков, подтверждающих большую роль метасоматических процессов в формировании этих гранитоидов. О том же свидетельствуют и в 1,5 раза превышающие средние содержания Nb и Ta в сфене автохтонных гранитоидов.

Своеобразие генезиса гранитоида отражается и на составе TR в сфенах. Так, в сфенах из основных пород состав TR резко селективно-цериевый. Среди гранитоидов наиболее цериевым составом TR обладают сфены из гранитоидов габбровой формации, а наиболее иттриевым — сфены гнейсов и мигматитов, а также автохтонных гранитов (табл. 56).

Рассматривая графики частот распределения содержаний редких элементов в сфене (рис. 8), можно заметить, что группа элементов — Sn, Mo, Ta — отличается резко левоасимметричным распределением, что при большой эксцессивности свидетельствует не только об устойчивости

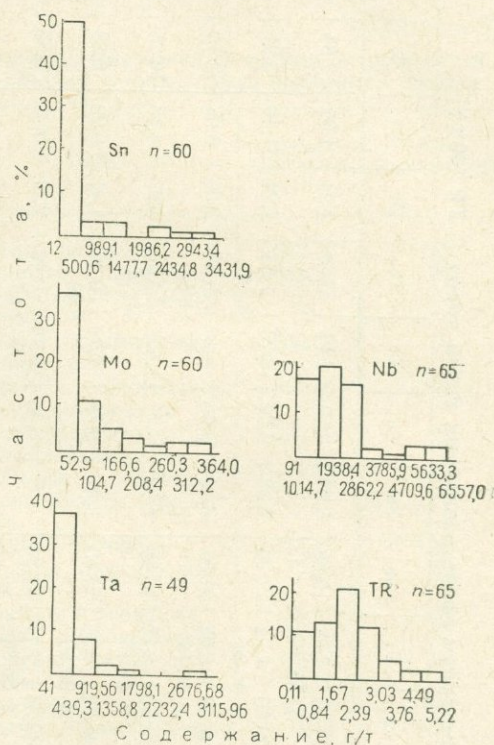


Рис. 8. Гистограммы распределения редких элементов в аксессуарном сфене гранитоидов

Состав TR в аксессуарном сфене различных типов пород (Σ TR 100%)

Порода	La	Ce	Pr	Nb	Sm	Eu	Cd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Граниты палингенные, интрузивные (30)	12,27	34,40 Σ 74,13	7,58	19,88	6,04	0,50	5,95 Σ 19,37	0,94	4,94	1,00	2,84	0,47	2,66	0,52
Граниты метасоматические, автохтонные (4)	10,36	29,80 Σ 66,34	4,92	21,26	6,38	0,52	6,26 Σ 23,74	1,88	7,24	1,46	3,91	0,50	3,98	1,51
Гранитоиды габбровой формации (2)	15,43	37,08 Σ 80,16	6,08	21,57	5,16	0,46	3,94 Σ 14,93	0,60	4,09	0,68	2,19	0,30	2,18	0,30
Гнейсы и мигматиты (4)	4,48	16,56 Σ 41,46	3,84	19,58	6,74	—	12,02 Σ 34,56	1,65	9,67	4,48	10,25	0,90	9,65	0,18
Щелочные породы (15)	16,82	46,82 Σ 90,46	6,26	20,56	3,40	0,36	2,79 Σ 8,48	0,30	1,41	0,22	0,58	0,03	0,43	0,04
Основные породы (3)	13,71	42,54 Σ 85,86	7,77	21,84	4,77	0,55	3,46 Σ 11,73	0,49	2,11	0,35	0,85	0,15	1,18	0,22

и «характерности» низких содержаний, но и о незначительной дисперсии частных содержаний.

Распределение содержания Nb и TR характеризуется большей дисперсией и, как следствие, меньшей эксцессивностью, отражающей влияние многих факторов на величину содержания этих элементов в сфене и возможность наличия нескольких генераций этого минерала с различным содержанием Nb или TR.

ИЛЬМЕНИТ

Ильменит относится к числу широко распространенных аксессуарных минералов, а в гранитах он присутствует практически постоянно. Преобладающая форма ильменита — черные неправильные зерна, наряду с которыми часто встречаются и толстотаблитчатые кристаллы с плохо образованными гранями ромбоэдра.

В гранитах ильменит встречается совместно со сфеном и магнетитом, однако ильменит и магнетит или магнетит и сфен никогда не встречаются одновременно в больших количествах, обычно значительно преобладает один из этих двух минералов. Причины таких антагонистических соотношений являются, очевидно, особенности содержания в расплаве железа, титана и кальция, а также величина окислительно-восстановительного потенциала, обуславливающего нахождение железа преимущественно в закисной (ильменит) или окисной (магнетит) формах.

Распространен ильменит в гранитоидах неравномерно. Наиболее богаты им гибридные разновидности гранитоидов, а также плагиограниты и кварцевые диориты, генетически связанные с габбро. По сравнению с гранитами жильные породы содержат ильменита значительно меньше (табл. 57). Его наиболее высокие содержания характерны для гранитоидов Горного Алтая и Казахстана, где они достигают 4,6—5,9 кг/т.

В ильмените возможно частичное замещение Fe^{2+} на Mg^{2+} и Mn^{2+} , что приводит к появлению магнезиальных (гейкелит) и марганцевых (пирофанит) разновидностей этого минерала, отличающихся по показателю преломления и удельному весу.

Ильмениты из основных пород и кимберлитов содержат много магния (Францессон, 1962; Мезенцев, Нефедов, 1970) и иногда могут быть отнесены к пикроильмениту, из щелочных пород — много марганца (Семенов, 1963); минимальные содержания марганца и максимальные — магния характеризуют также ильмениты из андезитов и чарнокитов (табл. 58). Кроме того, в ильмените могут присутствовать мельчайшие рассеянные пластинки гематита, чем, по-видимому, и объясняется содержание Fe_2O_3 , обычно определяемое в минерале.

Состав акцессорного ильменита гранитоидов также непостоянен.

В ильмените из гибридных гранитов отмечаются высокие содержания магния, а в ильмените щелочных сиенитов, связанных с гранитами, высокие содержания марганца. Обогащение марганцем наблюдается и в ильменитах из пегматитов, где его содержание иногда достигает 13,8% (Omori, Hasegawa, 1956). Следует отметить, что не только ильмениты, но и эпидоты и гранаты пегматитового генезиса также характеризуются высоким содержанием марганца.

Редкие элементы в акцессорном ильмените

Состав и структура ильменита допускают разнообразные изоморфные замещения: как изовалентные ($Fe^{2+} \leftarrow Zn^{2+}$, Mn^{2+} , Mg^{2+} ; $Ti^{4+} \leftarrow Sn^{4+}$, W^{4+} , Mo^{4+} , Zr^{4+}), так и гетеровалентные ($2Ti^{4+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+}$, Sc^{3+}). Содержание этих элементов в ильмените непостоянно и во многом опре-

Таблица 57

Средние содержания и частота встречаемости ильменита в гранитоидах различного состава

Порода	Среднее содержание, г/т	Частота встречаемости, %
Граниты гибридные	1972,47	86
Кварцевые диориты и плагиограниты габброидные	1685,33	90
Граниты грейзенизированные	552,62	78
Граниты биотитовые послекембрийские	360,30	97
Граниты биотитовые докембрийские	335,00	90
Кварцевые диориты — гранодиориты гранитные	261,10	100
Аляскиты платформ	218,45	100
Аляскиты геосинклиналей	177,90	85
Граниты двуслюдяные	138,95	89
Граниты лейкократовые	98,80	77
Кварцевые жилы	62,56	76
Аплиты	34,41	87
Пегматиты	25,82	83
Граниты альбитизированные	1,47	33

Элемент	Диорит		Гранодиорит		Гранит биотитовый							
	Северо-Восток СССР	Азербайджан	Чукотка	Тува	Восточное Забайкалье	Тува	Урал		Казахстан			
SiO ₂	1,59	0,84	2,88	4,00	He опр.	3,30	1,10	1,60	2,28	4,32	1,31	1,13
TiO ₂	51,56	52,67	52,49	46,58	51,78	45,39	46,28	31,55	47,52	45,47	45,62	40,97
Al ₂ O ₃	1,75	0,72	1,74	1,10	0,83	1,15		1,09	1,82	2,38	1,30	1,29
Fe ₂ O ₃	11,10	12,30	7,19	12,11	3,94	7,51	41,71	40,69	25,31	19,27	19,40	31,41
FeO	32,29	30,22	31,53	30,30	39,05	34,19	7,47	22,21	12,73	14,86	13,87	13,27
MnO	1,04	2,59	3,50	2,89	2,98	4,88	2,63	1,20	7,26	9,11	14,58	10,23
MgO	0,35	0,43	0,37	0,70	0,92	0,25		0,17	0,24	0,66	2,30	0,82
Nb ₂ O ₅	0,025	0,026	0,062	0,035	0,25	0,39	0,19	0,15	0,52	0,54	0,24	0,09
Ta ₂ O ₅	0,018	0,007	0,019	0,007	0,29	0,016		0,008		0,005	0,78	
CaO	0,19	He опр.	0,19	2,30	0,32	2,39		0,50		0,68	1,87	0,39
H ₂ O ⁻						He опр.		He опр.		0,30	0,32	
H ₂ O ⁺									0,90	0,72		
Сумма	99,91	99,80	100,07	100,02	100,36	99,46	99,38	99,17	99,56	99,52	99,40	99,80
Автор или литературный источник	В. В. Ляхович										Чухров, Шлайн, 1962	

деляется временем выделения минерала, а также составом и генезисом включающего его гранита.

При выводе средних содержаний редких и рудных элементов в ильмените было использовано 286 количественных определений, из которых 122 заимствованы из литературы. Кроме того, для более полной характеристики его состава использованы данные по содержанию V, Cu, Pb, Ga, Ge, Be, полученные на основании 115 полуколичественных спектральных анализов.

Вычисленные средние содержания и коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в ильмените позволяют установить его различную изоморфную емкость, во многом обусловленную геохимическим сходством или отличием этих элементов с титаном или двухвалентным железом (табл. 59). В наибольшей мере в ильмените концентрируются Nb, Ta, Mo, Sn, Sc, W, Zn, содержание которых в десятки раз превышает таковое в гранитах и для которых ильменит может рассматриваться как надежный геохимический минерал-индикатор. Такие элементы, как Zr, Be, Ga, Ge, Pb, в ильмените не концентрируются.

Ниобий. Среднее содержание 2214,4 г/т, коэффициент концентрации 111.

ного ильменита гранитоидов, %

Гранит щелочной		Андезит	Кварцевая жила	Миа-скит	Сиенит щелочной	Габбро		Чернокит	Гранулит	Кимберлит	
Кольский полуостров	Украина	Словакия	Каракалпакия	Урал	Восточный Саян	Урал		Карелия	Кольский полуостров	Полярный Урал	
47,83	0,09	1,22	0,76	1,16	Не опр.	0,91	0,35	0,84	3,06	3,40	0,50
0,32	48,30	49,95	49,10	52,70	43,70	47,92	49,87	48,05	25,32	39,86	45,81
3,72	0,44	1,14			0,39	0,38	0,50	0,94	1,87	1,65	0,20
39,87	9,94	32,86	10,91	2,38	12,84	16,48	4,53	5,30	48,33	23,51	10,16
2,39	36,18	12,96	37,06	40,05	37,50	25,07	43,23	42,63	18,34	29,13	27,43
0,08	2,54	1,27	0,49	2,65	2,07	8,73	1,16	1,16	0,17	0,13	0,45
	0,72	0,40	2,50	0,43	0,62	0,22	0,47	0,28	2,18	1,27	11,59
	0,13	0,13		Не опр.	2,21	0,10	0,04	0,06	0,05	0,02	
	0,12	0,005		Не опр.	0,06	<0,005			Не опр.	0,03	
0,41	1,41	Не опр.	Нет	Нет	0,34	0,62			Не опр.	0,17	Сл.
					Не опр.	Не опр.			Не опр.	0,36	
					Не опр.					0,06	
94,62	99,87	99,91	100,82	99,37	99,73	100,43	100,29	99,38	100,14	99,23	96,14
Бельков, 1962	В. В. Ляхович		Соседко, 1935	Еськова и др., 1959	В. В. Ляхович	Карпова, Бутова, 1970			Горощенко, 1969	Мезенцев, Нефедов, 1970	

Ниобий постоянно присутствует в аксессуарном ильмените, хотя его содержание во многом определяется геохимическим типом гранитоида (табл. 60). В ильмените диоритов — гранодиоритов среднее содержание Nb самое низкое, вероятно, потому, что эти породы содержат много биотита, сфена и магнетита, в кристаллических решетках которых также мог рассеиваться ниобий. В ильмените лейкократовых гранитоидов, где минералов железа и титана содержится значительно меньше, среднее содержание Nb самое большое — 3280,4 г/т.

В гранитоидах Калбинского массива содержание Nb в ильмените гранодиоритов — 860 г/т — также значительно меньше, чем в гранитах (3 определения) — 2166,6 г/т (Знаменский и др., 1957), что в свою очередь весьма близко к вычисленному среднему.

Между содержанием Nb в ильмените и содержанием тантало-ниобатов в породе нередко отмечается обратная зависимость. На Урале, например, ильменит из гранитоидов Кочкарского интрузива, содержащих тантало-ниобаты, практически лишен ниобия; а в ильмените из гранитов Джабык-Карагайского массива, в которых тантало-ниобаты не установлены, ниобий присутствует постоянно и в большом количестве. Ильменит по сравнению со сфеном менее емкий минерал в отноше-

Средние содержания и коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в акцессорном ильмените интрузивных гранитоидов

Элемент	Среднее содержание, г/т		K	Элемент	Среднее содержание, г/т		K
	в граните (кларк)	в ильмените			в граните (кларк)	в ильмените	
Nb	20,0	2 214,4	111,0	TR ₂ O ₃	350,0	620,0	1,8
Ta	3,5	262,4	75,0	Ni	8,0	12,5	1,6
Mo	1,0	69,0	69,0	Cs	5,0	7,0	1,4
Mn	600,0	33 891,0	56,0	Li	40,0	58,0	1,4
Sn	3,0	147,8	49,0	Zr	200,0	262,0	1,3
Sc	3,0	120,3	40,0	B	15,0	17,0	1,1
W	1,5	30,7	20,5	Be	5,5	5,2	0,9
Zn	60,0	840,8	14,0	Ge	1,4	0,95	0,7
U	3,5	35,6	10,2	Cr	25,0	18,1	0,7
V	40,0	266,7	6,7	Ga	20,0	3,8	0,2
Co	6,0	28,7	6,0	Pb	20,0	3,3	0,1
Cu	20,0	35,6	1,8				

Таблица 60

Средние содержания редких и рудных элементов в акцессорном ильмените интрузивных гранитоидов различного состава, г/т

Элемент	Диориты — гранодиориты	Граниты		Гранитоиды (среднее)
		биотитовые	лейкократовые и аляскитовые	
Nb	990,8 (12)	1 304,0 (19)	3 280,4 (30)	2 214,4 (61)
Ta	183,3 (8)	229,3 (19)	442,8 (7)	262,4 (34)
Mo	6,5 (2)	8,4 (12)	126,0 (15)	69,0 (29)
Mn	19 750,0 (4)	36 972,0 (6)	71 969,0 (1)	33 891,0 (11)
Sn	36,5 (4)	101,5 (21)	236,5 (16)	147,8 (41)
Sc		61,9 (7)	157,1 (11)	120,3 (18)
W		63,1 (7)	8,0 (10)	30,7 (17)
Zn	710,0 (4)	741,2 (17)	980,0 (16)	840,8 (37)
U		35,6 (3)		35,6 (3)
V	488,7 (20)	207,5 (45)	162,5 (17)	266,7 (82)
Co	85,0 (20)	7,0 (45)	20,0 (17)	28,7 (82)
Cu	35,3 (20)	32,0 (45)	45,5 (17)	35,6 (82)
TR ₂ O ₃		620,0 (1)		620,0 (1)
Ni	35,0 (20)	5,0 (45)	5,8 (17)	12,5 (82)
Cs		5,5 (2)	8,0 (2)	7,0 (4)
Li		61,0 (2)	55,0 (2)	58,0 (4)
Zr	185,0 (20)	320,0 (45)	207,5 (17)	262,0 (82)
B		13,2 (2)	20,0 (2)	17,0 (4)
Be	2,5 (20)	3,5 (45)	18,5 (17)	5,2 (82)
Cr	22,0 (20)	10,0 (45)	35,0 (17)	18,1 (82)
Ga	4,0 (20)	3,3 (45)	5,0 (17)	3,8 (82)
Pb	5,0 (20)	3,0 (45)	2,0 (17)	3,3 (82)

нии ниобия и тантала. Поэтому наличие в граните ильменита меньше препятствует образованию собственных минералов этих элементов, чем присутствие сфена.

Для ильменитов измененных, альбитизированных или грейзенизированных, гранитоидов характерны более высокие средние содержания Nb—9916 г/т (табл. 61), что, возможно, связано с некоторой импрегнацией его мельчайшими включениями тантало-ниобатов, обильных в этом типе гранитоидов.

Таблица 61

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном ильмените гранитоидов и связанных с ними жильных пород, г/т

Элемент	Гранитоиды		Аплиты	Пегматиты	Кварцевые жилы
	интрузивные	измененные			
Nb	2 214,4 (61)	9916,0 (7)			
Ta	262,4 (34)	820,0 (8)			
Mo	69,0 (29)	1,0 (1)			
Mn	33 891,0 (11)		4360,0 (8)	5000,0 (1)	5000,0 (5)
Sn	147,8 (41)	66,7 (6)			400,0 (5)
Sc	120,3 (18)	43,7 (4)		300,0 (2)	
W	30,7 (17)				
Zn	840,8 (37)	948,3 (6)			500,0 (5)
U	36,5 (3)			1680,0 (1)	
V	266,7 (82)		72,5 (8)	50,0 (1)	
Cu	35,6 (82)		41,0 (8)	200,0 (1)	275,0 (5)
TR ₂ O ₃	620,0 (1)				
Ni	12,5 (82)		20,0 (8)		
Zr	262,0 (82)				
Be	5,2 (82)		3,0 (8)	5,0 (1)	
Cr	18,1 (82)				25,0 (2)
Ga	3,8 (82)		6,0 (8)	5,0 (1)	
Pb	3,3 (82)		6,0 (8)	10,0 (1)	

Процессы дифференциации гранитной магмы приводят к увеличению содержания Nb в ильмените. Так, в гранитах I фазы массива Кызыл-Тау ильменит содержит Nb 3640 г/т, а в гранитах II фазы — 3780 г/т.

По сравнению с вычисленным средним обеднены ниобием ильмениты Средней Азии—140—910 г/т (Подпорина, 1968), Западного Узбекистана—910 г/т (Азимов, 1967). В ильмените из лейкократовых гранитоидов акчатауского комплекса его в среднем меньше (23 определения) —2856,3 г/т, чем в ильмените лейкократовых гранитоидов вообще (см. табл. 60). То же отмечается и для ильменитов из ниобиеносных гранитов Восточного Забайкалья, содержащих Nb 2870 г/т (Гребенников, 1968).

Ильменит из щелочных пород содержит Nb в среднем 2632 г/т (табл. 62), а из щелочных пород Урала (3 определения) значительно больше—5250 г/т (Еськова, 1959).

Ильменит из габбро Копанского массива (Урал) содержит ниобия от 280 до 1120 г/т, в среднем 700 г/т (Карпова, Бутова, 1970), т. е. в 3 раза меньше, чем ильменит гранитоидов. Ильменит из таких сильно метаморфизованных пород, как гранулиты Кольского полуострова, содержит Nb значительно меньше — 140 г/т (см. табл. 58).

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном ильмените различных типов пород, г/т

Элемент	Граниты		Щелочные породы	Основные породы	Осадочно-метаморфические породы
	интрузивные	щелочные			
Nb	2 214,4 (61)	910,0 (2)	2632,0 (9)	560,0 (5)	245,0 (2)
Ta	262,4 (34)	512,5 (2)	194,4 (10)		122,0 (2)
Mo	69,0 (29)		17,0 (1)	3,0 (1)	
Mn	33 891,0 (11)		2960,0 (1)	2400,0 (2)	
Sn	147,8 (41)	90,0 (2)	337,0 (4)	17,0 (2)	
Sc	120,3 (18)	21,0 (1)			
W	30,7 (17)		13,0 (1)	1,0 (1)	
Zn	840,8 (37)	2740,0 (2)	5180,0 (2)	290,0 (2)	
U				0,01 (1)	
V	266,7 (82)		275,0 (1)	1100,0 (2)	
Co	28,7 (82)			90,0 (2)	20,0 (7)
Cu	35,6 (82)		36,5 (1)	125,0 (2)	
TR ₂ O ₃	620,0 (1)	6090,0 (1)			
Ni	12,5 (82)		30,0 (6)		33,3 (7)
Zr	262,0 (82)		3400,0 (2)	360,0 (2)	
Be	5,2 (82)		3,0 (1)	5,0 (2)	
Cr	18,1 (82)		10,0 (5)	71,0 (9)	
Ga	3,8 (82)		20,0 (1)	10,0 (2)	
Pb	3,3 (82)		6,0 (1)		
Th			8,2 (1)		

Т а н т а л. Среднее содержание 262,4 г/т, коэффициент концентрации 75.

В гранитоидах различного состава содержание Та в ильмените неуклонно увеличивается при переходе от гранодиоритов — 183,3 г/т — к лейкократовым гранитам — 442,8 г/т (см. табл. 60). Последнее свидетельствует не только о накоплении Та в этих гранитоидах, но и о значительно меньших возможностях к его изоморфному рассеянию в кристаллических решетках железо-титанистых минералов, количество которых здесь значительно сокращается.

Дифференциация гранитной магмы приводит к увеличению содержания Та в ильмените. В ильмените гранитов I фазы массива Кызыл-Тау (Центральный Казахстан) Та не обнаружен, а в ильмените из гранитов II фазы его содержание достигает 41 г/т.

В ильмените измененных гранитов по сравнению с неизмененными содержание Та увеличивается более чем в 3 раза и составляет в среднем 820 г/т. Это, возможно, связано с тем, что производящие преизенизацию растворы были обогащены танталом.

Содержанием Та, большим среднего для ильменитов гранитоидов, отличаются ильмениты щелочных гранитов, в то время как в ильмените щелочных пород этого элемента меньше (см. табл. 62). Правда, ильменит щелочных пород Урала (Еськова и др., 1959) содержит тантала значительно больше (3 определения) — 385,4 г/т.

Количества тантала меньше средних характерны для ильменитов из гранитов Средней Азии — 130—205 г/т (Подпорина, 1968), Северо-

Востока — 98,4 г/т (Некрасов, 1968), Казахстана — 213 г/т (Нарсеев, Бугаец, 1966). По нашим данным, ильменит лейкократовых гранитов акчатауского комплекса также содержит тантала значительно меньше (24 определения) — 169 г/т, чем ильменит из лейкократовых гранитоидов вообще (см. табл. 60), что, возможно, отражает региональную бедность гранитной магмы танталом.

Содержание Та в ильмените гранитов Западного Узбекистана — 410 г/т (Азимов, 1967), Тувы — 328 г/т и танталоносных гранитов Восточного Забайкалья — 504 г/т (Гребенников, 1968). В 2 раза меньше среднего количество тантала в ильмените осадочно-метаморфических пород (см. табл. 62).

Графическое сравнение содержания Nb и Та в ильменитах гранитоидов показывает наличие зависимости, близкой к пропорциональной: для ильменитов с большим содержанием Nb характерны, как правило, и большие содержания Та (рис. 9).

Молибден. Среднее содержание 69 г/т, коэффициент концентрации 69.

По другим данным (Куроода, Санделл, 1959) содержание Мо в ильмените значительно ниже и составляет 3 г/т.

В гранитоидах различного состава наибольшее обогащение молибденом наблюдается в ильмените лейкократовых гранитоидов (см. табл. 60). Последнее отчасти может быть обусловлено наличием микровключений молибденита, содержание которого в лейкократовых гранитах обычно увеличивается. Близкое к среднему для ильменита биотитовых гранитов содержание Мо (11 г/т) установлено в ильмените гранитоидов Северного Тянь-Шаня (Рехарский, 1970), в то время как в том же минерале гранитоидов Восточного Забайкалья оно составляет 1—4 г/т.

Значительно более высокие содержания Мо характеризуют ильменит рудоносных гранитов. Содержание Мо в ильмените рудоносных гранитоидов может достигать 328 г/т (Студеникова и др., 1960). В ильменитах гранитоидов рудоносного Мегринского плутона количество Мо еще больше — 300—500 г/т (Меликсетян, 1964). Аналогичную величину (4 определения) — 400 г/т (Эфендиев, Гейдаров, 1959) имеет среднее содержание Мо в ильмените из гранитоидов Далидагского массива, с которым связана молибденовая минерализация.

Содержание молибдена в ильмените рудоносных гранитоидов Восточного Забайкалья весьма непостоянно и колеблется от следов до 328 г/т (Рабинович и др., 1958). По нашим данным, ильменит гранитов, с которыми связана молибденовая минерализация, содержит молибдена меньше по сравнению со средним: в гранитоидах Орского Зауралья — 48 г/т, Северного Кавказа — 16 г/т.

В ильмените лейкократовых гранитоидов акчатауского комплекса, с которыми связаны вольфрам-молибденовые рудопроявления, содержится в среднем Мо (14 определений) 111,6 г/т, однако ильменит заве-

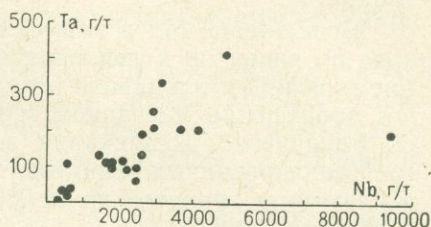


Рис. 9. Зависимость между содержаниями Nb и Та в ильмените лейкократовых гранитоидов акчатауского комплекса (Казахстан)

домо рудоносных гранитов Акчатау содержит Мо значительно меньше— 4 г/т, чем ильменит из немолибденоносных гранитов Каркаралинского массива—280 г/т. Возможно, что отдельные ураганные содержания Мо в ильмените, особенно из рудоносных гранитоидов, нередко приводимые в литературе, обусловлены микровключениями пластинок сингенетичного молибденита.

В ильмените щелочных пород, которые характеризуются более высоким кларковым содержанием Мо, чем граниты, содержание Мо значительно больше (см. табл. 62). Самые незначительные содержания Мо (3 г/т) установлены в ильмените габбро (Wager, Mitchell, 1951).

Марганец. Среднее содержание 33 891 г/т, коэффициент концентрации 56.

Содержание Mn в ильмените закономерно увеличивается при переходе от диоритов к лейкократовым гранитам (см. табл. 60). Обогащение марганцем ильменита пегматитов (см. табл. 61) напоминает известное обогащение марганцем гранатов и эпидотов пегматитового генезиса. Увеличение содержания марганца зафиксировано и в ильмените преизенизированных гранитов, где его количество возрастает с 27 088 г/т в ильмените гранитов до 91 087 г/т в ильмените грейзенов (Сотников, Никитина, 1968).

Олово. Среднее содержание 147,8 г/т, коэффициент концентрации 49.

В гранитоидах различного состава наибольшим средним содержанием Sn обладают ильмениты лейкократовых гранитоидов, наименьшим — ильмениты диоритов и гранодиоритов (см. табл. 60). В ильмените измененных, грейзенизированных, гранитов оно меньше среднего, а в ильмените кварцевых жил — много больше такового (см. табл. 61). По сравнению с вычисленным более низкие средние значения Sn характерны для ильменитов гранитов Дальнего Востока СССР (11 определений) — 43 г/т (Говоров и др., 1970).

Ильменит лейкократовых гранитоидов акчатауского комплекса (Казахстан) содержит Sn в среднем несколько больше (14 определений) — 243,5 г/т, — чем ильмениты лейкократовых гранитоидов вообще (см. табл. 60). При этом максимальные содержания Sn—320 г/т — установлены в ильмените гранитов массива Майтас, минимальные — 107 г/т — массива Жаманкарабас.

В ильменитах оловоносных гранитов Восточного Забайкалья содержание Sn непостоянно (80—300 г/т), что позволяет предполагать наличие в них микровключений касситерита. Тот же минерал из оловоносных гранитов Северо-Востока СССР содержит Sn от 60 до 300 г/т (Руб, 1970).

Среди изверженных пород различного состава ильмениты основных пород обладают наименьшим, а щелочных — наибольшим количеством Sn (см. табл. 62). Это, вероятно, следствие более высокого содержания Sn в щелочных породах (Герасимовский и др., 1968), чем в гранитах.

Значительно меньше Sn (98—100 г/т) в ильменитах щелочных сиенитов Северо-Восточной Тувы (Коваленко и др., 1970), что, возможно, указывает на генетическую связь этих пород с кислой магмой. Характерно, что на долю ильменита в щелочных сиенитах приходится 32% общего олова породы.

Скандий. Среднее содержание 120,3 г/т, коэффициент концентрации 40.

Наиболее высокое среднее содержание Sc характерно для ильменита лейкократовых гранитов (см. табл. 60). По данным А. С. Дудыкиной (1960), в ильмените из гранодиоритов скандий не обнаружен; ильменит из гранитов содержит Sc (2 определения) 200 г/т, а из пегматитов — 300 г/т. В ильмените альбитизированных гранитов содержание Sc несколько меньше (см. табл. 61).

Ильмениты гранитоидов различных регионов содержат неодинаковое количество Sc. Например, в акцессорных ильменитах гранитов Центрального Казахстана оно составляет 65 г/т (Гогель, 1968), т. е. несколько больше среднего, а в ильмените гранитоидов Заилийского Алатау он не обнаружен.

Самые большие содержания Sc — от 40 до 410 при среднем (10 определений) 170 г/т — установлены в ильмените лейкократовых гранитоидов акчатауского комплекса (Казахстан), при этом наибольшие (410 г/т) — в ильмените гранитов массива Майтас, наименьшие (40 г/т) — массива Кызыл-Рай.

Вольфрам. Среднее содержание 30,7 г/т, коэффициент концентрации 20,5.

Непостоянные количества W установлены в ильменитах различных пород Индии — от 3,9 до 16,1 г/т (Dekate, 1966) и в ильменитах пород Уганды — от 2,8 до 56 г/т (Jeffery, 1959). Более высокие по сравнению со средним содержания W характерны для ильменитов рудоносных гранитоидов: в вольфрамоносных массивах Восточного Забайкалья — 70—100 г/т, Казахстана — 140 г/т, а в невольфрамоносных массивах Урала — 5 г/т.

В массиве Жаманкарабас (Казахстан) содержание W в ильмените при переходе от гранитов главной интрузивной фазы к гранитам дополнительной интрузии увеличивается с 2 до 14 г/т. В ильмените щелочных и особенно основных пород оно значительно меньше (см. табл. 62).

Цинк. Среднее содержание 840,8 г/т, коэффициент концентрации 14.

В гранитоидах различного состава наиболее обогащены цинком ильмениты лейкократовых гранитоидов (см. табл. 60), что свидетельствует о тенденции цинка накапливаться в продуктах поздних этапов формирования гранитных массивов. Об этом говорит и увеличение содержания цинка в ильмените измененных гранитоидов (см. табл. 61).

Ильмениты гранитоидов различных районов содержат неодинаковое количество Zn: Горный Алтай — в среднем (5 определений) 506 г/т, Урал (5 определений) — 754 г/т. Необычно большие содержания Zn — 4560 г/т — установлены в ильмените крупнозернистых гранитов Восточно-Коунрадского массива (Чухров, Шлайн, 1962).

По нашим данным, ильменит лейкократовых гранитов акчатауского комплекса обладает несколько пониженным содержанием Zn, в среднем (14 определений) 723 г/т. При этом наиболее высокие его значения — 1267 г/т — характерны для ильменита гранитов массива Бектау-Ата, а наиболее низкие — 250 г/т — Жаманкарабас.

Ильменит из гранитоидов Малого Кавказа, с которыми связаны постмагматические свинцово-цинковые рудопроявления, содержит Zn 40—100 г/т (Мустафаев, 1966), т. е. меньше среднего, а из нерудонос-

ных гранитов Орского Зауралья—800 г/т, Восточного Забайкалья—1050 г/т, т. е. близко к среднему или выше его.

По сравнению с ильменитами интрузивных известково-щелочных гранитоидов, значительно больше цинка отмечено в ильменитах щелочных гранитов и особенно щелочных пород (см. табл. 62).

В известном месторождении Брокен Хилл встречен ильменит, содержащий до 37% Zn и имеющий формулу $(Zn, Mn, Fe) TiO_3$. Межплоскостные расстояния минерала хорошо согласуются с таковыми для ильменита, однако размеры элементарной ячейки несколько меньше. Считают, что этот минерал является промежуточным членом изоморфной серии ильменит-цинк-метатитанат-пирофанит. Цинк содержащий ильменит, возможно, встречается в природе довольно часто, но он трудно поддается диагностике и почти не отличим от нормального ильменита рентгеновским и оптическим методами (Brown e. a., 1970).

Уран. Среднее содержание 35,6 г/т, коэффициент концентрации 10,2.

Ильменит из биотитовых гранитов массива Конвей (Нью-Гемпшир) содержит U 47—50 г/т, а из амфиболовых гранитов—9,8 г/т (Ларсен, Фейр, 1956). В некоторых ильменитах пегматитов отмечается U до 1680 г/т. Не менее 70% U от его общего содержания в ильмените находится в форме самостоятельных минералов (Трофимов и др., 1971).

Ванадий. Среднее содержание 266,7 г/т, коэффициент концентрации 6,7.

Количество V в ильменитах закономерно убывает от гранодиоритов (488,7 г/т) к лейкократовым гранитоидам (162,5 г/т). Меньшими содержаниями V обладают ильмениты жильных пород—аплитов и пегматитов (см. табл. 61). Отражая геохимические особенности основной магмы, ильмениты габбро обогащены ванадием (4 определения)—748 г/т (Карпова, Бурова, 1970) или даже (2 определения)—1100 г/т (Борисенко, 1968).

Кобальт. Среднее содержание 28,7 г/т, коэффициент концентрации 6.

Среди гранитоидов различного состава максимальные содержания Co присущи ильмениту гранодиоритов (см. табл. 60). В ильменитах из кимберлитов Якутии количество Co колеблется от 45 до 230 г/т (Илупин, Козлов, 1970).

Медь. Среднее содержание 35,6 г/т, коэффициент концентрации 1,8.

Содержание Cu в ильмените лейкократовых гранитоидов больше среднего (см. табл. 60). Особенно оно велико в ильмените пегматитов и кварцевых жил (см. табл. 61), что свидетельствует о склонности меди накапливаться в поздних дифференциатах. Ильменит гранитоидов рудноносного Мегринского плутона содержит Cu значительно больше среднего—200 г/т (Меликсетян, 1964). По сравнению с ильменитом из гранитоидов, в ильмените основных пород количество Cu больше—125 г/т (см. табл. 62), что подтверждает известное геохимическое отличие кислых и основных магм.

Редкие земли. Среднее содержание 620 г/т, коэффициент концентрации 1,8.

Сведения о содержании TR в ильмените гранитоидов—противоречивы. Для гранитов Казахстана в нем установлены содержания TR_2O_3 620 г/т (Балашов, Соболев, 1967), а для гранитов Северо-Востока

СССР (10 определений) — 21 300 г/т (Некрасов, 1966), что, возможно, связано с различной чистотой анализировавшегося материала. По сравнению с ильменитами известково-щелочных гранитов, тот же минерал щелочных гранитов значительно богаче редкими землями (см. табл. 62).

Состав TR в ильмените нормальных гранитов весьма своеобразен (табл. 63). В нем отсутствуют легкие лантаноиды и сильно преобладают редкие земли промежуточной группы, относительное содержание которых составляет 70,4%. В противоположность ильмениту из нормальных гранитов ильменит из щелочных гранитов обладает цериевым составом TR (Коваленко и др., 1969).

Никель. Среднее содержание 12,5 г/т, коэффициент концентрации 1,6.

В 2 раза меньше вычисленного среднего содержание Ni в ильмените гранитоидов Казахстана, где оно равно (6 определений) 8 г/т (Серых, 1964). По сравнению с ильменитом интрузивных гранитоидов тот же минерал осадочно-метаморфических пород содержит Ni значительно больше, в среднем (7 определений) 33,3 г/т. Учитывая, что кларковое содержание Ni в осадочных породах более чем в 10 раз больше такового в гранитоидах, повышенное содержание Ni в ильмените можно использовать при выделении автохтонных гранитов.

Содержание Ni в ильмените из кимберлитов Якутии значительно выше и колеблется от 280 до 2230 г/т (Илупин, Козлов, 1970).

Цирконий. Среднее содержание 262 г/т, коэффициент концентрации 1,3.

Дегенхардт (1959) приводит среднее содержание Zr в ильмените, которое равно (3 определения) 189,3 г/т. Среди гранитоидов различного состава наибольшие количества циркония установлены в ильмените биотитовых гранитов (см. табл. 60). Содержание Zr в ильмените габбро Скаергаардской интрузии больше среднего значения, установленного для ильменита интрузивных гранитоидов, и составляет 319—461 г/т (Kent, 1969). Особенно оно велико в ильмените щелочных сиенитов Северо-Восточной Тувы — 2500—4300 г/т (Коваленко и др., 1970), что отражает одну из характерных геохимических черт щелочных пород.

Бериллий. Среднее содержание 5,2 г/т, коэффициент концентрации 0,9.

Значительно большие содержания Be наблюдаются в ильмените лейкократовых гранитоидов (см. табл. 60), что подтверждает известную тенденцию этого элемента накапливаться в поздних дифференциатах. В ильмените из гранитоидов Дальнего Востока его меньше (13 определений) — 1,7 г/т (Говоров и др., 1970).

Германий. Среднее содержание 0,95 г/т, коэффициент концентрации 0,7.

Таблица 63

Состав TR в аксессуарном ильмените интрузивных гранитоидов (среднее из 10 расшифровок) (Σ TR 100%)

La—Nd	Sm—Ho	Er—Lu
La 0	Sm 5,1	Er 29,44
Ce 0	Eu 11,6	Tu 0
Pr 0	Gd 0	Yb 0
Nd 0	Tb 0	Lu 0
	Dy 53,73	
	Ho 0	
Сумма 0	70,43	29,45

По данным Эль Вардани (1959) содержание Ge в ильмените колеблется от 0,9 до 1,0 г/т.

Хром. Среднее содержание 18,1 г/т, коэффициент концентрации 0,7.

Содержание Сг в ильмените лейкократовых гранитов и кварцевых жил больше среднего, что трудно объяснить. Извлеченный из основных пород ильменит обладает высокими содержаниями Сг (см. табл. 62), что отражает геохимические особенности этих пород. В ильменитах из кимберлитов Якутии по отдельным трубкам они варьируют от 320 до 14 700 г/т. Ильмениты большинства кимберлитовых тел содержат Сг больше, чем ильмениты траппов и кристаллических сланцев (Илупин, Козлов, 1970).

В Трансваале, в алмазной кимберлитовой трубке обнаружены необычные для данного типа пород образцы со структурой распада твердого раствора хромовой шпинели в ильмените.

Галлий. Среднее содержание 3,8 г/т, коэффициент концентрации 0,2.

Некоторое обогащение Ga наблюдается в ильмените из лейкократовых гранитов, аплитов и пегматитов (см. табл. 60, 61). Содержание Ga больше среднего в ильмените измененных гранитов Приазовья (4 определения) — 17,6 г/т (Марченко, Шербаков, 1966), однако на его долю приходится только 0,57% общего галлия породы.

Наибольшие содержания Ga — 20 г/т — определены в ильмените щелочных пород, в которых по сравнению с гранитами кларк галлия (Герасимовский и др., 1959) повышен в 1,8 раза.

Свинец. Среднее содержание 3,3 г/т, коэффициент концентрации 0,1.

Несколько большие значения содержаний Pb (5,5 г/т) характерны для ильменита гранодиоритов, а также таких дифференциатов, как аплиты и пегматиты (см. табл. 60, 61). В ильмените мезозойских гранитов Восточного Забайкалья содержания Pb весьма непостоянны — от 7 до 220 г/т. Ильмениты гранодиоритов и кварцевых диоритов Малого Кавказа, с которыми связано полиметаллическое оруденение, содержит по сравнению со средним больше свинца — 20—40 г/т (Мустафаев, 1966).

Торий. В ильмените из нефелиновых сиенитов содержание Th достигает 8,2 г/т (Поляков, Кот, 1965). Не менее 40% Th от его общего содержания в породе находится в виде самостоятельных минералов (Трофимов и др., 1971).

Гафний. В ильмените щелочных сиенитов Северо-Восточной Тувы содержание Hf составляет 50—65 г/т, что свидетельствует о его весьма высокой концентрации в этом минерале (Коваленко и др., 1970).

Золото. Среднее содержание Au в ильмените гранитоидов Верх-Исетского массива (5 определений) — 0,0022 г/т. Кларк концентрации в этом случае равен 0,5 (Бушляков, 1971).

Индикаторные признаки акцессорного ильменита

1. Приведенные данные свидетельствуют о том, что в ильмените гранитоидов концентрируются Nb, Ta, Mo, Sn, Sc, W, Zr и U. Их содержания в десятки и сотни раз превышают кларки соответствующих элементов в граните. Поэтому особенности содержаний этих элементов

могут быть рекомендованы в качестве индикаторных признаков. В частности, ильменит можно использовать при оценке рудогенерирующей способности гранитоидов, с которыми в большинстве случаев пространственно и генетически связаны многие месторождения этих элементов.

Наблюдается четкая зависимость содержания редких и рудных элементов в ильмените от петрографического состава гранитоида. Она выражается в том, числе наибольшие содержания Nb, Ta, Mo, Sn, Zr установлены в ильмените лейкокатровых гранитоидов.

2. Накопление редких и рудных элементов в ильмените из жильных пород (см. табл. 61) и из пород поздних фаз многофазных интрузивов (табл. 64) позволяет использовать эту особенность его состава, как при расчленении сложнопостроенных интрузивов, так и при выяснении геохимической судьбы редких и рудных элементов, а именно: их тенденции рассеиваться в ранних или накапливаться в поздних продуктах кристаллизации.

Полученные данные (см. табл. 64) свидетельствуют о том, что в ильмените

из гранитоидов поздних интрузивных фаз Центрального Казахстана наблюдается 2—3-кратное обогащение скандием. Менее значительно и не всегда наблюдается обогащение ниобием и особенно танталом. Следствием этого является и большая величина отношения Nb : Ta (15—48), подтверждаемая и меньшим по сравнению со средним содержанием Ta в ильмените из гранитоидов этого региона.

На состав ильменита влияют процессы дифференциации, обычно приводящие к обогащению редкими и рудными элементами поздних и постмагматических продуктов. Это подтверждается и меньшим содержанием этих элементов в ильмените из кислых эффузивов (табл. 65), условия формирования которых не способствовали проявлению процессов дифференциации.

3. По составу ильменита можно судить о времени его выделения: аналогично ильмениту пегматитов более поздние генерации ильменита гранитов должны обладать и более высокими содержаниями Mn, Nb, Ta, Sc.

Определенный отпечаток на состав ильменита накладывают процессы изменения гранитоидов. Так, при переходе от гранитов к грейзнам в нем значительно возрастает количество Mn, Nb, Ta, Zr, а содержание Sn, Mo, Sc — уменьшается (см. табл. 61). Эти особенности состава ильменита необходимо учитывать при различных сопоставлениях.

Таблица 64

Содержание редких элементов в ильмените гранитов различных фаз многофазных интрузивов Центрального Казахстана, г/т

Массив	Фаза	Nb	Ta	Nb : Ta	Sc
Майтас	I	1 610,0	114,8	14,1	
	II	9 450,0	196,8	48,0	
Акчатау	I	2 450,0	82,0	30,0	
	II	1 750,0	90,2	19,4	
Восточный Коунрад	I	2 100,0	114,8	19,1	
	II	3 675,0	205,0	17,9	
Бектау-Ата	I	1 750,0	114,8	15,2	
	II	12 600,0	664,2	18,9	
Кызыл-Рай	I	490,0	28,7	17,1	310,0
	II	350,0	10,7	32,7	630,0
Жаманкарабас	I	2 450,0	57,4	42,6	180,0
	II	3 150,0	336,2	9,1	350,0

Редкие элементы в ильмените кислых интрузивных и эффузивных пород

Порода	Nb	Sc	Pb	Zn	Cu	V	Mn	Ni	Co
Гранитоиды СССР	2214,0	120,3	3,3	840,8	35,6	266,7	33 891,0	12,5	28,7
Липариты Армении*	300,0	20,0	10,0	125,0	125,0	50,0	2 000,0	10,0	25,0

* Данные из работ А. Х. Мнацакяна (1965), Р. Т. Джарбашяна (1965).

4. Применение ильменита как индикатора рудоносности гранитоидов основано на том, что в нем концентрируются Nb, Ta, W, Sn, Zn, Mo.

Однако, используя ильменит как индикатор рудогенерирующей способности гранитов, необходимо иметь в виду время выделения этого минерала. Будучи образованным петрогенными элементами, ильменит выделяется в большей своей массе в ранние и главные этапы кристаллизации. Поэтому накопление редких и рудных элементов в поздних продуктах кристаллизации, характерное для гранитов с хорошо проявленной рудогенерирующей способностью, не всегда отражается на составе ильменита. Следствием этого является нередко отмечаемое пониженное содержание рудных элементов в ильмените подобных гранитоидов, в то время как отдельные содержания, значительно превышающие среднее, обусловлены, вероятней всего, микровключениями собственных минералов рудных элементов, само появление которых свидетельствует о возможности рудных элементов магмы достигать высоких степеней концентрации вплоть до образования собственных минералов. Кроме того, очень важно сопоставлять содержание элемента в минерале-концентраторе с количеством собственных минералов данного элемента.

С помощью ильменита как индикатора на тантал-ниобиевое оруденение установлено, что для ильменита танталоносных гранитов Восточного Забайкалья характерны высокие содержания Ta (504 г/т) и Nb (2870 г/т) (Гребенников, 1968), превышающие их средние значения. То же можно сказать и о биотитовых и двуслюдяных гранитах Калбы, продуктивных на тантал, ильменит которых содержит Ta 130—640 г/т (Знаменский, 1957).

Однако согласно исследованиям Н. С. Барсуковой (1970) только 65% общего содержания Nb и Ta в ильмените связаны с их изоморфной примесью, а 35% — обусловлены микровключениями тантало-ниобатов. Это еще раз подчеркивает, что высокое содержание аксессуарных минералов является естественным индикатором степени проявления рудогенерирующей способности гранитной магмы.

Отрицательное влияние кристаллохимического рассеяния на образование рудными и редкими элементами собственных минералов выявляется при сопоставлении содержания ниобия в ильмените с содержанием тантало-ниобатов в граните, из которого был извлечен ильменит. При этом оказывается, что при содержании в граните (Центральный Казахстан) 21,2 г/т тантало-ниобатов количество Nb в ильмените со-

ставляет 3640 г/т, а при 14,4 г/т — несколько больше — 3780 г/т (Ляхович, 1967₂). Ильменит редкоземельных гранитов не выделяется высоким содержанием Nb и Ta (табл. 66).

Использование ильменита в качестве индикатора на молибденовое оруденение показало, что содержание Mo в ильмените рудоносных гранитов Тырнауза — 16 г/т, Орского Зауралья — 48 г/т, т. е. ниже среднего, а Армении — 400 г/т, Азербайджана — 400 г/т — выше среднего. Ураганные содержания в последних случаях являются, вероятно, следствием микровключений молибденита.

Для ильменита как индикатора вольфрамового оруденения характерны стабильно высокие содержания W. Ильменит вольфрамоносных гранитов Восточного Забайкалья содержит W 75 г/т, Горного Алтая — 70—100 г/т, Казахстана — 90—140 г/т, что в 1,5—2 раза превышает среднее содержание этого элемента.

Применение ильменита в качестве индикатора возможной оловоносности гранитных интрузивов привело к несколько иным результатам: содержание Sn в ильмените оловоносных гранитов часто оказывается ниже

среднего, а неоловоносных — наоборот. Так, содержание олова в ильмените из оловоносных гранитоидов Северо-Востока СССР составляет 19 г/т (Некрасов, 1966), Дальнего Востока (6 определений) — 35 г/т (Недашковский, Нарнов, 1968), Восточной Сибири — 33,5 г/т (Легейдо, 1967), т. е. во всех случаях меньше вычисленного среднего, равного 147,8 г/т. По данным, полученным нами, содержание Sn в ильмените оловоносных гранитоидов Северо-Востока СССР, Восточного Забайкалья (4 определения) составляет 100 г/т.

В неоловоносных гранитах оно больше, чем в оловоносных: граниты Урала (5 определений) — 138 г/т, гранитоиды Далидага (Азербайджан) — 150 г/т (Мустафаев, 1964), гранитоиды акчатауского комплекса (14 определений) — 243,5 г/т. Исследования показали (Легейдо, 1967), что в неоловоносных гранитоидах олово обогащает ранние, более меланократовые разности пород. Это подтверждается данными корреляционного анализа: в этих гранитоидах связь «олово — титан» и «олово — железо» в большинстве случаев прямая и тесная, а связь «олово — кремнекислота» везде резко отрицательна. Связь с фтором проявлена незначительно. Все сказанное свидетельствует о том, что в ильмените неоловоносных гранитоидов содержание Sn может быть больше, чем в оловоносных.

5. Следующие особенности состава ильменита могут быть полезны при выяснении генезиса гранитоидов.

Среди изверженных пород различного состава наименьшими содержаниями редких элементов и наибольшими магния, хрома, ванадия и меди отличаются ильмениты основных пород, что может быть исполь-

Таблица 66
Содержания Ta и Nb в ильменитах, г/т
(Кузьменко, Еськова, 1968)

Порода	Nb	Ta	Nb:Ta
Гранодиориты (3)	203,0	8,2	25:1
Субщелочные граносиениты (2)	2415,0	32,8	73:1
Редкоземельные граниты (1)	2170,0	8,2	265:1
Лейкократовые граниты (2)	1435,0	114,8	12,5:1

зовано при выделении гранитоидов габбровой формации. Для ильменитов осадочно-метаморфических пород характерно низкое содержание Nb и Ta.

Данные табл. 67 свидетельствуют о том, что ильмениты гранитов различных генетических типов существенно отличаются по содержанию редких элементов. Наиболее богаты редкими и рудными элементами ильмениты интрузивных гранитоидов. Ильмениты автохтонных гранитоидов выделяются повышенным содержанием цинка и галлия — элементов, содержание которых в песчано-сланцевых породах больше, чем в кислых изверженных, и пониженным — ниобия и тантала.

Таблица 67

Средние содержания редких и рудных элементов в акцессорном ильмените гранитоидов различного генезиса, г/т

Элемент	Гранитоиды		
	интрузивные	автохтонные	габбровой формации
Nb	2214,4 (61)	1400,0 (1)	1169,0 (2)
Ta	262,4 (34)	98,0 (1)	98,8 (2)
W	30,7 (17)	34,0 (1)	
Sn	147,8 (41)	56,7 (3)	20,0 (1)
Sc	120,3 (18)	25,0 (1)	
Zn	840,8 (37)	1450,0 (3)	
Mo	69,0 (29)	27,0 (1)	
Cu	35,6 (82)		42,0 (2)
TR ₂ O ₃	620,0 (1)		
Ga	3,8 (82)	17,6 (4)	
Zr	262,0 (82)		

Плагиограниты и кварцевые диориты, пространственно тесно связанные с массивами габбро, содержат в 5 раз больше ильменита, чем породы аналогичного состава, связанные с гранитами. Вместе с тем в ильмените этих пород содержание магния больше, а ниобия, тантала и олова — меньше, чем в том же минерале гранитов. Низкие содержания олова установлены и в ильмените из тоналитов габбровой формации Азербайджана (Мустафаев, 1966). В то же время в ильмените из этих пород содержание меди колеблется от 15 до 70 г/т, в среднем 42 г/т (Мустафаев, 1965). Сходное соотношение наблюдается и при сравнении содержаний меди в ильмените основных пород и гранитоидов.

По сравнению с ильменитом гранитоидов калбинского комплекса значительно обогащены ванадием ильмениты гранитоидов змеиногорского комплекса (Горный Алтай), для которых считается возможной их генетическая связь с основной магмой (Амшинский и др., 1964).

Распределение различных элементов в ильмените неодинаково. Анализ гистограмм (рис. 10) показывает, что наименьшие дисперсии содержаний характерны для тантала и цинка. Отдельные высокие содержания этих элементов, по-видимому, являются результатом наличия микровключений собственных минералов этих элементов.

В противоположность Ta и Zr содержания Nb и Sn распределяются более неравномерно, и хотя им также свойственна положительная

асимметрия, высокие содержания встречаются значительно чаще, что свидетельствует о большой изоморфной емкости ильменита в отношении этих элементов. Характер распределения MgO , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 в ильмените из кимберлитов соответствует логнормальному, а MnO — нормальному законам (Благулькина, 1971).

РУТИЛ

Рутил часто встречается в гранитоидах, хотя наиболее широко распространен в двуслюдяных и лейкократовых гранитах и пегматитах. Его количество в пегматитах и аляскитах в 4 раза больше, чем в биотитовых гранитах (табл. 68). Наиболее высокие содержания рутила (285 г/т) отмечены в аляскитовых гранитах Горного Алтая, а в некоторых пегматитах Вирджинии его содержание достигает 300 000 г/т (Watson, Taber, 1909).

В гранитах рутил встречается преимущественно в виде продолговатых округлых зерен или призматических кристаллов с сильно сглаженными ребрами. Реже встречаются колеччатые двойники или сноповидные сростки кристаллов. Преобладающий цвет рутила — красный разных оттенков, но встречаются зеленоватые, желтоватые и черные кристаллы.

Генезис рутила в гранитах может быть различен. Об этом говорят особенности его состава и окраски, неодинаковые в породах различного состава или различной степени измененности (табл. 69). Черные, богатые железом, рутилы — нигрины — образуются в процессе грейзенового преобразования гранитов за счет ильменита (Гогель, 1966). Темный рутил присутствует в нельсонитах, где также образуется за счет ильменита (Watson, Taber, 1909). Новообразованный рутил из россыпей также обладает черным цветом (Юрк, Рябоконе, 1950). Минераграфические исследования, проведен-

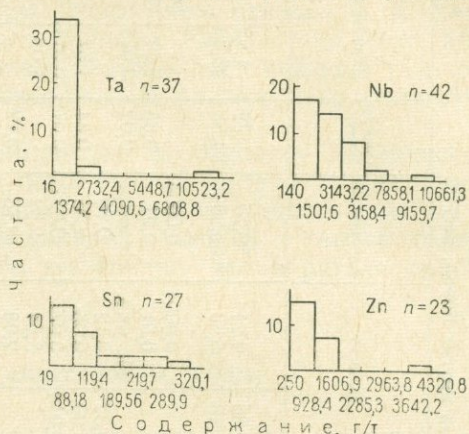


Рис. 10. Гистограммы распределения редких элементов в аксессуарном ильмените гранитоидов

Таблица 68

Среднее содержание и частота встречаемости рутила в гранитоидах различного состава

Порода	Среднее содержание, г/т	Частота встречаемости, %
Кварцевые диориты — гранодиориты	4,3	59
Граниты биотитовые послекембрийские	5,9	76
Граниты докембрийские	16,0	68
Граниты лейкократовые	10,0	73
Аляскиты	20,3	65
Граниты гибридные	4,0	43
Граниты грейзенизированные	8,6	44
Граниты альбитизированные	0,2	25
Аплиты	0,05	68
Пегматиты	19,3	68

Химический состав аксессуарного рутила гранитоидов и некоторых других пород, вес. %

Компоненты	Гранит		Гранит грейзен- низиро- ванный	Грейзен экзокон- тактовый	Аплит	Пегматит			Хлорит- серицито- вая жила	Эклогит		Амфиболит	Грану- лит	Сланцы зеленые		
SiO ₂	1,29		3,20		2,86	0,41	0,15		0,62	0,36	0,24	12,20	1,29	1,92	7,28	
TiO ₂	57,12	46,30	92,00	83,55	45,24	47,00	48,87	53,04	96,78	94,18	96,50	69,56	94,68	93,86	91,46	
SnO ₂	1,43			1,10			0,18									
ZrO ₂											0,0004	0,0004			Не опр.	
Nb ₂ O ₅	6,16	6,43		0,20	13,59	9,30	20,19	21,73	0,13		0,01	0,01	0,65	0,24	Не опр.	
Ta ₂ O ₅	24,65	5,0		6,07	2,52	33,12	16,15	14,70	Не опр.		Не опр.	Не опр.	0,02	0,028	Сл.	
V ₂ O ₅					1,07					0,32	0,12	0,10			0,12	
Fe ₂ O ₅	7,26		2,50				15,00			5,00	0,96	2,35	0,84	1,57		
Cr ₂ O ₃										0,014	0,027	0,031	0,07	0,014	0,05	
Al ₂ O ₃	1,35	3,51			0,53	0,60	0,65				3,64	2,62		1,08	0,70	
FeO		8,78		8,60	18,30	9,70	13,67	10,56			2,06	10,78	0,22			
MnO	0,59	2,64		0,11	13,58	0,09	0,10				0,18	0,50				
MgO			0,30			0,03			0,35	0,26	Не опр.	1,21	1,33	Сл.	Сл.	
Na ₂ O		0,94	1,8		0,22	0,05	0,26	Сл.		0,03				0,58	0,19	
K ₂ O														0,28		
П.п.п.	0,80		0,30		2,97				2,18	0,24			0,63	0,23	0,24	
Сумма	100,65	73,60	100,10	99,63	100,83	100,30	115,22	100,03	100,06	100,40	103,74	99,36	99,73	100,31	99,80	
Автор или литератур- ный источ- ник	Пол- лев- ских, 1969	Дист- лер и др., 1963	Гогель, 1966	Ситнин, Леонова, 1961	В. В. Ляхо- вич	За- лаш- кова, Сидо- ренко, 1959	Кор- нето- ва, 1963	Фе- дор- чук, 1956	Мурадов, 1964	Чес- ноков, 1959	Казак, 1969	Горо- шен- ко, 1969	Сам- велян, 1970	Казак, 1969		

ные в последнее время, показали, что железистые рутилы — нигрины — нередко состоят из рутила, срощенного с ильменитом (Bouska и др., 1972).

Значительные содержания рутила серого цвета отмечал И. Х. Хамрабаев (1958₁) в альбитизированных гранитах Узбекистана. Этот вторичный рутил в отличие от магматического обладает меньшей твердостью, низким двупреломлением и способностью растворяться в горячих кислотах (Путалова, 1959).

Из табл. 69 следует, что геохимические особенности материнских пород находят полное отражение в особенностях состава рутила. Рутилы основных и метаморфических пород содержат больше магния и только в них присутствуют хром и ванадий. Ниобий и тантал содержатся в них в значительно меньшем количестве, чем в рутиле гранитоидов, а олово даже отсутствует.

Редкие элементы в аксессуарном рутиле

В кристаллической решетке рутила происходят как гетеровалентные ($(\text{Nb}, \text{Ta})^{5+} + \text{Fe}^{3+} \rightarrow 2\text{Ti}^{4+}$), так и изовалентные ($\text{Zr}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$) замещения. Это позволяет считать возможным наличие изоморфных рядов между рутилом и ниобатами и танталатами семейства тапиолита — моссита (Goldschmidt, 1954). Действительно, кроме разновидностей рутила, обогащенных двух- или трехвалентным железом, существует также ниобиевая разновидность рутила или ильменорутил, в котором может содержаться до 60% $\text{Fe}(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$ и обогащенная танталом разновидность — стрюверит, содержащая 24—33% Ta_2O_5 и нередко до 2,67% SnO_2 .

Рутил с большим содержанием железа, тантала или ниобия может обладать неупорядоченной формой трирутиловой структуры, т. е. структуры минералов, элементарная ячейка которых близка утроенной элементарной ячейке рутила. Состав аксессуарного рутила изучен очень слабо, поэтому приводимые данные носят предварительный характер. Они основаны на 79 частных количественных определениях и 29 количественных спектральных анализах (главным образом, на Sr , Cu , V , Zr , Zn , Be , Ge).

Из табл. 70 видно, что только W , Ta , Ge , Sn , Mo , Nb и Sc концентрируются в рутиле в значительной степени и для этих элементов он может рассматриваться как надежный геохимический минерал-индикатор.

Вольфрам. Среднее содержание 672 г/т, коэффициент концентрации 448.

Высокое значение коэффициента концентрации указывает не только на геохимическую близость W и Ti , но и позволяет рассматривать рутил как надежный геохимический индикатор W .

Наиболее высоких значений достигает содержание W в рутиле лейкократовых гранитов (табл. 71). В рутиле из двуслюдяных гранитов Урала и Алтая оно составляет 3000 г/т, а из некоторых лейкократовых гранитов Казахстана — 3750 г/т. По данным Декейта (DeKate, 1966), в рутиле содержится значительно меньше W — 4,0—8,8 г/т. В рутиле из кварцевых жил содержание W несколько больше — 775 г/т

Средние содержания и коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в аксессуарном рутиле интрузивных гранитоидов

Элемент	Среднее содержание, г/т		K	Элемент	Среднее содержание, г/т		K
	в кислых породах (кларк)	в рутиле			в кислых породах (кларк)	в рутиле	
W	1,5	672,0	448,0	Sc	3,0	47,0	16,0
Ta	3,5	1500,0	430,0	V	40,0	556,0	14,0
Ge	1,4	300,0	214,0	TR	350,0	2150,0	6,0
Sn	3,0	605,4	202,0	Cr	25,0	100,0	4,0
Mo	1,0	183,0	183,0	Cu	20,0	26,9	1,3
Sb	0,26	30,0	115,0	Zr	200,0	211,1	1,0
Nb	20,0	1872,0	94,0	Zn	60,0	40,0	0,7
Y	34,0	1774,8	52,0	Sr	300,0	83,8	0,3

Таблица 71

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном рутиле интрузивных гранитоидов различного состава, г/т

Элемент	Диориты — гранодиориты	Граниты		Гранитоиды (среднее)
		биотитовые	лейкократовые и аляскитовые	
W		400,0 (5)	1012,0 (4)	672,0 (9)
Ta		1500,0 (2)		1500,0 (2)
Ge		300,0 (1)		300,0 (1)
Sn	100,0 (1)	232,5 (6)	1291,0 (4)	605,4 (11)
Mo		183,0 (4)		183,0 (4)
Sb		30,0 (1)		30,0 (1)
Nb	2000,0 (2)	1656,0 (8)	2246,0 (4)	1872,0 (14)
Y		2000,0 (2)	1662,2 (4)	1774,8 (6)
Sc	47,0 (4)		1000,0 (1)	237,6 (5)
V	30,0 (1)	706,0 (5)	500,0 (4)	556,0 (10)
TR		2150,0 (1)		2150,0 (1)
Cr		100,0 (1)		100,0 (1)
Cu	25,0 (2)	30,6 (6)	20,8 (3)	26,9 (11)
Zr		140,0 (5)	300,0 (4)	211,1 (9)
Zn		40,0 (60)		40,0 (60)
Sr	300,0 (1)		11,8 (3)	83,8 (4)

(табл. 72), хотя в отдельных случаях, например, в рутиле из кварцевых жил массива Майтас (Казахстан) оно достигает 3670 г/т.

Крупнокристаллический рутил из кварцевых жил среди кристаллических сланцев эллогитовой фации на Южном Урале содержит W 50 г/т (Казак, 1969), а рутил из щелочных пород Армении — 65 г/т W (Меликсетян, 1969), т. е. во всех случаях значительно меньше, чем рутил гранитоидов.

Тантал. Среднее содержание 1500 г/т, коэффициент концентрации 430.

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном рутиле гранитоидов и связанных с ними жильных пород, г/т

Элемент	Гранитоиды		Аплиты	Пегматиты	Кварцевые жилы
	интрузивные	измененные			
W	672,0 (9)	190,0 (5)		1000,0 (1)	775,0 (2)
Ta	1500,0 (2)	300,0 (5)	20 700,0 (1)		
Sn	605,4 (11)	28,0 (5)	77,5 (2)	100,0 (1)	700,0 (2)
Mo	183,0 (4)				387,5 (2)
Nb	1872,0 (14)	910,0 (5)	33 377,0 (3)		2334,0 (2)
Y	1774,8 (6)	190,0 (5)			
Sc	47,0 (4)	175,0 (2)	100,0 (1)		175,0 (3)
V	556,0 (10)	185,0 (5)	500,0 (2)		9665,0 (2)
Cu	26,9 (11)	23,0 (5)	27,5 (2)	27,5 (1)	5,0 (2)
Zr	211,1 (9)	140,0 (5)	500,0 (2)		1000,0 (3)
Zn	40,0 (60)	35,0 (5)		275,0 (1)	
Sr	83,8 (4)				5,0 (2)

Тантал встречается в рутиле гранитоидов непостоянно, что, учитывая высокий коэффициент концентрации этого элемента в рутиле, отражает геохимические особенности гранитной магмы. Так, рутил из гранитов Западного Узбекистана содержит Та 19 828 г/т (Хамрабаев и др., 1968₂), а из гранитоидов Кокчетавской глыбы—2000 г/т (Красильникова, Летников, 1969). В процессе дифференциации гранитной магмы наблюдается обогащение рутила танталом, и в рутиле из аплитов Орского Зауралья содержание его достигает 20 664 г/т. Эта тенденция к обогащению танталом поздних рутилов находит выражение в образовании стрюверита.

Стрюверит, богатая танталом разновидь рутила (до 202 130 г/т), обычно встречается в гранитных пегматитах (Залашкова, Сидоренко, 1959; Хвостова, Срегинская, 1963) или в экзоконтактовых грейзенах (Ситнин, Леонова, 1961). Однако в последнее время он обнаружен в виде мелких дипирамидальных кристалликов в порфиоровидных биотитовых и мусковитизированных гранитах Забайкалья, где его содержание достигает 50 г/т (Дистлер и др., 1963).

Тесная ассоциация стрюверита с мусковитом, его взаимоотношения с другими, в том числе поздними Та- и Nb-содержащими минералами позволяют говорить о его образовании в стадии автометаморфической мусковитизации гранитов. Содержание Та в нем составляет 41 000 г/т (см. табл. 69). В стрюверите измененных гранитоидов Дальнего Востока оно значительно больше—202 130 г/т (Полевских, 1969). По сравнению со стрюверитом гранитов много больше тантала содержит стрюверит пегматитов. В этом минерале из пегматитов Финляндии количество Та колеблется от 172 200 до 180 400 г/т, в среднем составляет 176 300 г/т (Siivola, 1970).

Обогащен танталом также ильменорутил. Ильменорутил, встречающийся в конгломератах, образовавшихся за счет размыва гранитоидов, содержит неодинаковое количество тантала. Различают разновидности с

высоким и низким содержанием тантала (Коптяев, 1970). Первые содержат Та от 10 004 до 26 732 г/т, в среднем 18 368 г/т, вторые — от 574 до 5330, в среднем 2952 г/т. Значительно больше тантала содержат ильменорутилы из пегматитов Финляндии. Количество Та в них колеблется от 82 00 до 155 800, в среднем составляет 118 900 г/т Та (Siivola, 1970).

В рутиле эклогитов содержание Та почти в 3 раза меньше среднего — 541 г/т (Казак, 1969). Еще меньше оно (229,6 г/т) в рутиле актинолитовых сланцев, где этот минерал образовался в результате дегидратации и раскристаллизации гидратов титана (Самвелян, 1970). Рутил гранулитов Кольского полуострова содержит Та 164 г/т, а в рутиле хлорит-серицитовых прожилков он вообще не обнаружен (Мурадов, 1964).

Содержание Та в рутиле из микробрекчии, доставленной «Аполлоном-12» (Marvin, 1971), достаточно велико (<8200 г/т) для того, чтобы свидетельствовать о необычном происхождении этого минерала, и, возможно, указывает на его связь с магмой более кислой, нежели основная.

Германий. В рутиле гранитоидов Мегринского плутона определено Ge 300 г/т (Меликсетян, 1968), коэффициент концентрации в этом случае равен 214. Меньшие содержания Ge характерны для рутила амфиболитов Южного Урала—30—50 г/т (Казак, 1969).

Значительно большее содержание Ge (<8500 г/т) установлено в рутиле из лунной брекчии, доставленной «Аполлоном-12» (Marvin, 1971).

Олово. Среднее содержание 605,4 г/т, коэффициент концентрации 202.

Олово встречается в рутилах практически постоянно, а высокая степень его концентрации в этом минерале позволяет использовать его как надежный индикатор «оловоносности» гранитоидов. Это тем более вероятно, так как экспериментально доказано, что в рутиле Sn может растворяться в количествах от 117 000 до 156 000 г/т (Nodop, 1956). Среди гранитоидов различного состава наибольшие содержания Sn (1290 г/т) характерны для рутила лейкократовых гранитоидов, содержащих мало других минералов-концентраторов олова (биотита, сфена и др.).

В переменном количестве Sn содержится в рутилах практически постоянно. В рутиле из гранитоидов Украинского щита его 500 г/т (Галецкий, Зинченко, 1970), из гранитоидов Мегринского плутона — 100 г/т (Меликсетян, 1968), т. е. ниже приведенного среднего; в рутиле из гранитоидов Карпато-Балканских гор (4 определения) — 1337,5 г/т (Arsepijevič, 1967) — значительно выше.

Особенно большое содержание Sn установлено в рутилах, обогащенных ниобием или танталом. Например, в стрюверите из измененных гранитов Дальнего Востока оно составляет 11 154 г/т (Полевских, 1969), а из гранитов Малакки — 20 826 г/т (Дир и др., 1965). В пегматитах Финляндии аналогичные количества Sn отмечены (2 определения) в стрюверите — 11 700 г/т — и в ильменорутиле — 7800 г/т (Siivola, 1970). Из литературных данных известно (Дир и др., 1965), что весьма богатые оловом рутилы из Бразилии (до 31 044 г/т) также являются, по-видимому, стрюверитом.

Содержание Sn в рутиле из кварцевых жил больше, чем в рутиле из гранита (см. табл. 72), хотя в отдельных случаях, например в рутиле из кварцевых жил массива Майтас (Казахстан), оно достигает 5000 г/т. Сходно со средним содержание Sn в рутиле из щелочных пород Армении — в среднем 700 г/т Sn, иногда оно составляет 1000 г/т (Меликсетян, 1969).

Олово не обнаружено в рутиле из хлорит-серицитовых прожилков (Мурадов, 1964), а в рутиле из метаморфических пород его 50—200 г/т (Казак, 1969), т. е. значительно меньше, чем в рутиле гранитоидов.

Молибден. Среднее содержание 183 г/т, коэффициент концентрации 183.

По сравнению с приведенным средним значительно повышено содержание Mo в рутиле гранитов Карпато-Балканских гор (2 определения) — 301 г/т (Arsenijević, 1967), а в рутиле рудоносных гранитоидов Мегринского плутона оно понижено — 30—100 г/т (Меликсетян, 1968). В рутиле кварцевых жил среднее содержание Mo еще больше — 387,5 г/т (см. табл. 72), а в рутиле кварцевых жил массива Майтас (Казахстан) достигает 3500 г/т.

В том же минерале из лейкократовых гранулитов Кольского полуострова количество Mo составляет 100 г/т (Казак, 1969). Еще меньше его в рутиле щелочных пород Армении — 30 г/т (2 определения) (Меликсетян, 1969).

Сурьма. Среднее содержание 30 г/т, коэффициент концентрации 115.

Сурьма встречается в аксессуарном рутиле достаточно редко. Она установлена в количестве 100 г/т в рутиле рудоносных гранитоидов Мегринского плутона (Меликсетян, 1968), а в рутиле безрудных сысертских гранитоидов (Урал) не обнаружена.

Ниобий. Среднее содержание 1872 г/т, коэффициент концентрации 94.

Ниобий в рутиле присутствует практически постоянно. Среди гранитоидов различного состава минимальные содержания Nb характерны для рутилов гранодиоритов, максимальные — лейкократовых гранитов (см. табл. 71), что отражает большое влияние изоморфного рассеяния на степень концентрации этого элемента в отдельных минералах гранитоидов.

К вычисленному среднему близко содержание Nb в рутиле гранитоидов Мегринского плутона (2 определения) — 2000 г/т (Меликсетян, 1968), гранитов Карпато-Балканских гор (4 определения) — 2675 г/т (Arsenijević, 1967), а в рутиле рудоносных гранитоидов Кокчетавской глыбы оно достигает 7000 г/т (Красильникова, Летников, 1969). Количество Nb значительно увеличивается в рутиле из жильных пород, связанных с гранитоидами. В них нередко встречается и его ниобиевая разновидность — ильменорутил.

Ильменорутил распространен весьма широко. Двуслюдяные и алякитовые граниты дополнительных интрузий содержат его больше, чем биотитовые граниты главной фазы (до 594 г/т), а мусковитизированные граниты — до 801 г/т. Ильменорутил образует черные короткопризматические, редко дипирамидальные с узким поясом призм кристаллы.

В последнее время описан ильменорутил с Тимана, где он встречается в измененных породах из тектонически ослабленных зон. Здесь

выделяют две разновидности ильменорутила, связанные или с гранитами, или с сиенитами. Первая значительно беднее TiO_2 , но богаче $(Nb, Ta)_2O_5$, вторая богаче TiO_2 и беднее $(Nb, Ta)_2O_5$. Отношение с породами и сопутствующими минералами указывает на метасоматическое образование ильменорутила. Его присутствие может указывать на характер изменения вмещающих пород: первая разновидность — по типу гранитизации, вторая — по типу сиенитизации (Наливкин, 1968).

Для рутила из жильного выполнения Восточно-Коунрадского месторождения установлена зависимость интенсивности окраски этого минерала от содержания в нем ниобия. Светло-бурые разности (ниобиевый рутил) содержат Nb 17 150 г/т, а темноокрашенные (ильменорутил) — значительно больше — 84 000 г/т (Чухров, Шлайн, 1962). Сходные с Казахстанским ильменорутилом содержания Nb 70 000—84 000, в среднем 77 000 г/т, установлены в ильменорутиле пегматитов Финляндии (Siivola, 1970).

Поскольку компенсация валентности при замещении титана ниобием протекает по схеме $2Ti^{+4} \leftarrow Nb^{+5} + Fe^{+3}$, во всех ильменорутилах наряду с повышением содержания Nb увеличивается количество железа, а следовательно, и интенсивность их окраски.

Рутил из аплитов, залегающих среди гранитоидов Орского Зауралья, также содержит значительное количество Nb (см. табл. 69) и является по существу ильменорутилом. Стрюверит измененных гранитов Дальнего Востока содержит Nb 43 120 г/т (Полевских, 1969), из пегматитов Финляндии — в среднем 73 500 г/т (Siivola, 1970).

Количество Nb в рутиле из последовательных продуктов дифференциации гранитной магмы — аплитов, пегматитов, кварцевых жил — больше, чем в рутиле из гранитов (см. табл. 72). В рутиле кварцевых жил массива Майтас (Казахстан) оно достигает 5000 г/т, а в ильменорутиле из пегматитовых жил альбит-микроклинового состава (Урал) составляет 32,7—104,3 кг/т (Жабин и др., 1960). Значительно меньше ниобия содержат рутилы из других типов пород. В рутиле эклогитов определено Nb 3850 г/т, хотя в черном рутиле уфалейских рутилоносных амфиболитов на Южном Урале ниобия много больше — 5250 г/т (Казак, 1969). В том же минерале гранулитов Кольского полуострова ниобий присутствует в количествах, достигающих 4750 г/т. В рутиле актинолитовых сланцев, где он образовался в результате дегидратации и раскristализации гидратов окиси титана, содержание Nb значительно меньше и составляет 1880 г/т (Самвелян, 1970).

Количества Nb, вдвое меньше среднего (910 г/т), отмечены в рутиле из хлорит-серицитовых прожилков в Яккабарских горах в Узбекистане (Мурадов, 1964).

Весьма интересна обогащенность ниобием (44 800 г/т) рутила из лунной брекчии, доставленной «Аполлоном-12» (Marvin, 1971), превосходящая не только содержание Nb в рутиле основных или ультраосновных пород, но и в том же минерале гранитов, и указывающая на его необычное происхождение.

И т т р и й. Среднее содержание 1774,8 г/т, коэффициент концентрации 52.

Рутилы лейкократовых гранитоидов содержат Y иногда значительно больше — до 5000 г/т. В рутиле гранитоидов Мегринского плутона содержание его колеблется от 1000 до 3000 г/т (Меликсетян, 1968).

Скандий. Среднее содержание 47 г/т, коэффициент концентрации 16.

Рутил гранодиоритов Гиссарского хребта содержит сходное количество Sc—45 г/т (Баратов, 1966).

Среди гранитоидов различного состава высокие содержания Sc (до 1000 г/т) наблюдаются в рутиле лейкократовых гранитов — пород, лишенных других минералов-концентраторов скандия (см. табл. 71). А. С. Дудыкина (1960) отмечает, что в рутиле гранодиоритов скандий почти отсутствует, но в рутилах гранитоидов, аплитов и грейзенов он встречается постоянно в количестве 50—300 г/т. По данным Л. Ф. Борисенко (1959), содержание Sc в рутиле составляет 32,5 г/т. Обогащен скандием (1072,5 г/т) рутил кварц-флюоритовых пегматитов Казахстана (Семенов и др., 1966). В рутиле из кварцевых жил массива Майтас (Казахстан) также установлены значительные количества Sc—500 г/т.

Ванадий. Среднее содержание 556 г/т, коэффициент концентрации 14.

Значительно меньше ванадия (30 г/т) содержит рутил гранодиоритов Гиссарского хребта (Баратов, 1966). Очень большие содержания V характерны для рутила из кварцевых жил (см. табл. 72). В рутиле из хлорит-серицитовых прожилков он не обнаружен (Мурадов, 1964), а в рутиле из эклогитов его содержание достигает 1792 г/т (Чесноков, 1959).

На завершающих стадиях карбонатитового процесса наблюдается наиболее высокая концентрация V и появление собственных минералов ванадия—ванадийсодержащего рутила (количество V_2O_3 около 1%) и ванадиевого ильменорутила (количество V_2O_3 около 5%). Эти минералы несколько отличаются по химическому составу, но между ними существует непрерывный ряд. В ванадиевых ильменорутилах ванадий присутствует, по-видимому, именно в форме V^{3+} , который играет роль Fe^{3+} , так как в этом минерале очень мало железа (Fe_2O_3 1,99%), а замещение Ti^{4+} на Nb^{5+} сопровождается замещением титана трехвалентным ванадием по схеме $2Ti^{4+} \leftarrow Nb^{5+} + (V^{3+} + Fe^{3+})$ (Гайдукова, 1966).

Редкие земли. Среднее содержание 2150 г/т, коэффициент концентрации 6.

В ильменорутиле содержание TR несколько меньше (1900 г/т), чем в рутиле. При этом следует отметить некоторое отличие в содержании отдельных TR: ильменорутил содержит меньше TR промежуточной группы и больше тяжелых лантаноидов (табл. 73).

В рутиле из гидротермальных микроклиновых жил, залегающих в кембро-силурийских разгнейсованных лейкократовых гранитах, отмечено 240 г/т суммы редких земель (Усманов, 1965).

Хром. Среднее содержание 100 г/т, коэффициент концентрации 4.

В рутиле из гранитоидов хром присутствует достаточно редко и содержание его весьма непостоянно. Так, если в рутиле гранодиоритов Гиссарского хребта его количество составляет 100 г/т (Баратов, 1966),

Таблица 73

Состав TR в минералах группы рутила, %

Минерал	Ce—Nd	Sm—Ho	Er—Lu
Рутил	59,63	34,43	4,84
Ильменорутил	63,30	29,18	7,52

то в рутиле гранитоидов Мегринского плутона — до 1000 г/т (Меликсетян, 1968). Рутил эклогитов содержит Cr 96,6 г/т (Чесноков, 1959), гранулитов Кольского полуострова — 483 г/т, а из альбититов — до 1242 г/т (Green, 1956). В рутиле хлорит-серицитовых прожилков хром не обнаружен (Мурадов, 1964).

Рутил осадочно-метаморфических пород содержит хрома в 5 раз больше, чем рутил гранитоидов, что можно использовать при петрологических построениях (табл. 74).

Таблица 74

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном рутиле различных типов пород, г/т

Элемент	Граниты интрузивные	Щелочные породы	Основные породы	Осадочно-метаморфические породы
W	672,0 (9)	65,0 (2)		196,5 (2)
Ta	1500,0 (2)		54,0 (1)	
Ge	300,0 (1)		40,0 (2)	125,0 (2)
Sn	605,4 (11)	350,0 (2)		100,0 (1)
Mo	183,0 (4)	30,0 (2)		1680,0 (1)
Nb	1872,0 (14)		3850,0 (1)	
V	556,0 (10)		1792,0 (1)	483,0 (1)
Cr	100,0 (1)		96,6 (11)	
Cu	26,9 (11)		1000,0 (1)	300,0 (2)
Zr	211,1 (9)			300,0 (2)
Zn	40,0 (60)			

Необычно высокое содержание Cr (22 080 г/т) установлено в рутиле из лунной брекчии, доставленной «Аполлоном-12» (Marvin, 1970).

Медь. Среднее содержание 26,9 г/т, коэффициент концентрации 1,3.

Содержание Cu в рутиле из гранитоидов различного состава и сопровождающих их жильных пород довольно постоянно (см. табл. 71, 72). В рудоносных Cu—Mo гранитоидах Мегринского плутона рутил содержит близкое среднему количеству Cu — 20—30 г/т (Меликсетян, 1968). Содержание Cu значительно возрастает (до 1000 г/т) в рутиле из рутилоносных ортоамфиболитов и эклогитов (Казак, 1969).

Цирконий. Среднее содержание 211 г/т, коэффициент концентрации 1.

Несколько больше среднего содержание Zr в рутиле лейкократовых гранитоидов и осадочно-метаморфических пород (см. табл. 71, 74). По данным Дегенхардта (1959), содержание Zr в рутиле составляет 1700—1750 г/т.

Цинк. Среднее содержание 40 г/т, коэффициент концентрации 0,7.

В рутиле цинк встречается постоянно. В отдельных случаях, например, в рутиле из двуслюдяных гранитов Горного Алтая содержание Zn достигает 275 г/т. В рутиле метаморфогенных пород Урала оно значительно больше — от 100 до 500 г/т (Казак, 1969). Возможно, это связано с тем, что содержание Zn в осадочных породах больше, чем в гранитах.

Стронций. Среднее содержание 83,8 г/т, коэффициент концентрации 0,3.

Среди гранитоидов различного состава минимальным количеством Sr обладают рутилы из лейкократовых гранитоидов, а максимальным — из гранодиоритов (см. табл. 71). Наличие этого элемента характерно также для новообразованного (аутигенного) рутила из слабо метаморфизованных осадочных пород. Содержание Sr в таком рутиле значительно выше и составляет 600 г/т (Казак, 1969).

Барий. Аутигенные рутилы из слабо метаморфизованных пород могут содержать Ba до 400 г/т (Казак, 1969). Следует отметить, что экспериментально был получен титанат бария — $BaTiO_3$ (Vousden, 1956) и стронция — $SrTiO_3$, что может объяснить факт нахождения этих элементов в рутиле.

Бериллий. Присутствует в рутиле крайне редко. В рутиле лейкократовых гранитов Казахстана его содержится 5 г/т.

Свинец. Содержание Pb в рутиле метаморфических пород Урала колеблется от 10 до 50 г/т (Казак, 1969).

Уран. В рутиле из гнейсов, подвергшихся метасоматозу, отмечена высокая концентрация U — до 587 г/т (Мельгунов, 1970).

Кобальт. Наибольшие содержания Co (5000 г/т) установлены в рутиле графитовых сланцев Урала. Рутилы лейкократовых гранулитов содержат Co значительно меньше, что, возможно, указывает на их связь с кислой магмой.

Индикаторные признаки акцессорного рутила

1. В наиболее сильной степени в рутиле концентрируются такие рудные и редкие элементы, как W, Ta, Ge, Sn, Mo, Nb, Sc, содержания которых в десятки и сотни раз превосходят средние содержания этих элементов в гранитоидах. Поэтому рутил может рассматриваться как надежный геохимический минерал-индикатор только на эти элементы.

2. В продуктах дифференциации гранитной магмы рутил неизменно оказывается обогащенным W, Ta, Mo, Sn, Nb, Sc, что свидетельствует о возрастающей концентрации этих элементов в поздних расплавах или растворах. Эта особенность состава рутила может быть использована для выявления степени накопления отдельных редких или рудных элементов в процессе формирования гранитоидов комплекса или массива.

3. Своеобразие состава рутила позволяет судить о генезисе включающих его пород. Это обусловлено тем, что целая группа элементов, характерных для исходных пород, может входить в кристаллическую решетку рутила. Установлено, например, что рутил эклогитов и амфиболитов, образовавшихся за счет метаморфизма габбровых пород, содержит повышенные количества V, Co, Cu, Ni, Cr. Аутигенный рутил, образовавшийся при метаморфизме осадочных пород, содержит больше Sr и Ba (Казак, 1969). В актинолитовых сланцах рутил образовался в результате метаморфизма (дегидратации и раскристаллизации) гидратов окиси Ti (Самвелян, 1970). Из табл. 69 видно, что содержание в нем Nb (1704 г/т) и особенно Ta (226,8 г/т) значительно ниже среднего, характерного для рутила магматического происхождения. Этот признак, таким образом, может быть использован и при выявлении автотонных гранитов.

4. Состав рутила наряду с другими минералого-геохимическими данными может быть использован при оценке возможной рудоносности гранитоидов. Высокая степень концентрации W, Sn и Mo в рутиле из гранитов и особенно из кварцевых жил позволяет рекомендовать этот минерал для предварительной оценки на рудоносность не только гранитов, но и жильных пород, с ними связанных. Эта рекомендация основывается еще и на том, что, будучи в гранитах одним из поздних по времени выделения минералов, рутил отражает в особенностях своего состава накопление (или отсутствие такового) рудных элементов именно к поздним этапам кристаллизации.

Кроме того, для рутилов из кварцевых жил и аплит-пегматитовых даек, залегающих в гнейсах и слюдяных сланцах, обычны такие элементы, как Pb, Sb, Sn и Nb (Bouska e. a., 1972). Поэтому величина содержания названных элементов будет определять степень рудоносности этих образований.

Ильменорутил и стрюверит, встречающиеся в пегматитах, содержат значительно больше ниобия и тантала, чем эти же минералы гидротермального происхождения. Считают (Корнетова, 1963), что содержание тантала в ильменорутиле из пегматитов является индикатором на общую зараженность танталом пегматитового поля в целом.

5. Особенности состава рутила отражаются на его форме и структуре. На форму и габитус кристаллов рутила заметное влияние оказывают такие изоморфные примеси, как Sn, Pb, Nb, W, Mo. Например, примесь Sn и Pb (0,5—1,0 вес. %) стимулирует образование большого количества коленчатых двойников. В присутствии ниобия (0,5 вес. %) образуются изометричные кристаллы, иногда даже в виде дипирамид с гранями (101) и (011). С примесью вольфрама почти все кристаллы приобретают «структуру песочных часов» и окрашиваются в черный цвет, примесь молибдена вызывает образование вытянутых по оси скелетных и изометричных кристаллов с четко выраженным секториальным строением (Наумова и др., 1966).

В рутилах, кроме того, наблюдается увеличение размеров элементарной ячейки, особенно параметра Q_0 , от «чистого» рутила к ниобиевому и танталовому рутилу и, наконец, к тапиолиту, для которого характерна утроенная ячейка рутила (Bouska e. a., 1972).

6. Скопления ниобиевого и танталового рутила в преизенизированных и турмалинизированных гранитах — источник россыпей этих минералов на Малайском полуострове и в Сьерра-Леоне (Черны, 1964). Значительное количество ниобий- и танталосодержащего рутила, образовавшегося в результате распада биотита, установлено в каолиновой зоне коры выветривания, образовавшейся по биотитовым гранитам Карнабского интрузива в Западном Узбекистане (Расулов, 1972).

МОНАЦИТ

Монацит часто встречается в гранитоидах, причем в биотитовых гранитах чаще, чем в биотит-роговообманковых. Присутствует он преимущественно в виде желтых, реже красно-бурых кристаллов. В последних несколько меньше церия и вдвое больше иттербия, и они принадлежат монациту более поздней генерации.

Содержание монацита в гранитоидах непостоянно. Больше всего его в биотитовых порфиридных гранитах. При этом в докембрийских биотитовых гранитах почти в 3 раза больше монацита, чем в послекембрийских (табл. 75). Причиной этого может быть интенсивно проявлен-

Таблица 75

Средние содержания и частота встречаемости монацита в гранитоидах различного состава

Порода	Среднее содержание, г/т	Частота встречаемости, %
Граниты биотитовые, докембрийские	86,8	70
Аляскиты платформ	53,4	40
Граниты биотитовые послекембрийские	30,7	76
Пегматиты	33,0	80
Граниты лейкократовые	17,6	81
Граниты двуслюдяные	22,0	83
Аляскиты геосинклинальные	15,2	70
Граниты грейзенизированные	10,1	78
Кварцевые диориты — гранодиориты гранитные	2,6	42
Кварцевые диориты — плагиограниты габброндные	0,7	33
Аплиты	0,7	70
Граниты альбитизированные	0,6	42
Граниты гибридные	0,5	57
Кварцевые жилы	0,5	47

ный в древних гранитах калиевый метасоматоз, обычно приводящий к концентрации высвобождающихся из разрушающегося плагиоклаза редких земель в форме монацита.

Более основные по составу разности гранитоидов — кварцевые диориты и гранодиориты — содержат сильно пониженное количество монацита. При этом в кварцевых диоритах и плагиогранитах, связанных с габбро, его меньше, чем в кварцевых диоритах, связанных с гранитами. Эта особенность минерального состава может быть использована при выяснении генезиса малых интрузий диоритового состава.

По сравнению с биотитовыми гранитами их измененные разности также содержат значительно меньше монацита. Особенно это относится к альбитизированным гранитам, в которых отмечаются повышенные количества бастнезита — минерала, обычно замещающего монацит.

В составе монацита наблюдаются определенные отличия, связанные с особенностями состава включающей его породы. Так, монациты аляскитов характеризуются минимальным содержанием железа, а тот же минерал автохтонных чудново-бердичевских гранитов — магния (табл. 76).

Химический состав акцессорного монацита гранитоидов, вес. %

Компоненты	Аляскит	Гранит		Чудново-бердичевские граниты				Гранит		
	Узбекистан	Северо-Восток СССР		Украина						
MgO	0,20	0,25	0,08	0,07	0,03	0,05	0,17	0,22	0,42	0,30
CaO	0,20	0,20	0,11	0,16	0,56	0,30	0,20	0,86	0,67	1,13
MnO	Сл.		0,01							
Fe ₂ O ₃	0,95	2,02	1,25	3,03	2,40	2,55	2,48	1,88	2,73	1,21
PbO								0,90	1,02	1,26
FeO										
Al ₂ O ₃	0,50	0,45	0,16	0,66	1,23	0,83	0,21	1,44	0,47	0,74
WO ₃								0,72	0,39	0,46
Ce ₂ O ₃	21,90									
La ₂ O ₃	35,46	65,96	67,57	64,01	58,22	57,89	58,96	56,30	56,76	55,13
Y ₂ O ₃	3,96									
SiO ₂	2,06	0,48	0,44	2,80	2,18	2,64	3,44	2,66	1,51	3,16
ThO ₂	8,19	0,60	0,52	5,68	5,88	6,64	5,28	6,76	6,61	9,30
U ₃ O ₈	0,00							0,28	0,09	0,09
P ₂ O ₅	26,26	28,85	29,28	28,45	28,58	28,86	28,27	25,66	28,24	25,53
H ₂ O ⁺	0,48							0,19	1,82	0,90
TiO ₂	Сл.			0,30	0,63	0,23	0,15	0,06	0,03	0,05
ZrO ₂	0,12									
П.п.п.			0,56	0,60	0,44	0,34	0,49			
Сумма	100,28	98,81	99,98	105,76	100,15	100,33	99,84	99,56	99,84	99,76
Автор или литературный источник	Сморчков, Павлова, 1958	Руб, 1970		Ивантишин, 1960				Орса и др., 1967		

Редкие элементы в акцессорном монаците

Судить об особенностях содержания редких элементов в монаците можно по результатам 219 частных количественных определений Th, TR, U, Y, из которых 136 заимствовано из литературы. Кроме того, приведены данные по 20 полуквантитативным спектральным определениям Be, Zr, Nb, Ta, Sb, Cu, Zп, Ga. Полученные результаты (табл. 77) свидетельствуют о том, что в наибольшей степени в монаците концентрируются такие элементы, как Th, U, Y, Sc, т. е. геохимически близкие TR.

Сведения о W, Mo, Sr, F крайне скудны, поэтому здесь эти элементы только упоминаются.

Торий. Среднее содержание 44 277,0 г/т, коэффициент концентрации 2460,0.

Монацит — сильно радиоактивный минерал, в котором торий преобладает над ураном. Значительные концентрации Th в монаците объясняются возможностью изоморфного замещения $Ce^{3+} + P^{5+} \leftarrow Th^{4+} + Si^{4+}$.

Средние содержания и коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в акцессорном монаците интрузивных гранитоидов

Элемент	Среднее содержание, г/т		K	Элемент	Среднее содержание, г/т		K
	в кислых породах (кларк)	в монаците			в кислых породах (кларк)	в монаците	
Th	18,0	44 277,0	2460,0	Zr	200,0	286,9	1,4
TR	350,0	563 600,0	1610,0	Nb	200,0	232,4	1,1
U	3,5	2 198,5	628,0	Li	40,0	40,0	1,0
Bi	0,01	2,5	250,0	Sn	3,0	2,5	0,8
Y	34,0	3 542,0	104,2	Ga	20,0	15,9	0,8
Pb	20,0	227,9	11,4	Cu	20,0	14,1	0,7
Sc	3,0	15,0	5,0	Zn	60,0	31,6	0,5
Be	5,5	18,2	3,3	Sr	300,0	8,0	0,02

Содержание Th в монацитах довольно непостоянно и определяется не только петрохимическим типом гранитоида (табл. 78), но и геохимическими особенностями исходной магмы. Так, наряду с монацитом, лишенным тория, известны разновидности, содержащие около 30% ThO₂ и получившие название чералит (Bowie, Ногге, 1953). В этом свете акцессорные монациты гранитоидов характеризуются непостоянным, в общем малым (3—8%), содержанием ThO₂, и только некоторые монациты из гранитов Болгарии содержат его в значительном (до 14,8%) количестве (Алексиев, Цветкова, 1962).

Таблица 78

Средние содержания редких и рудных элементов в акцессорном монаците интрузивных гранитоидов различного состава, г/т

Элемент	Диориты — гранодиориты	Граниты		Гранитоиды (среднее)
		биотитовые	лейкокраповые и аляскитовые	
Th		4 422,0 (35)	46 288,0 (1)	44 277,0 (36)
TR	469 000,0 (2)	597 200,0 (5)	574 400,0 (2)	563 600,0 (9)
U	820,0 (1)	2 208,0 (24)	3 350,0 (1)	2 198,5 (26)
Bi		2,5 (12)		2,5 (12)
Y	200,0 (5)	4 824,0 (17)	1 000,0 (2)	3 542,0 (24)
Pb	50,0 (2)	239,8 (30)		227,9 (32)
Sc		15,0 (12)		15,0 (12)
Be		18,2 (17)		18,2 (17)
Zr		253,0 (17)	479,3 (3)	286,9 (20)
Nb	100,0 (1)	276,6 (3)		232,4 (4)
Li		40,0 (12)		40,0 (12)
Sn		2,5 (12)		2,5 (12)
Ca	55,0 (1)	8,0 (12)		15,9 (13)
Cu	50,0 (1)	10,4 (17)	27,5 (2)	14,1 (20)
Zn	275,0 (1)	12,5 (12)	25,0 (2)	31,6 (15)
Sr	5,0 (1)	5,0 (12)	27,5 (2)	8,0 (15)
Tl		2,5 (12)		2,5 (12)
La		4 868,6 (12)	550,0 (2)	4 251,6 (14)

По данным Л. Л. Леоновой (1962), монациты могут содержать Th от 1000 до 100 000 г/т, по другим сведениям (Hurley, Fairbairn, 1957) среднее содержание Th в монаците гранитоидов составляет (9 определений) 49 333 г/т.

По сравнению со средними небольшими содержаниями Th — 7120 г/т — обладают монациты из гранитоидов Кочкарского массива на Урале (Львов, 1965). Содержание больше среднего (до 46 640 г/т) установлены в монацитах из гранитоидов Узбекистана (Азимов и др., 1970). Результаты рентгеновского анализа монацитов из гранитоидов Восточного Забайкалья показали, что в гранитах Соктуйского и Заурулюнгуевского массивов и Булзагайского штока имеются разности, близкие к чералиту, т. е. богатые Th и U (Завьялова, 1969). Особенно большие содержания Th (123 680 г/т) определены в монаците из гранитов Болгарии (Алексиев, Цветкова, 1962).

Монациты из мезозойских гранитов Нигерии (6 определений) и Индонезии (4 определения) содержат Th соответственно 50 200 и 34 700 г/т, т. е. больше, чем монациты из более древних палеозойских гранитов Лаузитца (5 определений), — 29 900 г/т (Schürmann e. a., 1956).

В монаците докембрийских гранитов содержание Th весьма непостоянно. По одним данным оно составляет 33 264—50 864 г/т (Яловенко, Юрьева, 1967), а по другим (35 определений) — 64 328 г/т (Савоненков, 1961).

По сравнению с монацитами из гранитов, тот же минерал пневматолито-гидротермального генезиса характеризуется более низким содержанием тория. Так, среднее содержание Th в монаците пегматитов (табл. 79) практически не отличается от такового для монацита гра-

Таблица 79

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном монаците гранитоидов и связанных с ними жильных пород, г/т

Элемент	Гранитоиды интрузивные	Аплиты	Пегматиты	Кварцевые жилы
Th	44 277,0 (36)		45 806,0 (9)	
TR	563 600,0 (9)	558 000,0 (1)	522 000,0 (2)	504 700,0 (1)
U	2 198,5 (26)		2 024,0 (3)	
Y	3 542,0 (24)	3 001,0 (2)	5 000,0 (1)	
Pb	227,9 (32)	32,5 (2)		
Sc	15,0 (12)			7 475,0 (1)
Be	18,2 (17)		50,0 (1)	
Zr	286,9 (20)	50,0 (2)	27 600,0 (5)	
Nb	232,4 (4)		140,0 (5)	
Cu	14,1 (20)	2,5 (2)	27,0 (1)	
Sr	8,0 (15)	16,25 (2)	50,0 (1)	
Tl	2,5 (12)		100,0 (1)	
La	4251,6 (14)	6 666,0 (2)	3 668,0 (1)	

нитов. В пегматитах из различных регионов оно непостоянно: Карелия — 24 500 г/т (Минеев, 1960), Узбекистан — 46 640 г/т (Азимов, 1970), Сибирь — 65 856—74 624 г/т (Корнетова, 1963). В монаци-

тах из мусковитовых пегматитов Восточной Сибири содержание Th меньше, чем в том же минерале из пегматитов других районов (Шмакин, Ширяева, 1970).

Мало тория отмечено в монацитах из кварцевых жил (Kato, 1958), а иногда он отсутствует в них. Необычно малые содержания Th в монаците гранитов Северо-Востока СССР — 5280—4576 г/т (Руб, 1970), возможно, обусловлены его наложенной, гидротермальной, природой.

В ряде случаев в процессе дифференциации наблюдается увеличение количества Th в монаците. Например, в пегматоидных гранитах Верхнего Побужья встречается монацит двух генераций. Из них ранняя содержит Th 54 560 г/т, а поздняя — 96 800 г/т (Рябоконе, 1966₂).

Монациты из щелочных пород по содержанию Th существенно не отличаются от того же минерала из гранитов. Так, в сиенитах Мегринского плутона монациты содержат 46 284 г/т (Меликсетян, 1968). Правда, монациты щелочных пород Урала обладают значительно меньшим содержанием Th — 24 000 г/т (Еськова и др., 1959).

Немногочисленные исследования показали, что зависимости между содержаниями Th и какого-либо редкоземельного элемента в монаците не установлено (Murata e. a., 1953), в то время как между содержанием Th и Y наблюдается обратная зависимость (Минеев, 1960). В акцессорных монацитах Украины отмечена обратная зависимость в содержании Th и U (Савоненков, 1961).

Редкие земли. Среднее содержание 563,6 кг/т, коэффициент концентрации 1610.

Содержание TR в монаците гранитоидов различного состава непостоянно и, по-видимому, связано не только с различной сохранностью этого минерала, но и с неодинаковым количеством в расплаве других элементов, которые могут замещать TR в его кристаллической решетке. Наименьшие содержания TR установлены в монаците гранодиоритов, наибольшие — биотитовых гранитов (см. табл. 78).

Роль монацита как минерала-носителя TR в гранитах во многом определяется его общим содержанием в породе. На примере монацитоносных гранитов Украины было показано (Гаврилова, Туранская, 1958), что с этим минералом связано 58,5% общего содержания TR₂O₃ в гранитах, а на долю породообразующих минералов приходится только около 40% TR₂O₃. Л. В. Таусон (1961) также считал, что в монацитоносных гранитах основная масса TR сосредоточена в этом минерале.

Проведенное нами изучение характера распределения TR в монацитоносных гранитах Восточного Саяна и Восточного Забайкалья позволило установить иную картину распределения в них TR. В гранитах Восточного Саяна, где содержания монацита весьма значительны (857 г/т), в этом минерале сосредоточено около 90% общего содержания TR в граните; в гранитах Восточного Забайкалья, содержащих меньшее количество монацита (308 г/т), в последнем концентрируется только 40% общего количества TR₂O₃.

Заметные отличия отмечены и в составе TR. Их состав в монацитах резко селективно цериевый. Общее содержание иттриевых земель в монацитах из биотитовых гранитов составляет всего 0,57% суммы TR. Их содержание увеличивается в монацитах двуслюдяных гранитов

и пегматитов, составляя в последнем случае 2,25% суммы TR (табл. 80).

Т а б л и ц а 80

Состав TR в аксессуарном монаците гранитоидов (ΣTR_2O_3 100%)

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Cd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Zu
Граниты палингенные интрузивные (19)	20,99	48,36	5,62	18,82	2,45	0,14	1,46	0,26	1,33	0,18	0,23	0,005	0,32	0,02
	Σ 93,79						Σ 5,82				Σ 0,57			
Граниты метасоматические автохтонные (12)	21,41	49,01	5,63	18,96	2,47	0,02	1,89	0,08	0,30	0,07	0,12	—	0,04	0,01
	Σ 95,01						Σ 4,83				Σ 0,17			
Гнейсы и мигматиты (22)	23,81	41,99	8,32	21,12	2,08	0,02	2,30	—	—	—	0,26	—	0,02	0,03
	Σ 95,24						Σ 4,40				Σ 0,31			
Пегматиты гранитные (5)	17,47	44,69	6,96	16,86	3,93	0,25	3,07	0,33	3,73	0,39	1,18	0,04	0,99	0,04
	Σ 85,98						Σ 11,75				Σ 2,25			

Тенденция обогащения монацитов из конечных дифференциатов тяжелыми лантаноидами нарушается, однако при переходе к монацитам гидротермального генезиса в них часто наблюдается заметное по сравнению с гранитом обогащение наиболее основными элементами — церием и лантаном (Вайнштейн и др., 1956; Мурата и др., 1957). Аналогичное обогащение установлено нами в монацитах Эдыгейского массива (Тува), где монацит из гранитов содержал 2,3% тяжелых лантаноидов, а из кварцевых жил, связанных с этим гранитом, — только 0,1% (Ляхович, Баринский, 1961).

Весьма отчетливы региональные отличия. Например, все монациты Горного Алтая имеют составы редких земель, оканчивающиеся на Dy—Ho, а монациты Урала обладают более полным составом TR, вплоть до Yb.

Повышенные содержания TR иттриевой подгруппы в монацитах гранитоидов Кочкарского массива (Урал) отмечались и Б. К. Львовым (1965). Эти особенности монацитов гранитов Урала наследуются и монацитом связанных с ними жильных пород. Установлено также, что низкие содержания Eu характерны для монацитов с повышенной радиоактивностью (Serge, 1969).

Уран. Среднее содержание 2198,5 г/т, коэффициент концентрации 628.

Уран входит в кристаллическую решетку монацита, по-видимому, как спутник иттрия и иттриевых редких земель (Гаусон, 1961). Изучение треков осколков деления урана в монаците показало, что в отдельных участках его кристаллов уран распределен неравномерно в противоположность однородно распределенному Th (Шуколюков, Комаров, 1970). Последнее, возможно, объясняет известную «урановую аномалию», которая заключается в том, что обычно наблюдается различие значений возраста монацита, полученных на основании отноше-

ния Pb^{208}/Th^{232} со значениями, полученными по другим отношениям. Преимущественная выщелачиваемость урана из монацита по сравнению с торием показывает, что возраст, найденный по отношению Pb^{206}/U^{238} , может оказаться завышенным (Старик и др., 1957). При определении возраста монацитов свинцовым методом следует отдать предпочтение возрасту, вычисленному по отношению Pb^{208}/Th^{232} (Старик и др., 1958).

По данным других исследователей (Hurley, Fairbairn, 1957), среднее содержание U в монаците из гранитов (6 определений) равно 1866 г/т, т. е. близко вычисленному среднему.

Содержание U в монаците непостоянно. Например, в гранитах Узбекистана в нем определено U 440 г/т (Хамрабаев, 1958₂), а в гранитоидах Урала — 3350 г/т (Львов, 1965).

Среди разновозрастных гранитов наибольшие содержания U установлены в монаците мезозойских гранитов Нигерии (6 определений) и Индонезии (4 определения) — соответственно 2170 и 2640 г/т, а в монаците палеозойских гранитов Лаузитца они значительно меньше (5 определений) — 1920 г/т (Schürmann e. a., 1956).

В процессе дифференциации наблюдается отчетливое увеличение содержания U в монаците из гранитоидов поздних интрузивных фаз. Так, в массиве Кызыл-Тау (Центральный Казахстан) при переходе от гранитов собственно интрузивной фазы к гранитам дополнительной интрузии и далее к жильным гранитам оно соответственно увеличивается с 1630 до 3200 г/т (Баранов, Ду Ле-тянь, 1961₂).

Непостоянное содержание U в монаците из пегматитовых жил в значительной мере связано с возможностями этого элемента образовывать в них собственные минералы. Уран не определен в монаците из пегматитов Узбекистана (Азимов, 1970), но присутствует в количествах 1200 г/т в монаците из пегматитовых жил Карелии (Минеев, 1960) и 672—4200 г/т в том же минерале из пегматитов Сибири (Корнетова, 1963).

Среди гранитоидов различного состава наименьшие содержания U отмечены для монацита из гранодиоритов — 820 г/т, а более высокие — 1750 г/т — из гранита (Ларсен, Фейр, 1956).

Содержание U в монаците докембрийских гранитов составляет в среднем 4210 г/т, что в значительной мере связано с калиевым метасоматозом, принимавшим активное участие в формировании окончательного облика этих гранитов. Например, монацит пегматоидных гранитов Верхнего Побужья содержит U 5280 г/т (Рябокоть, 1966). Большие количества U (5712 г/т) установлены в монаците сиенитов Армении (Меликсетян, 1968).

Висмут. Среднее содержание 2,5 г/т, коэффициент концентрации 250.

Присутствие висмута отмечено только в монаците из гранитов.

Иттрий. Среднее содержание 3542 г/т, коэффициент концентрации 104,2.

Минимальное количество Y (200 г/т) характерно для монацитов гранодиоритов, максимальное (5000 г/т) — пегматитов, отражая тем самым известную тенденцию этого элемента накапливаться в поздних дифференциатах (см. табл. 78, 79).

Содержания Y неодинаковы в монаците из гранитоидов различного генезиса. Например, в Горном Алтае монацит из гранитоидов садрин-

ского и змеиногорского комплексов, для которых предполагается связь с основной магмой, содержит Y в среднем (2 определения) 200 г/т, а из гранитоидов калбинского комплекса, относящихся к гранитной формации, значительно больше (5 определений) — 6000 г/т (Амшинский и др., 1964).

Свинец. Среднее содержание 228 г/т, коэффициент концентрации 11,4.

В монаците гранитоидов Восточного Забайкалья содержание Pb составляет 20 г/т (Рабинович, Баскова, 1959). В гранитоидах Горного Алтая монациты диоритов и плагиогранитов содержат несколько больше Pb (2 определения) — 50 г/т, чем монациты микроклиновых гранитов гранитной формации, — 30 г/т (Амшинский и др., 1964). Значительно повышены содержания свинца в монацитах молодых гранитов Индонезии (5 определений) — 600 г/т, Нигерии (6 определений) — 780 г/т и палеозойских гранитов Лаузитца (5 определений) — 433 г/т (Schüppa и др., 1956).

Обеднены свинцом монациты сиенитов Армении — 30 г/т (Меликсетян, 1968) и гранитизированных габброидов Урала — 10 г/т (Соболев, 1965). Много больше вычисленного среднее содержание Pb в монаците докембрийских гранитов. Оно колеблется от 8370 до 11718 г/т, в среднем составляет 9854 г/т в монацитах докембрийских гранитов Украины (Орса, 1965). По-видимому, это связано в основном с присутствием радиогенного свинца.

Скандий. Среднее содержание 15 г/т, коэффициент концентрации 5.

Монацит сиенитов Армении содержит Sc 10—30 г/т (Меликсетян, 1968), а гранитизированных габброидов Урала — 250 г/т (Соболев, 1965). Обогащен скандием (7475 г/т) монацит из кварцевой жилы, залегающей в гранитах Каркаралинского массива (Казахстан).

Бериллий. Среднее содержание 18,2 г/т, коэффициент концентрации 3,3.

Монацит из гранитоидов калбинского комплекса (Горный Алтай) содержит Be в среднем (5 определений) 50 г/т (Амшинский и др., 1964), а из сиенитов Армении значительно меньше — 10 г/т (Меликсетян, 1968).

Цирконий. Среднее содержание 286,9 г/т, коэффициент концентрации 1,4.

Среди гранитоидов различного состава наиболее обогащен Zr монацит лейкократовых гранитов — 479,3 (см. табл. 78), аляскистов Узбекистана — 888 г/т (Сморчков, Павлова, 1958). Монацит из микроклиновых гранитов калбинского комплекса (Горный Алтай) содержит 200 г/т (Амшинский и др., 1964), а из гранитизированных габброидов Урала — 500 г/т (Соболев, 1965). Особенно увеличивается содержание циркония в монаците из пегматитов (см. табл. 79). Тот же минерал из щелочных пород содержит циркония в 2 раза больше, чем из гранитов (табл. 81).

Ниобий. Среднее содержание 232,4 г/т, коэффициент концентрации 1,1.

В монаците гранитов Карпато-Балканских гор содержание Nb (3 определения) больше среднего — 276,6 г/т (Arsenijević, 1967).

Медь. Среднее содержание 14,1 г/т, коэффициент концентрации 0,7.

Содержание Си в поздних монацитах лейкократовых гранитов и пегматитов значительно больше среднего (см. табл. 78, 79). В монаците гранитоидов калбинского комплекса (Горный Алтай) оно составляет 10 г/т (Амшинский и др., 1964), а из гранитизированных габброидов Урала — 5 г/т (Соболев, 1965).

Вольфрам. В монаците гранитов W присутствует редко. По данным В. И. Орса (1967), монациты докембрийских гранитов Украины содержат W 2720—5760 г/т. Если цифры этих анализов достоверны, то монацит может явиться чувствительным минералом-индикатором на вольфрам, так как степень концентрации в нем этого элемента необычно высока.

Молибден. В монаците гранитов Mo присутствует редко. В гранитах Мегринского рудоносного плутона монацит содержит Mo 10—30 г/т (Меликсетян, 1968); монацит гранитов Северного Тянь-Шаня — 3 г/т (Рехарский, 1970).

Стронций. Монацит щелочных пород в соответствии с их геохимическими особенностями содержит в 12 раз больше стронция, чем тот же минерал гранитов (см. табл. 81).

Фтор. В монаците пегматитов Алтая содержание фтора составляет 18 000 г/т (Корнетова, 1963).

Таблица 81

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном монаците кислых и щелочных пород, г/т

Элемент	Граниты интрузивные	Щелочные породы
Th	44 277,0 (36)	46 284,0 (1)
TR	563 600,0 (9)	
U	2 198,5 (26)	
Y	3 542,0 (24)	5 000,0 (1)
Pb	227,9 (32)	42,0 (2)
Sc	15,0 (12)	20,0 (2)
Be	18,2 (17)	10,0 (1)
Zr	286,9 (20)	500,0 (1)
Cu	14,1 (20)	1,0 (1)
Sr	8,0 (15)	100,0 (1)

Индикаторные признаки аксессуарного монацита

1. Согласно полученным данным (см. табл. 77), в монаците помимо TR концентрируются элементы, им геохимически близкие: Th, U, Y, Sc. Поэтому для них монацит можно рассматривать как надежный геохимический минерал-индикатор.

Среди гранитоидов различного состава наименьшие содержания этих элементов обычно отмечаются в монаците гранодиоритов (см. табл. 78); в монаците биотитовых гранитов они также присутствуют в непостоянном количестве.

Монациты ниже- и верхнепалеозойских гранитов Восточного Саяна отличаются по содержанию Th (Знаменский и др., 1967), а монациты из гранитоидов акчатауского комплекса (Казахстан) по содержанию Th и TR, что свидетельствует о различной геохимической обстановке формирования этих массивов (табл. 82).

2. В процессе дифференциации гранитной магмы наблюдается вполне закономерное изменение состава монацита. В гранитах, например, отличительной чертой состава монацита является сравнительно постоянное содержание цериевых и колеблющиеся содержания иттрие-

вых TR, а также Th и U, что в значительной мере определяется временем выделения этого минерала. Для наиболее ранних генераций монацита, включенных в биотит или калиевый полевой шпат, характерно отсутствие редких земель иттриевой группы. В монацитах более поздней генерации, приуроченных к межзерновым участкам и часто включенных в кварц, появляются тяжелые лантаноиды, хотя и не в таких количествах, как в монацитах пегматитов. Последние отличаются от акцессорного монацита гранитов большими размерами, более темной окраской, обогащением тяжелыми лантаноидами (см. табл. 80).

В процессе дифференциации содержание Th в монаците обычно уменьшается. Это наблюдается в монаците пегматитов и особенно в монаците кварцевых жил (см. табл. 79). В гранитоидах Казахстана при переходе от монацита гранитов к монацитам кварцевых жил содержание Th в этом минерале уменьшается с 5,0 до 4,8% в массиве Акчатау и с 6,4 до 0,09% ThO₂ в Каркаралинском массиве. Наблюдается известный антагонизм между содержанием в монаците Th и TR (см. табл. 82). Более того, содержание Ce и Th в соответствии с их большей основностью в монацитах пегматитов уменьшается, а U и Y — увеличивается.

Монациты мусковитовых пегматитов Восточной Сибири характеризуются меньшим содержанием Th, чем монациты других месторождений; в то же время в них больше Y и тяжелых лантаноидов (Шмакин, Ширяева, 1970).

Все это свидетельствует об обратной зависимости между содержанием Th и Y в монацитах, установленной ранее Д. А. Минеевым (1960).

Таким образом, по особенностям состава монацита гранитоидов можно судить о генезисе этого минерала. Так, результаты химических анализов монацитов Балыгычано-Сугойского района (Руб, 1970) свидетельствуют о том, что их появление в гранитоидах исследованного района, вероятно, обусловлено воздействием на гранит более поздних растворов, так как содержание в них Th крайне мало — 5280 г/т. Последнее характерно, по данным Е. И. Семенова (1963), для монацитов пневматолито-гидротермального происхождения.

3. Монацит может быть использован в качестве индикатора генезиса включающего его гранитоида. В монаците гранитоидов габбровой формации в соответствии с геохимическими особенностями основной магмы содержания Th, U, Y и TR будут намного меньше. Так, монациты гранитоидов, входящих в состав сандринского и змеиногорского комплексов Алтая и представленных плагиогранитами, трондьемитами, диоритами и кварцевыми диоритами, которые, как полагают, генетически связаны с основной магмой, значительно отличаются по составу от монацитов микроклиновых гранитов калбинского комплекса Алтая.

Таблица 82

Содержание ThO₂ и TR₂O₃ в монацитах гранитоидов акчатауского комплекса (Казахстан), вес. %

Массив	ThO ₂	TR ₂ O ₃
Восточный Коунрад	4,2	56,82
Бектау-Ата	2,1	41,98
Акчатау	5,0	43,81
Майтас	5,8	60,00
Каркаралинск	6,4	52,85
Кызыл-Рай	8,6	40,96

В последних отмечены (Амшинский и др., 1964) более высокие содержания Y, U, Th, Be.

Иным составом обладают монациты автохтонных гранитоидов, в формировании которых большую роль играли процессы щелочного, преимущественно калиевого, метасоматоза.

С одной стороны, неоднократно указывалось на пониженное содержание тория в монацитах из сланцев и парагнейсов, возможно, обусловленное меньшим содержанием этого элемента в осадочных породах. В парагнейсах Белоруссии, например, присутствует бесториевый монацит (Сердюченко и др., 1967). Последнее может быть использовано и при петрологических построениях. Монациты из чудново-бердичевских гранитов Украины, которые большинство исследователей считают автохтонными, содержат, по данным В. Г. Савоненкова (1961), меньше тория — 46 900 г/т, чем монациты из более поздних докембрийских гранитов — кировоградских, трахитоидных, черно кварцевых, содержащих соответственно 68 700, 71 300 и 163 500 г/т Th.

С другой стороны, содержание U в монаците автохтонных гранитов больше, чем в интрузивных (табл. 83). Это, очевидно, связано с

Таблица 83

Средние содержания редких и рудных элементов в акцессорном монаците гранитоидов различного генезиса, г/т

Элемент	Гранитоиды		
	интрузивные	автохтонные	габбровой формации
Th	44 277,0 (36)	46 900,0 (10)	
TR	563 600,0 (9)	567 200,0 (9)	
U	2 198,5 (26)	4 210,0 (38)	
Y	3 542,0 (24)		200,0 (2)
Pb	227,9 (32)	9 854,0 (3)	50,0 (2)
Cu	14,1 (20)		7,0 (2)

тенденцией урана концентрироваться в продуктах калиевого метасоматоза и подтверждается на примере гранитоидов Украины. В них монацит из чудново-бердичевских гранитов обладает максимальным содержанием урана — 7000 г/т (Савоненков, 1961), в то время как в монаците из более поздних гранитоидов оно меньше — от 5700 до 3000 г/т.

Позже указывалось (Рябокоть, 1966), что монациты чудново-бердичевских гранитов содержат больше урана и тяжелых лантаноидов, чем монациты посторогенных гранитов. Однако данные табл. 80 не показывают существенного увеличения количества редкоземельных элементов иттриевой подгруппы в монаците автохтонных гранитов по сравнению с интрузивными.

Говоря об особенностях монацита автохтонных гранитов, т. е. пород, образовавшихся в результате преобразования осадочно-метаморфических толщ, необходимо отметить следующее. В каолиновой коре выветривания гранитоидов Украины встречен монацит, содержащий

0,98% углерода и обладающий черным цветом благодаря обилию микровключений (Морозова, Перец, 1965). В слюдястых сланцах Приморья обнаружен монацит лепешковидной формы и серой окраски, особенностью которого является повышенное содержание в нем кристаллизационной воды, почти полное отсутствие тория и большое количество Eu — до 1000 г/т. Подобный монацит мог образоваться из рабдофани-та при высокотемпературном региональном метаморфизме, преобразовавшем первоначальные осадки в кристаллические сланцы (Костерин и др., 1962).

Особенности формы и состава монацита следует иметь в виду при изучении минерального состава автохтонных гранитов.

4. Данных для суждения о роли монацита как индикатора рудности гранитоидов пока слишком мало. Анализы (Орса и др., 1967) свидетельствуют о необычно высокой концентрации в нем вольфрама, что характерно также и для апатита. Возможно акцессорные фосфаты могут явиться хорошим индикатором на вольфрам-молибденовое оруденение.

ОРТИТ

Как акцессорный минерал ортит часто встречается в гранитоидах, причем концентрируется он преимущественно в богатых кальцием биотит-роговообманковых гранитах. Им нередко обогащены граниты ранних интрузивных фаз, а более поздние лейкократовые граниты или аляскиты содержат его значительно меньше. Повышенное содержание кальция в гранитной магме, ассимилировавшей чуждый материал, объясняет накопление ортита в приконтактных участках гранитных массивов или в гранитах, несущих явные следы ассимиляции.

Несмотря на широкое распространение ортита его содержания в гранитоидах подвержены значительным колебаниям и зависят от состава гранитоида и изменности его поздними процессами (табл. 84). Самые низкие (4—8 г/т) содержания ортита установлены в измененных, альбитизированных и грейзенизированных гранитоидах, что говорит о его неустойчивости.

Таблица 84
Среднее содержание и частота встречаемости ортита в гранитоидах различного состава

Порода	Среднее содержание, г/т	Частота встречаемости, %
Граниты биотитовые докембрийские	134,40	60,0
Граниты биотитовые послекембрийские	65,20	72,0
Кварцевые диорит — гранодиориты гранитные	35,90	54,0
Аляскиты платформ	39,17	40,0
Граниты лейкократовые	14,30	66,0
Аляскиты геосинклиналей	16,37	70,0
Граниты гибридные	15,04	86,0
Кварцевые диориты — плагиограниты габброидные	10,41	66,0
Граниты грейзенизированные	7,94	56,0
Граниты альбитизированные	4,30	33,0
Аплиты	3,42	61,0
Кварцевые жилы	2,92	35,0
Граниты двуслюдяные	1,33	40,0
Пегматиты	0,81	40,0

разрушении и замещении различными вторичными минералами, преимущественно фторкарбонатами редких земель.

Среди гранитоидов наиболее высоким содержанием ортита (134 г/т) отличаются докембрийские биотитовые граниты; в посткембрийских гранитах его содержится значительно меньше (65 г/т).

Жильные породы, генетически связанные с гранитами, содержат по сравнению с ними меньше ортита, так как значительная часть TR связывается с кальцием и осаждается в виде ортита на ранних этапах процесса кристаллизации гранита. Наблюдается антагонизм между ортитом и другим цериевым минералом — монацитом, который преобладает в бедных кальцием калиевых гранитах. Среди гранитов СССР наиболее обогащены ортитом граниты Приазовья, Дальнего Востока и Восточного Забайкалья.

В составе аксессуарного ортита отмечены значительные колебания содержания редких земель, кальция и железа (табл. 85), что объясняется непостоянством оптических констант этого минерала и приводит к появлению различных переходных разновидностей. Малые содержания TR_2O_3 обуславливают образование эпидот-ортитов, содержащих 6—12% редких земель. Они часто встречаются в гранитах, обладают смоляно-черным цветом и внешне весьма сходны с ортитом. При меньших содержаниях железа и редких земель и больших — алюминия и кальция кристаллизуются ортиты зеленого цвета, приближающиеся по своим свойствам к клиноцоизиту. Они встречены в гранитоидах Северного Кавказа (Плошко, Богданова, 1963). Следовательно, утверждение, что состав ортита в гранитах постоянный (Smith e. a., 1957), следует считать ошибочным (см. табл. 85).

Непостоянство содержания петрогенных элементов в ортите во многом определяется химизмом материнской породы и генезисом самого минерала. Согласно данным В. А. Хвостовой (1962), низкое содержание алюминия характеризует, например, ортиты из гранитов Средней Азии и Калифорнии. Изменения в содержании FeO зависят от физико-химических условий, господствовавших во время выделения ортита; CaO — от содержания TR, Mn и т. п.

Аксессуарный ортит гранитоидов отличается от ортита пегматитов не только малыми содержаниями в нем урана, тория и иттриевых редких земель, но и большими содержаниями магния. Аксессуарные ортиты гранитов принадлежат к церий-магнезиальной разновидности. В то же время они содержат значительно меньше марганца, чем ортиты пегматитов.

Ортит достаточно полно отражает особенности химизма среды минералообразования. Так, в гранитах Японии, прорывающих богатые марганцем осадочные породы, присутствуют ортиты с необычно высоким содержанием марганца — до 6,5% (Hasegawa, 1958). Богатые магнием актинолититы Северного Кавказа содержат ортит, в котором количество MgO достигает 2,45% (Плошко, Богданова, 1963). Для ортитов гибридных богатых титаном гранитоидов характерно большое содержание титана (см. табл. 85).

Химический состав акцессорного ортита гранитоидов, вес. %

Компоненты	Гранит гибридный	Гранодиорит		Гранит посткембрийский								
	Северный Кавказ	Хабаровский край	Болгария	США			Якутия		Таймыр	Казахстан	Северный Кавказ	Северная Киргизия
SiO ₂	20,36	31,52	30,63	30,35	26,05	29,75	30,56	33,10	31,20	30,47	35,04	29,92
TiO ₂	17,40	1,30	1,08				0,96	0,14	1,10	1,39		3,66
Al ₂ O ₃	14,95	19,50	17,70	7,56	7,54	8,42	16,56	18,50	17,00	12,43	23,22	10,71
Fe ₂ O ₃	4,25	1,58	8,60	18,14	17,01	20,63	6,77	4,38	1,67	7,29	4,18	5,43
FeO	18,61	8,62	7,91				8,00	4,99	9,31	10,93	4,52	13,07
MnO	0,84	0,48	1,38	0,38	0,58	0,31	0,50		0,50	1,88	0,21	0,35
MgO	1,07	1,58	0,85	1,43	0,81	0,91	0,89	4,20	1,32	0,50	0,13	0,10
CaO	6,84	10,38	43,03	12,90	10,45	8,95	9,70	12,92	10,50	9,69	17,60	9,15
Na ₂ O	0,17	0,89	0,20				0,11					
K ₂ O	0,29	0,08	0,38				0,54					
SrO	He опр.	0,05	1,20	2,00	5,60	2,40			0,20	0,39		
H ₂ O ⁺	0,56	2,47	1,20				4,24	1,56	2,46			
PbO												
Zr ₂ O												
ThO ₂	0,74			1,20	0,92	0,76	1,06	0,83	1,73		0,10	
TR ₂ O ₃	14,01	20,30	15,12	26,75	31,14	26,39	19,96	18,25	22,77	24,98	14,20	29,96
UO ₂				0,004	0,054	0,040						
P ₂ O ₅		0,13	0,42									
Y ₂ O ₃												
Сумма	100,09	88,88	100,70	100,714	100,154	98,56	99,85	99,87	99,76	99,95	99,20	102,35
Автор или литературный источник	В. В. Ляхович	Недашковский, Нарнов, 1969 ₂	Цветкова-Голева, Карджанова, 1968	Smith e. a., 1957			Хвостова, 1962			Костылева, Казакова, 1947	Афанасьев, 1958	Бонштедт, Прокопенко, 1946

Компоненты	Гранит аляски- товый	Гранит докембрийский									Гнейсы	Скарны	Роговики
	Казахстан	Украина									Белоруссия	Енисейский кряж	Румыния
SiO ₂	28,94	33,91	35,16	29,16	31,48	30,03	35,40	30,40	30,54	29,16	29,91	31,00	21,20
TiO ₂	0,50	1,39	2,12	0,82	0,77	1,02		1,10	1,47	0,82	Сл.	2,80	0,65
Al ₂ O ₃	12,35	15,07	14,05	9,29	14,60	18,16	19,78	15,60	15,80	9,29	18,10	19,30	17,55
Fe ₂ O ₃	18,90	3,88	5,98	16,97	4,72	13,12	0,97	3,30	6,56	16,97	2,92	6,60	
FeO		12,31	7,90	18,04	12,35		12,95	14,94	12,10	18,04	9,86	3,30	11,55
MnO		0,20	0,39	0,32	0,55	0,10	0,16			0,32	0,09	0,15	0,51
MgO	0,17	1,19	2,81	1,86	0,43	0,36	0,06	0,86	1,53	1,86	0,82	1,80	0,47
CaO	11,65	11,03	9,57	4,40	9,72	8,52	12,55	7,00	7,28	4,40	10,30	16,90	11,00
Na ₂ O		0,14	0,73	0,13	0,04			0,04	0,04	0,13		0,30	
K ₂ O		0,36	0,59	0,09	0,09			0,04	0,04	0,09	0,01	1,00	
SrO		0,26		0,80	0,05	0,10		0,11	0,06	0,80		0,12	
H ₂ O ⁺		3,23	4,08	1,16	2,21	0,30	1,90	2,49	1,56	1,16	1,58	1,90	
PbO			0,14		0,09	0,14							
Zr ₂ O						0,87							
ThO ₂	9,15	0,89	1,71		0,78	1,80	0,78	0,40	0,40		1,05	0,60	
TR ₂ O ₃	12,85	15,89	14,97	17,10	22,61	24,97	15,52	23,60	22,80	17,10	24,81	13,50	23,54
UO ₃												0,04	
P ₂ O ₅													
Y ₂ O ₃											0,50		0,10
Сумма	99,52	99,75	100,20	99,96	100,49	99,49	100,07	99,88	100,18	100,14	99,95	99,31	86,57
Автор или литератур- ный источ- ник	Гогель, 1966	Юрк, 1956				Иванти- шин, 1960	Латиш, 1959	Юрк и др., 1970			Сердюченко, Пап, 1969	Ножкин, Муста- фин, 1964	Влак, 1970

Редкие элементы в акцессорном ортите

Состав и структура ортита предопределяют возможность нахождения в нем различных редких элементов: U, Th, TR, Sr, замещающих кальций: Zn, Sc, Co → Fe(II), Nb, Mo, Sn, V → Fe(III) и т. п.

Разновидности ортита, содержащие большое количество изоморфного элемента, получили специальное наименование: иттроортит содержит от 8 до 20% Y_2O_3 ; бериллиевый ортит — от 2,49 до 5,5% BeO; манганортит — 5,37—7,0% MnO; магнизоортит — 7,7—14,5% MnO и нагателит — до 6,48% P_2O_5 (Хвостова, 1962). Встречаются они главным образом в пегматитах.

При выяснении средних содержаний редких и рудных элементов было использовано 340 частных количественных определений TR, Y, U, Th, Mo, Sc, Ta, Nb, Sr, из которых 229 заимствовано из литературы. Данные по содержанию Zr, Be, Ga, Zn, Cu, Sn, Cr, Ni, Co, V, Pb, Ge приведены на основании 48 полуколичественных спектральных определений этих элементов.

Собранный материал свидетельствует о том, что в наибольшей мере в ортите концентрируются элементы, геохимически близкие кальцию и железу (табл. 86).

Т а б л и ц а 86

Средние содержания и коэффициенты концентрации редких и рудных элементов
в акцессорном ортите интрузивных гранитоидов

Элемент	Среднее содержание, г/т		K	Элемент	Среднее содержание, г/т		K
	в кислых породах (кларк)	в ортите			в кислых породах (кларк)	в ортите	
TR ₂ O ₃	350,0	206 100,0	590,0	Be	5,5	31,1	5,6
Th	18,0	7 237,0	402,0	Co	5,0	17,5	3,5
Y	34,0	6 344,4	187,0	Ni	8,0	16,6	2,0
U	3,5	280,0	80,0	Zr	200,0	324,6	1,6
Mo	1,0	37,0	37,0	Ta	3,5	5,5	1,6
Sc	3,0	59,8	20,0	Cu	20,0	22,0	1,1
V	40,0	373,8	9,3	Cr	25,0	20,7	0,8
Pb	20,0	180,0	9,0	Ga	20,0	12,4	0,6
Ge	1,4	10,0	7,0	Nb	200,0	59,1	0,3
Ag	0,05	0,33	6,6	Sr	300,0	45,8	0,2
Sn	3,0	17,0	6,3	Zn	60,0	10,0	0,2
				Ba	830,0	120,0	0,1

Редкие земли. Среднее содержание 206 100 г/т, коэффициент концентрации 590.

В структуре ортита часть атомов кальция (от 22 до 65%), находящихся в девятикратной координации, замещена атомами редких земель и соответствующее количество Fe³⁺ — атомами Fe²⁺ (Ueda, 1955). По составу редких земель ортит относится к комплексным минералам с цериевой тенденцией (Семенов, 1958). Есть указания на то, что с повышением содержания TR в ортите увеличивается его твердость (Калинин и др., 1968). Большое содержание TR₂O₃ при хорошей сохранности кристаллической структуры вызывает повышение показателя прелом-

ления, удельного веса и появление резкого плеохроизма у ортита (Здорик, 1966).

Установлено также, что увеличение содержания редких земель в ряду эпидот — ортит сказывается на характере порошкограмм, полученных как от природных образцов, так и от прокаленных до 800° С. Это позволяет по порошкограммам качественно определять содержание редких земель.

Ортит — собственно редкоземельный минерал гранитоидов и на его долю приходится ~30% общего содержания TR в граните. Однако это во многом определяется минеральным составом последнего. В монацитовых гранитах ортит практически отсутствует и его роль в концентрации TR ничтожна. Считается, что в ортите из ортитовых гранитов концентрируется большая часть от общего содержания редких земель в породе (Гаврилова, Туранская, 1958), но это далеко не так. В гранитах Салтычьей Могилы (Украина), содержащих ортита 1270 г/т, на долю последнего приходится только 29% общего содержания TR в породе. Значительное количество их концентрируется и в другом аксессуарном минерале — сфене — ~27% TR₂O₃, а во всех остальных минералах ~1% TR₂O₃. В ортитовых гранитах большая часть TR (43%) оказывается рассеянной в породообразующих минералах — роговой обманке и плагиоклазе, которые содержатся здесь в значительном количестве благодаря обилию кальция в этом типе гранитов.

Среди гранитоидов различного состава самые низкие содержания TR наблюдаются в ортите лейкократовых гранитов (табл. 87), что свя-

Таблица 87

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном ортите интрузивных гранитоидов различного состава, г/т

Элемент	Диориты — гранодиориты	Граниты		Гранитоиды (среднее)
		биотитовые	лейкократовые и алякитовые	
TR ₂ O ₃	245 700,0 (6)	204 700,0 (33)	168 100,0 (5)	206 100,0 (44)
Th ₂ O ₃	1 660,0 (5)	6 800,0 (14)	24 085,0 (2)	7 237,0 (21)
Y	3 250,0 (1)	6 732,0 (8)		6 344,4 (9)
U	112,3 (20)	368,8 (14)	2 200,0 (6)	280,0 (40)
Mo		30,0 (2)	40,0 (5)	37,0 (7)
Sc	8,1 (8)	43,2 (40)	239,1 (6)	59,8 (54)
V	410,0 (7)	387,5 (34)	230,0 (5)	373,8 (46)
Pb		180,0 (6)		180,0 (6)
Ge		20,0 (2)	6,0 (5)	10,0 (7)
Ag	0,5 (7)	0,3 (34)		0,33 (41)
Sn	10,0 (9)	19,5 (34)	46,0 (5)	17,0 (48)
Be	9,5 (7)	24,8 (39)	98,0 (6)	31,1 (52)
Co	20,0 (1)	20,0 (2)	10,0 (1)	17,5 (4)
Ni	30,0 (1)	16,0 (37)	18,3 (6)	16,6 (44)
Zr	365,0 (7)	297,5 (34)	455,0 (5)	324,6 (46)
Ta		5,5 (2)		5,5 (2)
Cu	23,0 (7)	20,8 (34)	27,5 (5)	22,0 (46)
Cr	5,0 (7)	13,0 (34)	95,0 (5)	20,7 (46)
Ga	8,0 (7)	14,0 (34)	8,0 (5)	12,4 (46)
Nb	40,0 (7)	60,0 (34)	80,0 (5)	59,1 (46)
Sr	34,3 (7)	38,8 (34)	110,0 (5)	45,8 (46)
Zn		10,0 (34)	10,0 (5)	10,0 (39)
Ba		120,0 (2)		120,0 (2)

зано с уменьшением содержания в них кальция и увеличением — фосфора и фтора, связывающих большую часть TR в виде монацита или бастнезита, количество которых в этих гранитоидах обычно значительно больше.

В кислых вулканических породах Северо-Востока СССР среднее содержание TR в ортитах составляет (3 определения) 296 000 г/т (Руб, 1970), а в липаритах оно достигает 374 000 г/т, т. е. превышает такое в ортитах интрузивных гранитоидов вообще и гранитоидов этого района, которое равно (5 определений) 244 700 г/т. Более низкотемпературные ортиты из скарнов или из таких бедных TR_2O_3 пород, как амфиболиты, содержат меньше TR — соответственно 135 000 г/т (Ножкин, Мустафин, 1964) и 170 800 г/т (Плошко, Богданова, 1963). По сравнению с известково-щелочными гранитами щелочные граниты характеризуются несколько большим содержанием TR в ортите — 222 400—236 200 г/т (Белолипецкий и др., 1967).

Содержания TR в ортите из гранитоидов различных регионов СССР неодинаковы. По сравнению со средним, они больше в ортитах из гранитов Северо-Востока СССР — 244 700 г/т (Руб, 1970), Северной Киргизии — 239 600 г/т (Бонштедт-Куплетская, Прокопенко, 1946) и меньше в ортитах из гранитов Западного Узбекистана и Северного Кавказа — соответственно 162 000 г/т (Хамрабаев, 1958₁) и 140 100 г/т. Меньше оно и в гранитах Болгарии — 151 200 г/т (Цветкова-Голева, 1968).

В. А. Хвостова (1962) отмечает, что большая часть изученных образцов ортита содержала TR_2O_3 200 000—230 000 г/т. Однако в ряде образцов из Китая (Маньчжурия), Швеции, Японии наблюдаются более низкие содержания TR_2O_3 — 103 400—133 000 г/т. Для этих ортитов характерно повышенное количество CaO и Al_2O_3 . По составу они занимают промежуточное положение между эпидотом и ортитом.

Следовательно, говоря об особенностях содержания TR в аксессуарном ортите гранитоидов, необходимо отметить нередко наблюдающиеся в нем малые содержания TR_2O_3 , определяющие в ряде случаев принадлежность анализируемого минерала к переходной разности — эпидот-ортиту. Очевидно, обилие кальцийсодержащих минералов в ортитовых гранитах — основного плагиоклаза, роговой обманки, апатита, эпидота, сфена, граната — способствовало рассеянию в их кристаллических решетках TR и препятствовало образованию собственно ортита, так как настоящие ортиты из пегматитов содержат больше TR_2O_3 — 220 000—270 000 г/т.

В ряду последовательных дифференциатов наблюдается определенное увеличение содержания TR и Y в ортите. Так, в позднемерловых среднезернистых гранитах I фазы Северо-Востока СССР ортит содержит 19,2% ($TR_2O_3 + Y_2O_3$), а в мелкозернистых гранитах заключительной субфазы больше — 27,3% (Руб, 1967). Это находит отражение и в большем содержании TR в ортите из пегматитов (табл. 88).

Ортит измененных гранитоидов по сравнению с неизменными содержит больше TR — 260 700 г/т (см. табл. 88). Эта характерная черта состава ортита, связанная с особенностями его генезиса, может быть иллюстрирована следующими примерами. В порфиробластическом ортите гранитов Боулдер Крик (штат Колорадо) количество TR_2O_3 составляет 175 000—213 000 г/т (Hickling e. a., 1970), т. е. больше, чем

в обычном ортите магматического генезиса. В ортите гнейсов, подвергшихся интенсивному щелочному метасоматозу, отмечено TR_2O_3 248 100 г/т (Сердюченко, Пап, 1969); альбитизированных пород Дальнего Востока — 260 700 г/т (Здорик, 1966); фенитов Урала — 277 300 г/т (Свяжин, 1967). Эти числа намного превышают значение среднего содержания TR в ортитах гранитоидов и позволяют считать, что подобные содержания могут служить указанием на метасоматический генезис ортита или даже всей включающей его породы. В то же время ортиты контактово-метасоматического генезиса содержат меньше TR. Например, в ортите скарнов одного из железорудных месторождений Восточного Саяна TR_2O_3 165 000 г/т (Индукаев, 1972).

Составы отдельных редких земель в ортитах из гранитов различных районов Советского Союза сходны. Это преимущественно резко селективный минерал с очень большим содержанием церия, меньшим — неодима и исчезающе малым содержанием других элементов. Однако иногда отчетливо выступают региональные отличия ортитов. Так, ортиты молодых гранитов Северного Кавказа отличаются от ортитов гранитов других районов постоянным наличием элементов иттриевой группы редких земель, а ортиты мезозойских гранитоидов ортитов верхнекарбонových гранитов — сравнительно высоким содержанием элементов иттриевой группы, в частности, гадолиния (Хамрабаев, 1958₁). Четкие различия в относительном составе TR установлены и в ортите из разновозрастных комплексов гранитоидов Восточного Саяна (Знаменский и др., 1967).

На состав и содержание редких земель в аксессуарном ортите большое влияние оказывают условия его генезиса. Так, ортит из пегматитов по сравнению с ортитом из интрузивных гранитов содержит меньше Ce и больше тяжелых лантаноидов — Sm, Gd и др. (табл. 89). Только в пегматитах был установлен иттроортит. Ортиты гидротермального происхождения значительно обогащены Ce и La и обеднены Sm (Вайнштейн и др., 1956; Меликсетян, 1960₁).

В составе TR ортитов из скарнов наряду с элементами цериевой группы заметная роль принадлежит элементам группы иттрия. По отношению Ce/Nd и La/Nd ортиты из скарнов Енисейского кряжа занимают промежуточное положение между ортитами пегматитов и ортитами гидротермальных образований (Ножкин, Мустафин, 1964). Ортиты щелочных пород лишены тяжелых лантаноидов (см. табл. 89).

Таблица 88

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном ортите гранитоидов и связанных с ними пегматитов, г/т

Элемент	Гранитоиды интрузивные	Пегматиты
TR_2O_3	206 100,0 (44)	229 500,0 (13)
Th	7 237,0 (21)	14 450,0 (10)
Y	6 344,4 (9)	9 925,0 (10)
U	280,0 (40)	1 048,2 (11)
Mo	37,0 (7)	50,0 (2)
Sc	59,8 (54)	520,0 (2)
V	373,8 (46)	837,3 (3)
Pb	180,0 (6)	1 590,0 (6)
Sn	17,0 (48)	225,0 (2)
Be	31,1 (52)	341,7 (7)
Co	17,5 (4)	100,0 (2)
Cu	22,0 (46)	27,5 (2)
Ga	12,4 (46)	132,5 (4)
Sr	45,8 (46)	27,5 (2)
F		1 271,0 (7)

Средние содержания индивидуальных TR в акцессорном ортите различного состава (ΣTR_2O_3 100%)

Порода	La	Cl	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Граниты палингенные интрузивные (22)	26,06	50,13	5,19	15,58	1,36	0,09	0,48	0,05	0,51	0,06	0,17	0,02	0,26	0,02
	Σ 96,96						Σ 2,55				Σ 0,47			
Граниты метасоматические автохтонные (14)	24,70	48,93	4,56	16,56	1,96	0,09	1,59	0,14	0,59	0,05	0,34	0,08	0,34	0,02
	Σ 94,75						Σ 4,42				Σ 0,78			
Пегматиты гранитные (2)	27,09	44,60	6,74	16,49	2,60	0,18	1,23	—	0,70	—	0,18	—	0,18	—
	Σ 94,92						Σ 4,71				Σ 0,36			
Щелочные породы (1)	25,0	44,0	16,30	22,0	2,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Σ 97,30						Σ 2,8							

Торий. Среднее содержание 7237,0 г/т, коэффициент концентрации 402,0.

Согласно литературным данным содержание Th в ортите гранитов колеблется от 3500 до 26 800 г/т и в среднем составляет 10 000 г/т (Леонова, 1962). Содержание Th в ортите гранитоидов различного состава неодинаково. Оно незначительно в ортите гранодиоритов — 1660 г/т, а в ортите лейкократовых гранитоидов достигает 24 085 г/т. Ортиты лейкократовых гранитов Сусамырского батолита содержат Th 46 670 г/т (Леонова, 1962), а ортиты аляскитовых Казахстана 80 520 г/т (Гогель, 1966). Таким образом, лейкократовые граниты являются разновидностью гранитоидов, наиболее обогащенных этим элементом.

В процессе дифференциации наблюдается накопление Th в поздних ортитах. Так, в многофазном Мегринском плутоне (Армения) при переходе от ранней к поздней интрузивной фазе содержание Th в ортите увеличивается с 11 264 до 22 000 г/т (Меликсетян, 1968), а в пегматитах — почти вдвое (см. табл. 88). По данным Л. Л. Леоновой (1962), по сравнению с ортитом гранитоидов ортиты пегматитов также значительно богаче торием. В ортитах пегматитов Карелии содержание Th составляет 11 000 г/т (Минеев, 1960).

Содержание Th в ортите гранитоидов различных регионов непостоянно. Оно значительно больше среднего в ортите гранитоидов Армении — в среднем (2 определения) 16 632 г/т — и гранитов Тянь-Шаня (5 определений) — 18 932 г/т.

Ортиты разновозрастных комплексов Восточного Саяна отличаются друг от друга по содержанию Th почти в 2 раза (Знаменский и др., 1957). Акцессорный ортит из центрально-казахстанских гранитов содержит Th больше, чем тот же минерал из заилийских гранитов (Гогель, 1968). В то же время ортиты Северо-Востока СССР, содержащие Th в среднем (5 определений) 4576 г/т и из гранитов Северного Кавказа — в среднем (2 определения) 2586 г/т, обеднены этим элементом по сравнению со средним. В ортитах из гранитов Тигирекского

массива (Горный Алтай) содержание Th составляет 7216 г/т (Индукаев, 1972), т. е. практически равно среднему.

Подобные отличия в содержании Th, помимо регионально-геохимических особенностей, могут быть следствием различного минерального состава гранитоидов. Ортит лейкокатовых гранитов Сусамырского батолита, в состав которых входит незначительное количество ураноторита, содержит Th 46 670 г/т и на его долю приходится от 50 до 70% всего тория породы (Леонова, 1962). В ортите же из лейкокатовых гранитов Казахстана содержится Th 1500 г/т и на его долю приходится только 3,6% общего урана породы (Леонова, Ренне, 1964). Объяснение следует искать в большом количестве ураноторита в гранитах Казахстана, на который падает 54,5% всего тория породы.

Из гранитоидов различного состава ортиты щелочных гранитов содержат Th значительно меньше — 2500 г/т (табл. 90), но количество в нем Th составляет 66,7% общего тория породы (Поляков, 1970).

По сравнению с ортитом интрузивных послекембрийских гранитоидов ортит докембрийских автохтонных гранитов содержит Th несколько меньше, в среднем (5 определений) 5721 г/т, что, возможно, отражает более низкое содержание Th в осадочно-метаморфических породах вообще. В ортите гнейсов содержание Th может достигать 9240 г/т (Сердюченко, Пап, 1969), однако это скорее всего связано со щелочно-метасоматическим преобразованием этих пород. Действительно, в гранитоидах батолита Боулдер Крик (штат Колорадо) порфиروبласты ортита замещают биотит, под влиянием эмонаций более молодых богатых торием гранитов. Содержание Th в подобном ортите колеблется от 4400 до 10 032 г/т (Hickling e. a., 1970). В более низкотемпературном ортите оно меньше, чем в ортите из гранитов, в ортите из апатитовых жил (Индия) составляет 4600 г/т (Rao e. a., 1969), а в ортите из скарнов — 5280 г/т (Ножкин, Мустафин, 1964).

Наблюдается значительное почти двукратное обогащение торием ортитов из кислых эффузивов, по сравнению с комагматичными им гранитами. Так, на Северо-Востоке СССР ортиты из гранитов содержат Th в среднем (5 определений) 4576 г/т, а из комагматичных эффузивов (перлиты, невадиты, липариты) по 4-м определениям — 9670 г/т (Руб, 1970).

Ортит из железорудных скарнов Восточного Саяна содержит Th 1584—6864 г/т (Индукаев, 1972).

По данным Д. А. Минеева (1960), наблюдается обратная зависимость между содержаниями Th и Y в ортитах пегматитов. Кроме того, установлено, что повышенное содержание Th в ортите влечет за собой понижение количества TR, что свидетельствует о гетеровалентном замещении их торием.

При выветривании на поверхности кристаллов ортита развивается землистая корка, состоящая из гидроокислов железа, алюминия и кремнезема. По сравнению с неизменным минералом эта корка содержит больше тория и меньше редкоземельных элементов.

Иттрий. Среднее содержание 6344,0 г/т, коэффициент концентрации 187,0.

Ортиты из гранодиоритов по сравнению с биотитовыми гранитами содержат иттрия значительно меньше — 3250 г/т (см. табл. 87). В ортите кислых вулканических пород (липаритов, перлитов, невадитов) со-

содержание Y весьма непостоянно (соответственно 650, 4550 и 8580 г/т) и в общем меньше среднего значения для ортитов гранитов того же региона (по 6 определениям) ~ 8450 г/т (Руб, 1970).

В ортите гранитоидов Мегрийского плутона оно увеличивается с 2000 до 3000 г/т при переходе от гранитов ранних к гранитоидам поздних интрузивных фаз (Меликсетян, 1968). Тенденция к накоплению Y в поздних продуктах кристаллизации проявляется и в увеличении его содержания в ортите разных генераций. В гранитоидах Актау выделяются две разновидности ортита. Первая из них представлена эпидот-ортитом и ортитом и присутствует в гранитоидах ранних фаз и краевых частей интрузива, вторая — иттроортитом и встречается только в пегматитах в виде тесно срощенных сноповидных кристаллов, напоминающих по внешнему виду шерл (Азимов, 1967).

Подобно богатому марганцем гранату пегматитов богатые марганцем ортиты пегматитов также характеризуются постоянно повышенным содержанием иттриевых редких земель (см. табл. 88), очевидно, благодаря сходству ионных радиусов Y и Mn, облегчающему изоморфное замещение $Mn^{2+} + Fe^{3+} \leftarrow Fe^{2+} + Y^{3+}$. Еще большие количества Y отмечены в иттроортитах гранитных пегматитов (2 определения) — 54 925 г/т. Значительно меньше его (3250 г/т) в орритах плаггиогнейсов белорусского докембрия (Сердюченко, Пап, 1969), а в ортите контактовых роговиков плутона Париту (Румыния) содержание Y составляет 650 г/т (Black, 1970). Эти особенности следует учитывать при петрологических построениях.

Уран. Среднее содержание 280 г/т, коэффициент концентрации 80.

Из гранитоидов различного состава максимальные содержания U (в среднем 2200 г/т) установлены для ортита лейкократовых гранитов (см. табл. 87). В орритах Сусамырского батолита (Тянь-Шань) содержание U в гранитоидах различного состава неодинаково. В ортите из адаметлитов и тоналитов оно составляет в среднем (3 определения) 170 г/т, из биотит-роговообманковых гранитов (2 определения) — 145 г/т, а в ортите из лейкократовых гранитов оно достигает максимальных значений — 4100 г/т. Соответственно и доля урана, связанного в ортите, возрастает с 3—5 до 32% (Леонова, Таусон, 1958). Однако не исключено, что такие необычно высокие содержания U в ортите связаны с микровключениями в нем ураноторита, который встречается только в лейкократовых гранитах этого массива.

По сравнению с вычисленным средним более высоким содержанием U обладают ортиты из гранита Конвей (штат Нью-Гемпшир), в которых количество этого элемента колеблется от 617 до 785 г/т (Ларсен, Фейр, 1956). Оно значительно меньше в ортите гидротермального генезиса, а в ортите из апатитовых жил Индии составляет 60 г/т (Рао е. а., 1969).

Отражением четко выраженной тенденции урана накапливаться в поздних продуктах кристаллизации является увеличение его содержания в ортите из гранитов поздних интрузивных фаз. Однако это выдерживается не всегда и в Казахстане в гранитах главной интрузивной фазы ортит содержит 3,8% урана, в гранитах дополнительной фазы — 3,3%, а в жильных гранитах — 2,8% (Баранов, Ду Ле-тянь, 1961₂). Соответственно отмечается и четырехкратное увеличение содержания U

в ортите пегматитов магматического генезиса (см. табл. 88). В то же время ортит из пегматитов Карелии, имеющих метаморфическое происхождение, содержит U 700 г/т (Минеев, 1960), т. е. значительно обеднен этим элементом.

Содержание U в ортите из таких контактово-метасоматических образований, как скарны, несколько больше среднего и составляет 352 г/т (Ножкин, Мустафин, 1964).

Молибден. Среднее содержание 37 г/т, коэффициент концентрации 37.

Среднее содержание Mo в ортите рудоносных гранитоидов Далидага (6 определений) — 10 г/т (Эфендиев, Гейдаров, 1959), а рудоносных гранитоидов Мегринского плутона (2 определения) — 30 г/т (Меликсетян, 1968). В ортите щелочных пород оно составляет в среднем (3 определения) — 5 г/т (Меликсетян, 1969). Ортит из гранитоидов Тянь-Шаня содержит Mo 4,5 г/т (Рехарский, 1970), а в ортите из гранитов Биту-Джидинского массива (Юго-Западное Прибайкалье) Mo не обнаружен (Косалс, Мазуров, 1970).

Наблюдается значительное обогащение молибденом ортита пегматитов (см. табл. 88).

Скандий. Среднее содержание 59,8 г/т, коэффициент концентрации 20.

Пониженные по сравнению со средним содержания Sc характерны для ортитов меланократовых разновидностей гранитов — гранодиоритов и диоритов, в которых этот элемент мог свободно рассеиваться в кристаллических решетках многочисленных железо-магниевого минералов (см. табл. 87).

В ортитах диоритов Гиссарского хребта отмечены минимальные содержания Sc — 30 г/т, в то время как в ортите гранитов его 125 г/т (Баратов, 1966). Ортиты гранитов Центрального Казахстана содержат Sc несколько больше среднего — 65 г/т, а в ортите гранитоидов Заилийского Алатау он почти полностью отсутствует (Гогель, 1968). Количество Sc в ортитах гранитов Северо-Востока СССР составляет 10—50 г/т (Руб, 1970).

В процессе дифференциации наблюдается накопление скандия, и его содержание в ортите многофазного Мегринского плутона (Армения) при переходе от пород первой интрузивной фазы к поздним возрастает с 6,5 до 31,5 г/т (Меликсетян, 1968). Особенно заметно это в ортите пегматитов, где содержание Sc достигает 520 г/т (см. табл. 88). Необычно высокие значения Sc (1255 г/т) установлены в ортите кварц-флюоритовых пегматитов Казахстана (Семенов и др., 1966).

А. С. Дудыкина (1960) определяла Sc в 32 образцах ортита. В ортитах, выделенных из габбро, гранодиоритов и гранитов, скандий не был обнаружен. Исключение составлял ортит из гранитов Борщовочного кряжа, содержащий Sc около 125 г/т. Образцы ортита из гранитных пегматитов содержали Sc в количестве от 65 до 976 г/т. При этом в ортитах карельских пегматитов установлено скандия в пять-десять раз больше, чем в ортитах пегматитов Борщовочного кряжа. Как характерную особенность скандиеносных ортитов, следует отметить прямо пропорциональную зависимость содержаний в них скандия и иттрия.

Количество Sc в иттрийсодержащих ортитах из пегматитов изменяется от 455 до 5200 г/т. В ортитах из нефелиновых сиенитов скандий не установлен (Хвостова, 1962).

Ванадий. Среднее содержание 373,8 г/т, коэффициент концентрации 9,3.

В ортите гранитоидов Северо-Востока СССР содержание V составляет 300—500 г/т (Руб, 1970), а в ортите гранитоидов Гиссарского хребта 45—100 г/т (Баратов, 1966). В Мегринском плутоне (Армения) от ортитов из пород первой интрузивной фазы к ортитам гранитоидов поздних фаз содержание V возрастает с 100 до 3000 г/т (Меликсетян, 1968).

Свинец. Среднее содержание 180 г/т, коэффициент концентрации 9.

Много больше среднего содержания Pb в ортите гранитоидов Северо-Востока СССР — 300—500 г/т (Руб, 1970), а в том же минерале гранитоидов Мегринского плутона (Армения) оно значительно меньше и составляет 10—30 г/т (Меликсетян, 1968). По сравнению с ортитом гранитов содержание Pb сильно возрастает в ортите пегматитов, где оно составляет в среднем 1590 г/т (см. табл. 88). Содержание Pb в ортите докембрийских гранитов Украины колеблется от 837 до 1302 г/т и в среднем составляет (3 определения) — 1148 г/т. Возможно, это обусловлено наличием больших количеств радиогенного свинца.

Опыты по выщелачиванию свинца из ортита показали, что различные изотопы свинца ведут себя при этом неодинаково. По сравнению с Pb^{208} преимущественно выщелачиваются Pb^{206} и Pb^{207} . Очевидно, это связано с тем, что торий и уран занимают разное положение в структуре ортита. Поэтому для определения возраста по ортиту должно действовать то же правило, что и для монацита, — наиболее достоверными должны быть цифры возраста, полученные по отношению Pb^{208}/Th^{232} (Жиров и др., 1957). Этому отношению следует отдать предпочтение также и потому, что определение урана в ортите в силу незначительного его содержания представляет большие аналитические трудности (Виноградов и др., 1957). Следует особо отметить, что величина зерен ортита заметно сказывается на получаемом разбросе цифр, что, видимо, зависит от подвергающейся изменению удельной поверхности кристаллов ортита, резко возрастающей при их минимальных размерах и приводящей к заметно более низкой сходимости цифр возраста, полученных по разным изотопным отношениям (Виноградов и др., 1958).

Германий. Среднее содержание 10 г/т, коэффициент концентрации 7.

В Мегринском плутоне (Армения) при переходе от ортитов из пород первой интрузивной фазы к ортитам из пород поздних фаз содержание Ge возрастает с 10 до 30 г/т (Меликсетян, 1968).

Олово. Среднее содержание 17 г/т, коэффициент концентрации 6,3.

Среди гранитоидов различного состава минимальные содержания Sn характерны для ортитов гранодиоритов, а максимальные — ортитов лейкократовых гранитов (см. табл. 87). Количество Sn в ортитах оловяносных гранитов постоянно больше среднего: на Северо-Востоке СССР — 14—20 г/т (Некрасов, 1966), в Приморье (3 определения) — 80 г/т (Недашковский, Нарнов, 1968), а по данным И. Н. Говорова

и др. (1970) — 73 г/т (5 определений). Это может быть связано с наличием микровключений касситерита, так как в ортите тех же оловяносных гранитов Северо-Востока СССР содержание Sn подвержено значительным колебаниям от 30 до 400 г/т (Руб, 1970).

Содержание Sn достигает 225 г/т в ортите пегматитов (см. табл. 88), что отражает тенденцию этого элемента концентрироваться в поздних дифференциатах.

В ортите щелочных пород Армении оно несколько меньше среднего (2 определения) — 10 г/т (Меликсетян, 1969).

Бериллий. Среднее содержание 31,1 г/т, коэффициент концентрации 5,6.

Среди гранитоидов различного состава максимальные количества Be характерны для ортита из лейкократовых гранитов, а минимальные — из диоритов и гранодиоритов (см. табл. 87). В гранитоидах Гиссарского хребта оно изменяется с 20 до 190 г/т при переходе от гранодиоритов к гранитам (Баратов, 1966).

Судя по литературным данным, содержание Be в ортите весьма непостоянно. Так, в гранитах Дальнего Востока оно составляет (6 определений) — 4,1 г/т (Говоров и др., 1970), а по данным М. Г. Руб (1970) — колеблется от 10 до 100 г/т. Ортит гранитов Восточного Забайкалья содержит Be 42 г/т (Таусон и др., 1969), Гиссарского плутона — от 20 до 450 г/т (Мельниченко и др., 1968). В бериллиевых ортитах гранитных пегматитов установлено Be (3 определения) 14 220 г/т.

Кобальт. Среднее содержание 17,5 г/т, коэффициент концентрации 3,5.

Содержание Co в ортитах гранитоидов различного состава довольно постоянно (см. табл. 87). Однако среди гранитоидов Гиссарского хребта оно максимально — 20—100 г/т — в ортитах гранодиоритов и минимально — 10 г/т — в ортитах гранитов (Баратов, 1966).

Никель. Среднее содержание 16,6 г/т, коэффициент концентрации 2.

Среди гранитоидов различного состава наибольшим содержанием Ni обладают ортиты гранодиоритов (см. табл. 87). В гранитоидах Гиссарского хребта ортиты гранодиоритов содержат Ni больше (30 г/т), чем ортиты гранитов (10 г/т) (Баратов, 1966). В ортитах гранитов Северо-Востока СССР количество Ni составляет 30—60 г/т (Руб, 1970), т. е. больше вычисленного среднего.

Цирконий. Среднее содержание 324,6 г/т, коэффициент концентрации 1,6.

Наиболее высокие средние содержания Zr присущи ортиту лейкократовых гранитоидов (см. табл. 87), в которых возможное рассеяние этого элемента в кристаллических решетках железо- и титансодержащих минералов весьма ограничено.

По сравнению с приведенным средним значительно понижено содержание Zr в ортитах гранитов Северо-Востока СССР — 10—50 г/т (Руб, 1970) и значительно повышено в ортите из докембрийских гранитов Украины — 6438 г/т (Ивантишин, 1960).

Тантал. Среднее содержание 5,5 г/т, коэффициент концентрации 1,6.

Более подробные сведения о содержании Та в ортите отсутствуют. Медь. Среднее содержание 22 г/т, коэффициент концентрации 1,1.

В ортите гранитов Северо-Востока СССР установлено Си — 30—100 г/т (Руб, 1970).

Хром. Среднее содержание 20,7 г/т, коэффициент концентрации 0,8.

В ортите гранитоидов Северо-Востока СССР содержание Сг составляет 100—300 г/т (Руб, 1970), в то время как в гранитоидах Гиссарского хребта оно близко среднему и колеблется от 10 до 50 г/т (Баратов, 1966).

Галлий. Среднее содержание 12,4 г/т, коэффициент концентрации 0,6.

По полученным данным среди гранитоидов различного состава содержание Ga в ортите максимально для биотитовых гранитов (см. табл. 87). Еще большие содержания этого элемента (30—50 г/т) установлены в ортите гранитов Северо-Востока СССР (Руб, 1970). Однако наибольшее среднее содержание Ga присуще ортиту пегматитов (см. табл. 88).

Ниобий. Среднее содержание 59,1 г/т, коэффициент концентрации 0,3.

Содержание Nb в ортите закономерно возрастает с 40 до 80 г/т при переходе от гранодиоритов к лейкократовым гранитам (табл. 87). В ортитах гранитов Средней Азии оно больше среднего и составляет 140 г/т (Подпорина, 1968), а в ортите гранитоидов Мегринского плутона при переходе от пород ранних к породам поздних интрузивных фаз увеличивается с 300 до 1000 г/т (Меликсетян, 1968).

Стронций. Среднее содержание 45,8 г/т, коэффициент концентрации 0,2.

Ортиты роговообманково-биотитовых и биотитовых гранитов Гиссарского хребта содержат одинаковое количество Sr — 100 г/т (Баратов, 1966). Значительно больше стронция в ортитах из скарнов — 1128 г/т (Ножкин и др., 1964), амфиболитов — 4888 г/т (Плошко, Богданова, 1963) и особенно карбонатитов — 34968 г/т (Здорик и др., 1964).

В ортите гнейсов белорусского докембрия количество Sr в 2 раза больше среднего и составляет 94 г/т (Сердюченко, Пап, 1969). Эту особенность состава ортита можно использовать при петрологических построениях.

Цинк. Среднее содержание 10 г/т, коэффициент концентрации 0,2.

Ортиты из контактовых роговиков плутона Париту (Румыния) содержат Zn 960 г/т (Black, 1970), т. е. значительно больше, чем ортит из гранита.

Барий. Среднее содержание 120 г/т, коэффициент концентрации 0,1.

Содержание Ba в ортитах Гиссарского хребта увеличивается при переходе от биотит-роговообманковых к биотитовым гранитам с 100 до 140 г/т (Баратов, 1966).

Фтор. В ортите из гранитов обычно не определялся. Его содержание в ортите из пегматитов колеблется от 400 до 3300 г/т, в среднем (7 определений) составляет 1271 г/т (см. табл. 88).

Литий. Сведения о содержании Li в ортите крайне скудны. В гранитоидах Мегринского плутона (Армения) оно достигает 100 г/т (Меликсетян, 1968), в скарнах — 1380 г/т (Ножкин, Мустафин, 1964).

Таблица 90

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном ортите различных типов пород, г/т

Элемент	Граниты интрузивные	Щелочные породы	Граниты щелочные	Осадочно-метаморфические породы
TR	206 100,0 (44)	210 000,0 (1)	204 400,0 (4)	248 100,0 (1)
Th	7 237,0 (21)	3 900,0 (1)	2 500,0 (1)	9 240,0 (1)
Y	6 344,4 (9)			3 250,0 (1)
U	280,0 (40)	10,0 (1)		
Mo	37,0 (7)	5,0 (2)		
Sn	17,0 (48)	10,0 (2)		
Ga	12,4 (46)	84,2 (4)		
Zn	10,0 (39)			94,0 (1)
Ba	120,0 (2)			960,0 (1)

Индикаторные признаки аксессуарного ортита

1. В наибольшей мере в ортите накапливаются помимо TR такие элементы, как Th, Y, U, Mo, Sc, V, Pb. Содержания первых трех элементов в сотни раз, а остальных — в десятки раз превышают соответствующие кларки для кислых пород (см. табл. 86). Для этих элементов ортит может рассматриваться как надежный геохимический минерал-индикатор. Изменение их концентрации обязательно отражается на составе ортита. Например, увеличение их количества в гранитах поздних интрузивных фаз или в пегматитах вызывает увеличение их содержания в ортитах.

2. Среди гранитоидов различного состава гранодиориты отличаются наименьшим содержанием Th, U, Y, Sc, Sn, Nb, Be в ортите (см. табл. 87), что свидетельствует об их значительном рассеянии в кристаллических решетках других кальций- и железосодержащих минералов, обычных в этом типе гранитоидов. Поэтому различные сопоставления можно проводить, только используя состав ортита из сходных гранитоидов.

3. В процессе дифференциации гранитной магмы наблюдается значительное обогащение ортита многими редкими элементами: TR, Y, Mo и особенно U, Be, Sc, Pb, Sn, Ga (см. табл. 88), что позволяет использовать этот минерал как надежный индикатор степени их накопления в продуктах дифференциации гранитной магмы.

4. Среди всех редкоземельных минералов ортит характеризуется наименьшим содержанием TR и нередко представлен смоляно-черными зернами, содержащими 10—15% TR_2O_3 и принадлежащими эпидот-ортиту. Подобные концентрации TR_2O_3 отмечались в ортитах из гранитов Узбекистана — 16,2% (Хамрабаев, 1958₁), Болгарии — 15,1% (Цветкова-Голева, Кирадзова, 1968), Украины — 15,9%, Северного Кавказа — 14,2% (Ляхович, 1968₂). Они могут служить одним из доказательств более раннего выделения ортита по сравнению с другими ред-

коземельными минералами, когда концентрация TR в расплаве не достигла необходимой величины.

Наблюдаются переходы от торий-цериевых до уран-иттриевых ортитов (Минеев, Ступникова, 1959). Поскольку U и Y благодаря большей подвижности комплексных соединений накапливаются в заключительных стадиях процесса кристаллизации, их высокие содержания в ортите служат известным указанием на позднее время выделения этого минерала. Ортиты из ранних генераций или из таких слабо дифференцированных пород, как кислые эффузивы, характеризуются преимущественно торий-цериевым составом.

Большой интерес для корреляции представляет присутствие в ортитах Sc, Be и Sr. Так, например, наличие стронция — характерная черта ортитов Северного Кавказа (Афанасьев, 1948), скандия — ортитов из гранитов Борщевочного кряжа (Дудыкина, 1960), бериллия — ортитов из гранитов Дальнего Востока (Недашковский, Погорелова, 1967).

Существует зависимость между различными элементами, изоморфно присутствующими в структуре ортита. В скандиевоносных ортитах количество иттрия тем больше, чем больше в них скандия (Дудыкина, 1960). Д. А. Минеев (1960) отмечает прямую зависимость между содержанием церия и тория, урана и иттрия в ортитах.

5. Рекомендовать ортит в качестве индикатора рудоносности пока нельзя, так как нет достаточного количества данных по особенностям его состава в гранитах, сопровождаемых различным оруденением: Pb—Zn, Mo—Cu, W—Mo, Sn, Be, Nb и т. п. Однако следует отметить,

что в ортите из оловоносных гранитоидов содержание Sn в 4—5 раз превышает среднее.

6. Наблюдаются отличия и в составе ортитов из гранитоидов различного генезиса. Ортиты из автохтонных гранитов отличаются от ортитов интрузивных гранитоидов не только меньшим содержанием Th, TR и большим — Pb и Zr (табл. 91), но и составом индивидуальных TR. В состав ортитов автохтонных гранитоидов входит значительно больше лантаноидов промежуточной группы (см. табл. 89), что отражает большую роль щелочно-метасоматических процессов в формировании пород этого типа. Кроме того, в ортите автохтонных гранитов, по-видимому, будет больше Sr и Zn, так как для ортита осадочно-метаморфических пород характерно большее содержание Sr и Zn, чем вычисленное среднее, что подтверждает повышенное количество этих элементов в осадочных породах по сравнению с кислыми изверженными.

Таблица 91

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном ортите гранитоидов различного генезиса, г/т

Элемент	Гранитоиды	
	интрузивные	автохтонные
TR	206 100,0 (44)	111 500,0 (21)
Th	7 237,0 (21)	5 721,2 (5)
Pb	180,0 (6)	1 148,0 (3)
Zr	324,6 (46)	6 438,0 (2)

ФЛЮОРИТ

Флюорит — широко распространенный аксессуарный минерал гранитоидов. В альбитизированных гранитах он встречается постоянно, а в биотитовых гранитах — с частотой 70—80%. Меньше всего флюо-

рита в гранодиоритах и кварцевых диоритах (3,5 г/т), а больше всего — в измененных, особенно грейзенизированных, гранитоидах (в среднем, 4 кг/т, а в отдельных случаях до 14 кг/т). Из жильных пород наиболее богаты флюоритом пегматиты (1208 г/т). Содержание флюорита в послекембрийских аляски-товых гранитах геосинклиналь-ных зон ниже, чем в докембрий-ских аляски-товых гранитах плат-форменных областей, что указы-вает на значительную изменен-ность последних щелочно-метасо-матическими процессами, обычно сопровождающимися привнесом фтора (табл. 92). Среди гранито-идов различных петрографиче-ских провинций наиболее богаты флюоритом гранитоиды Балтий-ского щита, Украины, Казахста-на и Тувы.

Характерными элементами-примесями во флюорите счита-ются Mn, TR, U, Th, Sr, заме-щающие в его структуре ионы кальция. Небольшое количество Si, Al и Mg, вероятно, связано с наличием механических приме-сей или включений.

Особенности содержания редких и рудных элементов во флюорите выяснялись по 112 час-тным количественным определе-ниям TR, U, Th, Sr, Sc. 70 из них заимствовано из литературы. Ис-пользованы также данные 90 по-луколичественных спектральных анализов флюорита на Zr, Nb, Y, V, Mo, Zn, Cu, Bi, Ge, Be.

Таблица 92

Среднее содержание и частота встречаемости флюорита в гранитоидах различного состава

Порода	Среднее содержание, г/т	Частота встречаемости, %
Граниты грейзе-низированных	4040,3	78
Пегматиты	1208,1	70
Аляскиты плат-форм	972,5	60
Граниты альби-тизированные	778,9	100
Кварцевые жилы	380,6	76
Аляскиты гео-синклиналей	114,0	90
Граниты двух-слюдяные	97,0	80
Аплиты	55,6	91
Граниты биоти-товые после-кембрийские	77,5	76
Граниты лейко-кратовые	70,6	84
Кварцевые дио-риты — грано-диориты		
гранитные	3,5	67
габброидные	3,1	75
Граниты гибри-дные	2,9	86
Граниты биотито-вые докембрий-ские	0,3	60

Редкие элементы в аксессуарном флюорите

Полученные данные (табл. 93) свидетельствуют о том, что флюо-рит может рассматриваться как надежный геохимический индикатор для таких элементов, как Bi, Y, TR, U, Mo.

Висмут. Среднее содержание 0,6 г/т, коэффициент концентра-ции 60.

Содержание висмута больше среднего характерно для флюоритов из бедных цветными минералами лейкократовых гранитов (табл. 94).

Иттрий. Среднее содержание 1150 г/т, коэффициент concentra-ции 34.

Средние содержания и коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в аксессуарном флюорите интрузивных гранитоидов

Элемент	Среднее содержание, г/т		K	Элемент	Среднее содержание, г/т		K
	в кислых породах (кларк)	во флюорите			в кислых породах (кларк)	во флюорите	
Bi	0,01	0,6	60,0	Be	5,5	4,0	0,7
Y	34,0	1150,0	34,0	Sn	3,0	1,9	0,6
TR ₂ O ₃	350,0	4400,0	12,0	V	40,0	17,2	0,4
U	3,5	22,3	6,4	Ge	1,4	0,5	0,3
Mo	1,0	4,5	4,5	Li	40,0	14,0	0,3
Zr	200,0	311,0	1,5	Zn	60,0	12,0	0,2
Sc	3,0	4,6	1,5	Ba	830,0	40,0	0,05
B	15,0	20,0	1,3	Ga	20,0	0,7	0,04
Sr	300,0	300,0	1,0	Nb	200,0	9,4	0,04
Cu	20,0	14,4	0,7	Pb	20,0	0,9	0,04

Таблица 94

Средние содержания TR в аксессуарных флюоритах различного генезиса (Σ TR₂O₃ 100%)

Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Граниты палингенные интрузивные (7)	13,01	29,42	5,77	15,21	2,86	0,28	7,22	0,96	9,17	1,27	4,32	0,75	8,35	1,38
	Σ 63,41				Σ 21,76				Σ 14,80					
Граниты метасоматические автохтонные (5)	11,83	26,20	3,46	13,31	5,67	0,41	9,60	0,52	4,53	1,91	6,71	7,94	7,35	0,55
	Σ 54,80				Σ 22,64				Σ 22,55					
Щелочные породы (4)	21,99	38,75	3,48	19,94	4,29	0,09	3,42	0,19	3,54	0,09	2,88	0,12	1,13	0,06
	Σ 84,16				Σ 11,62				Σ 4,19					

Содержание Y максимально (1420 г/т) во флюорите из гранитов и пегматитов и минимально (460 г/т) во флюорите из щелочных пород. Во флюорите из гранитоидов калбинского комплекса (Горный Алтай) оно составляет в среднем (5 определений) — 700 г/т (Амшинский и др., 1964). При вхождении в состав минерала ощутимых количеств Y (или Ce) параметры элементарной ячейки флюорита могут слегка увеличиваться. В оловорудных месторождениях, связанных с лейкократовыми гранитоидами, отмечено присутствие разностей, переходных к иттрофлюориту (Скорняков, 1959).

Редкие земли. Среднее содержание 4400 г/т, коэффициент концентрации 12.

Большие содержания TR — 7600 г/т — характерны для флюоритов биотитовых гранитов; во флюорите щелочных гранитов их значительно меньше — 1900 г/т (Белолипецкий и др., 1967₂).

При выделении осадков TR из флюоритов было отмечено, что их наименьшие содержания характерны для флюоритов из гидротермаль-

но измененных гранитов или гранитов, содержащих значительные количества ортита (Приморье) или монацита (Урал).

В зеленых флюоритах редкие земли концентрируются в больших количествах, чем в фиолетовых (Козлова, 1957). Другие исследователи (Василькова, Кукушкина, 1970) отмечают, что существенно редкоземельные разновидности флюорита бесцветны или окрашены в бледно-желтый или зеленоватый цвет. Зеленый и бесцветный флюорит обогащен тяжелыми лантаноидами (Ножкин, 1971). В метасоматически измененных гранитах содержание TR составляет 6600 г/т. Обилие в метасоматически измененных гранитоидах флюорита приводит к тому, что он наряду с некоторыми другими акцессорными минералами, например малаконом, становится основным минералом-носителем TR.

Флюорит относится к числу минералов, способных включать в свою решетку редкоземельные элементы как цериевой, так и иттриевой групп. Комплексный характер редких земель во флюоритах отражается в сходных кривых распределения TR с отчетливо выраженными минимумами на «дефицитных» Sm—Eu и Er—Tm. Во флюорите апатитов наблюдалось появление довольно значительного максимума на Gd (Ляхович, Червинская, 1960).

По сравнению с флюоритами гранитов, тот же минерал из пегматитов, хотя и содержит иногда меньше TR, богаче иттриевыми редкими землями, а флюориты из скарнов или гидротермальных жил — цериевыми. Однако в кварц-молибденовых жилах Казахстана присутствует флюорит, содержащий до 3% TR_2O_3 , из которых на долю редких земель цериевой группы приходится только 7,5% (Ермилова и др., 1960).

Во флюорите метасоматически измененных пород иттриевых TR относительно больше, чем во флюорите гранитов. Так, во флюоритах из слабо альбитизированных аляскистов установлено равенство содержаний иттриевых и цериевых TR, а из интенсивно альбитизированных гранитов и альбититов резко преобладают иттриевые TR и иттрий (Некрасов, 1966). Увеличение роли иттрия в составе редких земель отмечалось также во флюорите из кварц-мусковитовых грейзенов. Микропарагенезисы редкоземельных элементов во флюорите могут служить диагностическими признаками, весьма характерными для определенных условий минералообразования (Никитина и др., 1969). В кварц-альбитовых метасоматитах флюорит содержит (TR+Y) 28 г/т и на его долю приходится 0,1% общего содержания редких земель в породе (Недашковский, Нарнов, 1969).

Для флюоритов различного генезиса характерны различные содержания и состав TR. Обычно считают, что наиболее обогащены редкими землями флюориты щелочных пород и связанных с ними гидротермальных месторождений (Steyn, 1954). Однако полученные данные свидетельствуют о близком содержании TR во флюоритах из кислых и щелочных пород. Правда, в последних состав TR более цериевый (см. табл. 94). В этом отношении они сходны с флюоритами щелочных гранитов (Коваленко и др., 1969), цериевому составу TR которых более близки флюориты из нефелиновых сиенитов, чем из гранитоидов.

Было отмечено, что во флюоритах из основных пород, а также из известняков редкие земли отсутствуют (Хаберланд, 1952; Steyn, 1954). Не содержат их, по данным М. Г. Руб (1957), и флюориты из слюди-сто-флюоритовых пород, своеобразных апокарбонатных грейзенов, об-

разовавшихся за счет известняков, в то время как во флюоритах из апогранитных грейзенов редкие земли постоянно присутствуют. Осадочный флюорит из цемента песчаников Приднестровья содержит в среднем (3 определения) 430 г/т TR_2O_3 (Вольтер, Гурова, 1966), т. е. значительно меньше среднего. Это может быть использовано при выяснении генезиса гранитов, так как в состав флюоритов автохтонных гранитоидов входит в 2 раза меньше TR , чем в состав флюоритов интрузивных гранитов.

Уран. Среднее содержание 22,3 г/т, коэффициент концентрации 6,4.

По сравнению с вычисленным средним флюориты из амфиболовых гранитов массива Конвей (штат Нью-Гэмпшир) содержат U больше — 63 г/т, а из биотитовых гранитов меньше — 14 г/т (Ларсен, Фейр, 1956).

Возможность изоморфного вхождения урана в решетку флюорита обуславливается близостью ионных радиусов кальция и четырехвалентного урана и в последнее время подтверждена на большом экспериментальном материале по искусственному выращиванию кристаллов флюорита с примесью урана. Урансодержащие флюориты характеризуются весьма интенсивной люминесценцией TR^{2+} и термлюминесценцией. Они окрашены во все оттенки зеленого цвета. Параметры элементарной ячейки таких флюоритов незначительно увеличены, а твердость понижена по сравнению с безурановыми разновидностями (Василькова, Кукушкина, 1970).

По данным Реккера (Recker, 1961), при содержании U от 100 до 1000 г/т кристаллы флюорита имеют окраску от бесцветных до темно-красных, а при содержании U^{6+} 5000 г/т и U^{4+} от 3000 до 30 000 г/т окраска их темно-фиолетовая и черная. Часто наблюдается пятнистое распределение фиолетовой окраски вокруг включений торита, браннерита (Ильинский, 1962) или уранинита (Leschke, 1956).

Флюорит лейкократовых гранитов содержит урана в 1,5 раза больше, чем флюорит биотитовых гранитов (табл. 95), хотя в этом минерале лейкократовых гранитов Тянь-Шаня отмечены меньшие значения — 6 г/т (Леонова, 1966₂). Содержание U в отдельных случаях может быть значительно больше. Например, радиоактивный флюорит в штате Юта, образовавшийся в последние стадии вулканической деятельности, содержит U 25—840, а местами 2772 г/т (Стаац, Остеруолд, 1958).

Содержание U во флюоритах пегматитовых и гидротермальных месторождений, по данным 160 образцов, 0,1—1,0 г/т, т. е. значительно меньше, чем в гранитах. При этом установлено, что флюориты фиолетовой окраски содержат U больше 0,3 г/т, а светло-фиолетовые, светло-зеленые и бесцветные флюориты — меньше 0,3 г/т. Флюориты с содержанием U больше 1 г/т почти всегда имеют темно-фиолетовую окраску (Баранов, 1966). Более низкое по сравнению с гранитом содержание U во флюоритах пегматитов устанавливается и по данным табл. 96. В пегматитах, кроме того, отмечается уменьшение содержания U во флюорите поздних генераций. Так, для флюоритов из пегматитов Кентского и Каибского массивов (Казахстан) характерно уменьшение содержания U от ранней генерации флюорита (желтовато-зеленой) к поздней (фиолетовой) от 25 до 0,035 г/т в Кентском и от 1,1 до 0,16 г/т в Каибском массиве. Во флюорите из Бектау-Ата наблюдается

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном флюорите интрузивных гранитоидов различного состава, г/т

Элемент	Диориты — гранодиориты	Граниты		Гранитоиды (среднее)	
		биотитовые	лейкократовые		
Bi	685,0 (3)	0,3 (32)	1,0 (30)	0,6 (62)	
Y		1420,0 (32)	910,0 (30)	1150,0 (65)	
TR ₂ O ₃		7600,0 (5)	1400,0 (4)	4400,0 (10)	
U	117,5 (3)	16,0 (3)	24,0 (12)	22,3 (15)	
Mo		4,5 (32)		4,5 (32)	
Sr		1034,0 (3)	127,0 (13)	300,0 (16)	
Zr		342,5 (32)	297,5 (30)	311,3 (65)	
Sc			4,6 (38)	4,6 (38)	
B			20,0 (5)	20,0 (5)	
Cu		27,5 (3)	7,25 (32)	20,7 (30)	14,4 (65)
Be		11,7 (3)	2,5 (32)	5,0 (30)	4,0 (65)
Sn			1,0 (32)	3,0 (30)	1,9 (62)
V			10,0 (32)	25,0 (30)	17,2 (62)
Ge		0,2 (32)	1,0 (30)	0,5 (62)	
Li	35,0 (3)		14,0 (8)	14,0 (8)	
Zn		7,5 (32)	15,0 (30)	12,0 (65)	
Ga		0,6 (32)	1,0 (30)	0,7 (62)	
Nb		9,0 (32)	10,0 (30)	9,4 (62)	
Pb		0,9 (4)		0,9 (4)	

Таблица 96

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном флюорите гранитоидов и связанных с ними жильных пород, г/т

Элемент	Гранитоиды		Аплиты	Пегматиты	Кварцевые жилы
	интрузивные	измененные			
Bi	0,6 (62)		1,5 (7)	3,0 (13)	
Y	1150,0 (65)			1420,0 (13)	
TR ₂ O ₃	4400,0 (10)	6600,0 (6)	7500,0 (4)	100,0 (2)	2400,0 (1)
U	22,3 (15)			6,3 (4)	10,6 (1)
Mo	4,5 (32)			15,0 (13)	
Zr	311,3 (65)		432,5 (7)	207,5 (13)	500,0 (1)
Sc	4,6 (38)				7,0 (1)
Sr	300,0 (16)	376,0 (3)	94,0 (1)	188,0 (2)	94,0 (1)
Cu	14,4 (65)		18,5 (7)	18,5 (13)	27,5 (1)
Be	4,0 (65)		2,0 (7)	3,9 (15)	16,3 (1)
Sn	1,9 (62)		3,0 (7)	5,0 (13)	
V	17,2 (62)		20,0 (7)	10,0 (13)	
Ge	0,5 (62)		1,0 (7)	0,8 (13)	
Zn	12,0 (65)		5,0 (7)		
Ga	0,7 (62)	20,0 (3)			
Pb	0,9 (4)			5,0 (13)	

слабо выраженная обратная зависимость. В этих флюоритах не установлено связи между фиолетовой окраской кристаллов и содержанием U, а также между концентрацией U и термолюминесцентными свой-

ствами кристаллов (Плескова, Железнова, 1970). В гранитах Казахстана на долю флюорита приходится 0,1% всего урана породы (Баранов, Ду Ле-тянь, 1961₂).

Жильный флюорит из массива Джеты-Огуз (Казахстан) содержит U 10,6 г/т (Крылов, 1956). Сходные данные — 1—10 г/т получены и для жильного флюорита из Сибири (Ножкин, 1971).

Молибден. Среднее содержание 4,5 г/т, коэффициент концентрации 4,5.

Содержание Mo во флюорите гранитов Северного Тянь-Шаня близко к среднему — 5 г/т (Рехарский, 1970). Во флюорите пегматитов оно значительно больше — 15 г/т, что свидетельствует о тенденции этого элемента концентрироваться в поздних продуктах кристаллизации.

Цирконий. Среднее содержание 311 г/т, коэффициент концентрации 1,5.

Сходное среднее содержание Zr (5 определений) — 300 г/т — характерно для флюоритов гранитоидов калбинского комплекса Горного Алтая (Амшинский и др., 1964). Наименьшие содержания Zr — 117,5 г/т — отмечены во флюорите гранодиоритов, а наибольшие — 1250 г/т — во флюорите щелочных пород (см. табл. 95).

Скандий. Среднее содержание 4,6 г/т, коэффициент концентрации 1,5.

Содержание Sc больше среднего присуще флюориту лейкократовых гранитов акчатауского комплекса (Казахстан). При этом выясняется, что содержание Sc во флюорите может быть хорошим индикатором при выделении отдельных фаз, так как во флюоритах из гранитов дополнительной интрузии оно в 1,5—5 раз больше (табл. 97).

Таблица 97

Содержание Sc во флюоритах гранитов многофазных массивов Казахстана, г/т

Массив	Гранит	
	главной интрузивной фазы	дополнительной интрузивной фазы
Восточный Коунрад	8	12
Акчатау	10	9
Бектау-Ата	9	46
Майтас	6	29

Бор. Среднее содержание 20 г/т, коэффициент концентрации 1,3. Равное среднему количество бора установлено во флюоритах гранитов калбинского комплекса Горного Алтая (Амшинский и др., 1964).

Стронций. Среднее содержание 300 г/т, коэффициент концентрации 1.

Среди гранитов разного состава наименьшее содержание Sr типично для флюорита лейкократовых гранитов — 127 г/т (см. табл. 95), во флюорите лейкократовых гранитов акчатауского комплекса оно еще меньше (8 определений) — 30 г/т. Геохимическое сродство с кальцием обуславливает высокое содержание Sr во флюорите биотит-роговообманковых гранитов — 940—2820 г/т. Наибольшие концентрации Sr установлены во флюоритах, генетически связанных со щелочными породами (табл. 98). В более ранних генерациях флюорита также наблюдаются несколько повышенные содержания Sr. Вхождение Sr в кристаллическую решетку флюорита влечет увеличение параметра элементарной решетки и повышение микротвердости флюорита (Василькова, Кукушкина, 1970).

Медь. Среднее содержание 14,4 г/т, коэффициент концентрации 0,7.

Среди гранитоидов разного состава больше всего меди отмечено во флюорите гранодиоритов и кварцевых жил (см. табл. 95, 96), что отражает тенденцию к концентрации меди в гидротермальных продуктах. По сравнению с гранитами, флюориты из щелочных пород содержат Си значительно больше (см. табл. 96).

Бериллий. Среднее содержание 4 г/т, коэффициент концентрации 0,7.

Содержание Ве во флюорите из кварцевых жил и из пегматитов больше среднего, в последнем оно иногда достигает 25 г/т.

Олово. Среднее содержание 1,9 г/т, коэффициент концентрации 0,6.

Близкие результаты получены для флюоритов из гранитов калбинского комплекса (5 определений) — 2 г/т (Амшинский и др., 1964). Содержание Sn во флюорите лейкократовых гранитов и пегматитов достигает 3—5 г/т. В составе газожидких включений во флюорите кроме растворимых солей обнаружены кристаллы касситерита (Грушкин, 1969).

Ванадий. Среднее содержание 17,2 г/т, коэффициент концентрации 0,4.

Среднее содержание V несколько повышено во флюорите лейкократовых гранитов и достигает самых высоких значений во флюорите из щелочных пород (см. табл. 95, 98).

Германий. Среднее содержание 0,5 г/т, коэффициент концентрации 0,3.

Во флюорите из лейкократовых гранитов, аплитов и пегматитов содержание Ge больше вычисленного среднего (см. табл. 95, 96). Еще более высокие значения (5 определений) — 19 г/т — установлены во флюорите из гранитоидов калбинского комплекса (Амшинский и др., 1964).

Литий. Среднее содержание 14,0 г/т, коэффициент концентрации 0,3.

Во флюоритах из лейкократовых гранитов акчатауского комплекса содержится Li 14 г/т.

Цинк. Среднее содержание 12,0 г/т, коэффициент концентрации 0,2.

Барий. Среднее содержание 40 г/т, коэффициент концентрации 0,05.

Флюориты гранитов калбинского комплекса (Горный Алтай) содержат Ва в среднем (5 определений) — 40 г/т (Амшинский и др., 1964).

Таблица 98

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном флюорите кислых и щелочных пород, г/т

Элемент	Граниты интрузивные	Щелочные породы
Y	1150,0 (65)	460,0 (4)
TR ₂ O ₃	4400,0 (10)	4300,0 (3)
U	22,3 (15)	
Zr	311,3 (65)	1250,0 (4)
Sr	300,0 (16)	4935,0 (2)
Cu	14,4 (65)	32,0 (4)
V	17,2 (62)	50,0 (4)
Pb	0,9 (4)	

Галлий. Среднее содержание 0,7 г/т, коэффициент концентрации 0,04.

Во флюорите лейкократовых гранитов содержание Ga несколько больше среднего (см. табл. 95). Аналогичное количество Ga — 1,0 г/т — установлено во флюоритах горных пород Японии (Nisikawa, 1958). Значительно больше галлия во флюоритах из грейзенизированных и альбитизированных гранитов Приазовья — от 10 до 30 г/т, в среднем (3 определения) 20 г/т (Мищенко и др., 1966). При этом на долю флюорита приходится 0,01—0,2% Ga от его общего содержания в породе.

Ниобий. Среднее содержание 9,4 г/т, коэффициент концентрации 0,04.

Свинец. Среднее содержание 0,9 г/т, коэффициент концентрации 0,04.

Флюориты гранитоидов калбинского комплекса (Горный Алтай) содержат больше свинца (5 определений) — 4 г/т (Амшинский и др., 1964), флюориты пегматитов — до 5 г/т (см. табл. 96).

Торий. В жильном флюорите гранитного массива Джеты-Огуз (Казахстан) определено Th 50 г/т (Крылов, 1956), а во флюорите из нефелиновых сиенитов Кольского полуострова — 11 г/т (Поляков, 1970). Флюориты с повышенным содержанием Th характеризуются слабой люминесценцией (Василькова, Кукушкина, 1970).

Индикаторные признаки акцессорного флюорита

1. Содержание редких элементов во флюоритах отражает степень дифференциации гранитной магмы. Так, в гранитах Кызыл-Тау (Казахстан) флюорит гранитов главной интрузивной фазы содержит U 16 г/т, а дополнительной интрузии — 36 г/т (Баранов, Ду Ле-тянь, 1961₂). В позднемельовых гранитах Чукотки во флюоритах гранитов I фазы его 1000 г/т (TR+Y), а во флюоритах гранитов заключительной субфазы — в 2 раза больше (Руб, 1967). Во флюоритах гранитов дополнительных интрузивов акчатауского комплекса количество Sc в 5 раз больше, чем во флюорите из гранитов главной интрузивной фазы.

Более высокие содержания Y, Mo, Sn, Bi и более низкие — TR, Sr, Zr, V во флюорите из пегматитов, по сравнению с флюоритами из гранитов (см. табл. 96), свидетельствуют о большом влиянии на судьбу этих элементов — рассеяние в ранние или накопление в поздние этапы — процессов кристаллизационной дифференциации.

Неодинаковое содержание редких и рудных элементов во флюоритах из гранитоидов различного состава, а именно более высокое содержание во флюорите из лейкократовых гранитов U, Ge, Sn, Be, а во флюорите из биотитовых гранитов и гранодиоритов Sr, Zr, Zn и Cu (см. табл. 95) может быть использовано при выделении различных интрузивных фаз в сложнопостроенных интрузивах.

2. Состав флюорита можно использовать при выяснении особенностей генезиса пород. Действительно, более высокие содержания Sr, Zr, V во флюорите из щелочных пород (см. табл. 98) прекрасно отражают более высокое содержание в них этих элементов, по сравнению с гра-

нитоидами. В отличие от последних флюорит из щелочных пород характеризуется также значительно более цериевым составом TR (см. табл. 94).

Можно привести следующий пример. Флюориты осадочно-метаморфических пород содержат в 10 раз меньше TR, чем флюориты интрузивных гранитоидов, а последние в 2 раза больше (4 определения) — 2000 г/т, — чем флюориты автохтонных гранитоидов. Кроме того, состав TR во флюоритах автохтонных гранитоидов значительно более иттриевый (см. табл. 94). Эти особенности флюорита наряду с другими данными свидетельствуют о том, что автохтонные граниты образовались в результате метасоматического преобразования парагнейсовых толщ.

Присутствие тех или иных элементов во флюорите, равно как и их содержание, зависит от наличия и концентрации этих элементов в тех исходных растворах, расплавах или породах, которые служили источником образования флюорита.

Согласно данным Стейна (Steyn, 1954), наблюдаются следующие отличия в составе флюорита: 1) флюориты, связанные с гранитами, помимо Mg, Fe, Al, Si, часто содержат Be, TR, Pb, Mn, Sr и довольно часто Sb; 2) флюориты (темноокрашенные), связанные с нефелиновыми сиенитами, содержат повышенное количество Sr, TR, Mn; содержат Na и иногда P, в них нет Be, Pb и Sb. Другие авторы в таких флюоритах отмечают присутствие Th и редко U; 3) флюориты, связанные с доломитами, обычно светлоокрашенные, относительно бедные примесями, отличаются наибольшими содержаниями Sr, Mg, Mn, Cu и не содержат Na, TR, а также Pb и P.

Кроме того, во флюоритах, генетически связанных со щелочными породами, цериевые земли преобладают над иттриевыми. Например, во флюоритах Покрово-Киреевского месторождения (Приазовье), приуроченного к щелочным породам, отношение $\Sigma Y : \Sigma Ce$ составляет в среднем 0,5; максимумы приходятся на Ce, La, Nd. Флюориты же, связанные с кислыми породами, содержат большее количество иттриевых земель: в прожилковых флюоритах из Екатериновского и Каменномогильского гранитных массивов (Приазовье) резко преобладают иттрий и иттриевые земли и отношение $\Sigma Y : \Sigma Ce$ достигает 5,2—5,5 (Щербина, Якубович, 1963).

3. Окраска флюорита — важный признак и может зависеть от разных причин, главнейшими из которых являются состав и содержание элементов-примесей в минерале. Появление зеленой окраски связано с замещением в кристаллической решетке флюорита Ca^{2+} на Sm^{2+} (Феофилов, 1956), желтая окраска — с присутствием Eu^{2+} , фиолетовая — урана.

Увеличение содержания редких земель во флюорите приводит к увеличению его магнитной восприимчивости (Вальтер и др., 1971). Поэтому по изменению ее величины можно судить не только о содержании TR, но и об условиях образования флюорита, а следовательно, и включающей его породы. Повышенная радиоактивность, установленная во флюорите из рудоносных метасоматитов, может быть использована в качестве поискового признака на редкометальное оруденение (Ножкин, 1971).

ТУРМАЛИН

Турмалин — сравнительно обычный акцессорный минерал гранитоидов. Однако в гранодиоритах он редок, а в двуслюдяных и гибридных гранитах встречается наиболее часто. Наибольшее количество турмалина отмечается в лейкократовых гранитах, где его содержания в отдельных случаях достигают 4—

Таблица 99
Средние содержания и частота встречаемости турмалина в гранитоидах различного состава

Порода	Среднее содержание, г/т	Частота встречаемости, %
Пегматиты	5250,4	50
Аплиты	1074,0	74
Граниты грейзенизированные	437,0	33
Граниты двуслюдяные	378,4	69
Граниты биотитовые послекембрийские	262,2	64
Аляскиты геосинклиналей	211,6	40
Граниты лейкократовые	94,6	47
Граниты биотитовые докембрийские	18,5	20
Кварцевые жилы	18,2	47
Кварцевые диориты — гранодиориты гранитные	5,6	35
Кварцевые диориты, плагиограниты габброидные	4,1	42
Граниты гибридные	2,9	86
Аляскиты платформ	0,2	20

15 кг/т. В многофазных гранитных интрузивах наблюдается заметное обогащение турмалином пород поздних интрузивных фаз. Среди жильных пород, сопровождающих граниты, наибольшие содержания турмалина характерны для пегматитов, а наименьшие — для кварцевых жил (табл. 99). Установлено, что повышенные содержания бора, а следовательно, и турмалина наследуются жильными породами, генетически связанными с обогащенными бором гранитами. Однако наиболее высокие содержания турмалина (170 кг/т) наблюдаются в грейзенизированных гранитах. Эта приуроченность высоких содержаний турмалина к измененным участкам гранитоидов отмечалась в ряде случаев. В некоторых гранитных массивах Северо-Востока СССР содержание турмалина составляет 20—30 кг/т, в турмалин-мусковитовых гранитах Малого Хингана — 40 кг/т (Лебедев, 1937), в турма-

линизированных гранитоидах Мегринского плутона (Армения) — 90 кг/т (Меликсетян, 1959).

В гранитах может наблюдаться две генерации турмалина: первая кристаллизуется в конце пневматолито-магматической стадии, а вторая связана с постмагматическими процессами.

В гранитоидах присутствует турмалин, представленный преимущественно железистой разновидностью — шерлом. Так, в третичных гранитоидах Камчатки присутствует чистый терл (Прохоров, 1964), в гранитоидах Армении турмалин содержит 70% шерлового компонента (Меликсетян, 1968). Полные химические анализы дают представление о составе этого акцессорного минерала (табл. 100). Как видно, состав турмалина не постоянен и зависит главным образом от среды, из которой он кристаллизуется. Основные изоморфные замещения, коренным образом влияющие на состав турмалина, происходят между двух- и трехвалентными катионами в октаэдрических позициях.

Химический состав акцессорного турмалина гранитоидов, вес. %

Элемент	Малый Хинган	Украина	Приморье		Австралия	Япония	
SiO ₂	35,96	39,82	35,26	34,88	38,30	35,10	35,19
TiO ₂	0,58	0,89	1,06	0,49	0,15	0,33	0,23
Al ₂ O ₃	33,48	29,54	29,11	33,24	36,99	34,07	34,15
B ₂ O ₃	8,48	9,63	9,21	11,30	10,38	9,38	9,25
Fe ₂ O ₃	7,01	—	1,03	2,65	Сл.	0,56	5,66
FeO	6,63	14,38	15,48	11,79	0,22	14,37	9,91
MnO	0,21	0,13	0,17	0,14	0,01	0,10	0,13
MgO	0,33	2,90	1,96	1,49	8,90	1,45	1,46
CaO	0,48	1,40	1,70	0,50	0,00	0,46	0,33
K ₂ O	0,06	0,88	0,24	0,17	0,00	Сл.	—
Na ₂ O	1,46	1,93	2,21	2,07	1,88	2,15	2,09
Li ₂ O	Не опр.	0,35	—	—	0,16	—	—
F	0,74	0,26	0,48	0,35	0,07	—	—
PbS	1,25	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,84	2,89	2,11	1,51	3,55	1,95	1,90
H ₂ O ⁻	0,20	0,06	0,33	0,10	—	0,30	0,26
П.п.п.	0,35	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,06	105,06	100,35	100,68	100,61	100,22	100,56
Автор или литературный источник	Лебедев, 1937	Юрк, Шнюков, 1957	Руб и др., 1957		Simpson, 1931	Harada, 1939	

В турмалине относительно простого состава почти все октаэдры заняты алюминием. Это богатые глиноземом разновидности. Но если среда богата магнием, то более третьей части октаэдрических позиций может быть занята этим элементом, и турмалин приобретает состав драгита. В среде, богатой закисным железом, кристаллизуется шерл; при одновременном обогащении среды магнием и закисным железом кристаллизуется железисто-магнезиальный шерл, у которого атомы Mg²⁺ и Fe²⁺ занимают октаэдрические позиции независимо друг от друга. По-видимому, существует смесимость между магнезиальными и железистыми и между железистыми и литиевыми турмалинами.

Содержания в турмалине Mg, Ca или Ti могут отражать особенности генезиса турмалина, а именно, максимальные содержания этих элементов характерны для турмалина из гранитов, в то время как в турмалине из пегматитов, аплитов и особенно кварц-турмалиновых пород они значительно ниже (рис. 11).

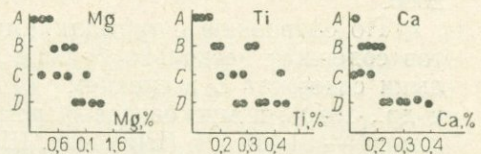


Рис. 11. Вариации в содержании Mg, Ti и Ca в турмалине различного происхождения (Power, 1968).

A — турмалин из кварц-турмалиновой породы; B — из аплита; C — из пегматита; D — из гранита (Power, 1968)

Редкие элементы в акцессорном турмалине

Сложная структура турмалина благоприятствует различным изоморфным замещениям в его кристаллической решетке: Fe²⁺ ← Mn, Sc, Zn; Fe³⁺ ← Cr, Sn, Ti; Al ← Ga, Ta; Mg ← Li и т. п.

Средние содержания редких элементов в турмалине вычислены на основании 175 частных количественных определений Li, Rb, Cs, Tl, In, B, Sc, F, Ga, Be, Nb, Ta, Au, из которых 54 заимствованы из литературы. Кроме того, использованы результаты 24 полуколичественных спектральных анализов на Cr, Ni, Co, V, Zr, Sr, Ba, Ge, Mo, W, Pb. Полученные данные свидетельствуют о том, что концентрации редких элементов в турмалине различны. В наиболее значительных количествах в нем присутствуют B, Ge, Zr, Sc, Sn, Mo, в несколько меньших Pb, Co, Ga, F, Zn, Be, Ni, Li, Au. В турмалине не накапливаются Cr, Zr, Cs, Rb, Sr, что отражается на низком значении их коэффициента концентрации, который обычно меньше единицы (табл. 101).

Таблица 101

Средние содержания и коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в аксессуарном турмалине интрузивных гранитоидов

Элемент	Среднее содержание, г/т		K	Элемент	Среднее содержание, г/т		K
	в кислых породах (кларк)	в турмалине			в кислых породах (кларк)	в турмалине	
B	15,0	29 946,0	2000,0	Mn	600,0	1165,0	1,9
Ge	1,4	36,0	25,7	Ti	2300,0	4333,0	1,9
In	0,26	4,4	17,0	V	40,0	57,0	1,7
Sc	3,0	34,5	11,5	Nb	20,0	30,0	1,5
Sn	3,0	29,0	9,7	Y	34,0	50,0	1,5
Mo	1,0	8,5	8,5	Cr	25,0	26,2	1,0
Pb	20,0	136,6	6,8	Tl	1,5	1,0	0,7
Co	5,0	29,8	6,0	Cu	20,0	12,4	0,6
Ga	20,0	92,1	4,6	Ta	3,5	1,6	0,5
F	800,0	2 847,0	3,5	Zr	200,0	81,3	0,4
Li	40,0	125,4	3,1	Cs	5,0	2,1	0,4
Ni	8,0	24,1	3,0	Rb	200,0	32,5	0,1
Zn	60,0	175,0	2,9	Sr	300,0	44,6	0,16
Be	5,5	14,7	2,7	Ba	830,0	50,0	0,0
Au	0,0047	0,012	2,6				

Бор. Среднее содержание 29 946 г/т, коэффициент концентрации 2000.

По сравнению с турмалинами из гранитов, турмалины из пегматитов содержат несколько больше бора. Так, турмалины пегматитов Волыны содержат B в среднем (4 определения) 30 667 г/т (Лазаренко и др., 1960), а мусковитовых пегматитов Восточной Сибири (4 определения) — 31 496 г/т (Ширяева, Шмакин, 1969).

Германий. Среднее содержание 36 г/т, коэффициент концентрации 25,7.

Структура турмалина весьма благоприятна для вхождения германия, содержание которого в этом минерале может колебаться от 10 до 100 г/т. Среди гранитоидов различного состава максимальное количество Ge характерно для турмалина лейкократовых гранитов (табл. 102). В турмалине оловоносных гранитоидов Северо-Востока СССР содержание Ge составляет 5—10 г/т (Руб, 1970), т. е. ниже среднего. Значительно меньше оно в турмалине осадочных пород Западного Забайкалья — 3 г/т (Бурьянова, Сапрыкин, 1971).

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном турмалине интрузивных гранитоидов различного состава, г/т

Элемент	Диориты — гранодиориты	Граниты		Гранитоиды (среднее)
		биотитовые	лейкократовые и аляскитовые	
B				29 946,0 (7)
Ge		7,5 (2)	55,0 (3)	36,0 (5)
In		4,4 (2)		4,4 (2)
Sc		45,9 (10)	22,7 (2)	34,5 (12)
Sn	10,0 (1)	5,5 (15)	400,0 (1)	29,0 (17)
Mo	10,0 (1)	8,2 (10)		8,5 (6)
Pb	200,0 (2)		10,0 (1)	136,6 (3)
Co		21,0 (8)	100,0 (1)	29,8 (9)
Ga		64,4 (11)	400,0 (1)	92,1 (12)
F				2847,0 (166)
Li	300,0 (1)	114,6 (15)	124,7 (17)	125,4 (33)
Ni				24,1 (8)
Zn	200,0 (2)	150,0 (2)		175,0 (4)
Be	10,0 (1)	8,6 (5)	50,0 (1)	14,7 (7)
Au				0,012 (4)
Mn			1165,0 (3)	1 165,0 (3)
Ti		4000,0 (2)	5000,0 (1)	4 333,0 (3)
V		35,1 (10)	275,0 (1)	57,0 (11)
Nb				30,0 (1)
Y		50,0 (1)		50,0 (1)
Cr				26,2 (8)
Tl		1,0 (3)		1,0 (3)
Cu		10,9 (10)	27,5 (1)	12,4 (11)
Ta			1,6 (1)	1,6 (1)
Zr		83,9 (12)	50,0 (1)	81,3 (13)
Cs		2,1 (8)		2,1 (8)
Rb		2,1 (8)	47,0 (17)	32,5 (25)
Sr		44,6 (10)		44,6 (10)
Ba		50,0 (1)		50,0 (1)

Индий. Среднее содержание 4,4 г/т, коэффициент концентрации 17.

Содержание In в турмалине может изменяться в пределах от 0,8 до 8 г/т (Иванов, 1964). В турмалине мусковитовых пегматитов Восточной Сибири оно составляет 10—30 г/т (Ширяева, Шмакин, 1969); реже — 0,44 г/т (Иванов, 1966). В турмалине из оловорудных месторождений Северо-Востока СССР содержание In значительно больше — 2—28 г/т (Некрасов, 1966). По данным В. В. Иванова (1964), в турмалинах месторождений грейзенового типа индия в 2—3 раза меньше, чем в турмалинах жильных рудопроявлений кварцевого типа.

Скандий. Среднее содержание 34,5 г/т, коэффициент концентрации 11,5.

Так же, как и в роговых обманках и пироксенах, скандий замещает в кристаллической решетке турмалина двухвалентное железо с соответствующей компенсацией заряда вхождением алюминия на место кремния по схеме: $Sc^{3+} + Al^{3+} \rightarrow Fe^{2+} + Si^{4+}$.

По данным А. С. Дудыкиной (1960), содержание Sc в турмалине незначительно и только в турмалине скарнов железорудного месторождения Таежное в Южной Якутии иногда оно достигало 500—600 г/т.

В наибольших количествах скандий отмечается в темно-зеленых и черных турмалинах, ассоциирующих с рутилом и ильменитом (Carobbi, Rieussini, 1947). По нашим данным, содержание Sc в турмалине гранитов колеблется от 6,5 до 39 г/т, что, по-видимому, связано как с непостоянством состава самого турмалина, так и с непостоянным содержанием скандия в магме. Близкие среднему содержания Sc (8 определений) — 44,6 г/т — характерны для турмалинов гранитов Англии (табл. 103).

Таблица 103

Среднее содержание редких элементов в турмалине гранитоидов
Юго-Западной Англии, г/т
(Power, 1968)

Порода	Li	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Ga	Rb	Sr	Zr	Sn	Cs
Гранит (8)	39,1	44,6	37,6	26,2	21,0	24,1	4,6	54,8	2,1	18,2	114,7	27,8	2,1
Аплит (4)	48,5	45,7	35,0	25,0	25,2	30,7	10,7	81,7	Сл.	19,7	91,7	13,0	2,7
Пегматит (4)	229,2	30,2	22,0	4,5	20,7	19,3	7,7	85,0	4,2	15,5	94,5	30,5	11,0
Грейзен (3)	194,3	12,0	20,3	9,0	11,6	24,3	6,0	44,6	Сл.	46,3	138,6	45,0	3,0
Кварц-турмалиновая (6)	449,8	13,3	21,1	18,0	21,8	22,8	5,8	74,3	1,6	39,8	98,6	30,5	6,0

В турмалине из измененных гранитов и кварцевых жил содержание Sc в 2—3 раза меньше, чем в турмалине гранитоидов; оно значительно больше в турмалине из аплитов, а в том же минерале из пегматитов достигает 221,7 г/т (табл. 104). Турмалин кварц-флюоритовых пегматитов Казахстана содержит Sc 260 г/т (Семенов и др., 1966).

По сравнению с гранитами повышено количество Sc и в турмалине скарнов, где оно составляет, по данным А. С. Дудыкиной (1960), в среднем (20 определений) 133 г/т. В турмалине из оловоносных гранитов Северо-Востока СССР содержание Sc значительно меньше среднего — 5—8 г/т (Руб, 1970), что, возможно, связано с наличием в этих гранитах касситерита — минерала, емкого в отношении скандия.

Олово. Среднее содержание 29 г/т, коэффициент концентрации 9,7.

В гранитах различного состава наибольшие количества Sn наблюдаются в турмалине лейкократовых гранитоидов (см. табл. 102). Близко к вычисленному среднему содержание Sn в турмалинах из гранитов Англии (8 определений) 27,8 г/т (Power, 1968); из гранитов Карпато-Балкан (2 определения) — 27,5 г/т (Arsenijevič, 1967). Ниже среднего оно в турмалине из верхнепалеозойских турмалиновых гранитов Малого Хингана — 20 г/т (Бровчук, Миронюк, 1969) и гранитов Армении — 10 г/т (Меликсетян, 1968).

В 2—3 раза больше среднего содержание Sn в турмалине измененных, грейзенизированных, гранитов, что отражает мобилизацию этого элемента в процессе изменения гранитов и его последующее накопление в минералах, сингенетичных этому изменению. Так, в турмалине

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном турмалине гранитоидов и связанных с ними жильных пород, г/т

Элемент	Гранитоиды		Аплиты	Пегматиты	Кварцевые жилы
	интрузивные	измененные			
B	29 946,0 (7)			32 354,8 (8)	
In	4,4 (2)			5,0 (4)	
Sc	34,5 (12)	29,5 (8)	47,1 (6)	221,7 (12)	13,3 (6)
Sn	29,0 (17)	83,6 (11)	19,5 (6)	231,5 (15)	799,2 (9)
Mo	8,5 (6)			6,0 (1)	
Pb	136,6 (3)	19,2 (7)	5,0 (2)	124,48 (10)	10,0 (1)
Co	29,8 (9)	152,7 (9)	100,8 (6)	33,6 (9)	21,8 (6)
Ga	92,1 (12)	138,86 (10)	80,3 (6)	278,5 (16)	65,1 (7)
F	2 847,0 (166)	3 500,0 (1)	7700,0 (1)	2 657,0 (7)	
Li	125,4 (33)	194,3 (6)	1437,2 (5)	1 060,3 (16)	449,8 (6)
Ni	24,1 (8)	163,5 (9)	74,6 (6)	19,4 (5)	22,8 (6)
Zn	175,0 (4)	524,16 (5)	275,0 (2)	780,0 (10)	50,0 (1)
Be	147,0 (7)	31,2 (5)	5,0 (2)	21,8 (8)	3,2 (1)
Au	0,012 (4)				
Mn	1 000,0 (1)	37 500,0 (4)	850,0 (2)	35 000,0 (4)	700,0 (1)
Ti	4 333,0 (3)	3 125,0 (4)	35 000,0 (2)	3 500,0 (4)	2000,0 (1)
V	57,0 (11)	27,9 (9)	77,5 (2)	80,0 (5)	25,2 (7)
Nb	30,0 (1)	1 000,0 (4)		36,0 (12)	550,0 (1)
Y		50,0 (1)		50,0 (4)	550,0 (1)
Cr	26,2 (8)	59,6 (8)	25,0 (4)	4,5 (4)	54,7 (7)
Tl	1,0 (3)			7,5 (4)	
Cu	12,4 (11)	28,5 (8)	48,8 (6)	66,4 (16)	54,97 (7)
Ta	1,6 (1)	340,0 (6)		39,4 (10)	
Zr	81,3 (13)	192,6 (10)	115,3 (6)	263,2 (12)	91,7 (2)
Cs	2,1 (8)	3,0 (3)	2,7 (4)	9,9 (5)	6,0 (6)
Rb	32,5 (25)	200,0 (2)		14,2 (4)	1,6 (6)
Ba	50,0 (1)			60,0 (3)	
W		212,5 (4)	100,0 (2)	50,0 (4)	
Bi		2,5 (4)		10,7 (4)	27,5 (1)
Sb				25,0 (4)	
Ag				1,25 (4)	

измененных гранитов Сибири содержание Sn достигает 100—300 г/т (Рудашевский, 1969). Высокие значения, отмеченные в синих турмалинах, ассоциирующих с касситеритом (Carobbi, Pieruccini, 1947), вероятно отчасти обязаны микровключениям последнего.

Среди жильных пород наибольшее содержание Sn характерно для турмалина из пегматитов и особенно из кварцевых жил, что подтверждает тенденцию накопления олова в наиболее поздних, гидротермальных, продуктах дифференциации гранитных магм (см. табл. 104).

В турмалине докембрийских пегматитов Волыни содержится Sn до 624 г/т (Лазаренко и др., 1960), а в турмалине мусковитовых пегматитов Восточной Сибири — много меньше — до 30 г/т (Ширяева, Шмакин, 1969). Очевидно, это связано с поглощением большей части олова кристаллическими решетками мусковита. Обогащение оловом турмалина жильных пород наблюдалось также в гранитах Англии (см. табл. 103). По сравнению с турмалином из пегматитов и кварцевых жил в турмалине из аплитов этого элемента значительно меньше.

В турмалине из щелочных пород Армении содержание Sn (2 определения) — 10 г/т (Меликсетян, 1969), т. е. ниже, чем в том же минерале из гранитов.

Высокие содержания Sn в турмалине не всегда связаны с рудоносностью вмещающего этот минерал гранитоида. В одних случаях содержания Sn в турмалине оловоносных гранитов понижены, в других — повышены. Турмалин из оловоносных гранитов Дальнего Востока, например, содержит Sn в среднем (5 определений) 18 г/т, и на его долю приходится 0,7% Sn породы (Недашковский, Нарнов, 1968).

С другой стороны, олово постоянно отмечается в турмалинах оловорудных месторождений этого же региона, где его содержание значительно превосходит таковое, вычисленное для турмалина из гранитов. Так, в турмалине из турмалиносодержащих гранитов и грейзенов оловорудного Мяо-Чанского района содержание Sn колеблется от 100 до 300 г/т, а в турмалине из кварц-турмалиновых и турмалиновых пород даже до 1500 и 6000 г/т (Руб, 1970). В турмалине из Центрального Сихотэ-Алинского и Приханкайского оловорудных районов оно составляет от 100 до 500 г/т, достигая 2000 г/т в турмалинах из кварц-турмалиновых рудных тел. Подобные содержания, по-видимому, во многом обусловлены наличием микровключений касситерита.

Высокие значения содержаний Sn — 360—900 г/т — характерны для турмалина из скарнов Северо-Востока СССР (Некрасов, 1966).

Исследование турмалинов с содержанием олова более 1000 г/т на макроанализаторе и электронном микроскопе показало, что большая часть олова входит в состав мельчайших микровключений касситерита (Руб, 1972).

Молибден. Среднее содержание 8,5 г/т, коэффициент концентрации 8,5.

По сравнению с турмалином гранитов в том же минерале пегматитов не наблюдается существенного увеличения содержания этого элемента (см. табл. 104). Турмалин мусковитовых пегматитов Восточной Сибири содержит 6 г/т молибдена (Ширяева, Шмакин, 1969), т. е. также несколько меньше среднего, характерного для гранитов.

В турмалине из щелочных пород Армении содержание Mo (2 определения) — 10 г/т (Меликсетян, 1969), т. е. близко к среднему для турмалинов из гранитов.

Анализируя особенности содержания Mo в турмалине рудоносных гранитоидов, следует отметить, что оно, как правило, больше вычисленного среднего. Так, в турмалине молибденоносных гранитоидов Далидага (Эфендиев, Гейдаров, 1959) и Мегринского плутона (Меликсетян, 1968) оно составляет 10 г/т. Также повышено содержание Mo и в турмалине из оловоносных гранитов Северо-Востока СССР — 20—60 г/т (Руб, 1970). В нерудоносных гранитах (например, Карпато-Балкан) в турмалине молибдена значительно меньше — 1 г/т (Arsenijević, 1967).

Свинец. Среднее содержание 136,6 г/т, коэффициент концентрации 6,8.

Турмалины меланократовых разновидностей гранитоидов содержат свинца больше, чем лейкократовых (см. табл. 102), что, возможно, связано с большим содержанием в последних калиевого полевого шпата. В измененных гранитах турмалины содержат меньше свинца, чем в неизмененных (см. табл. 104), хотя есть сведения, что содержание Pb

в турмалине мусковитовых гранитов Восточной Сибири может достигать 8910 г/т (Лебедев, 1937). Однако подобные значения скорее всего обусловлены микровключениями галенита.

По данным М. М. Сливко (1959), свинец встречается преимущественно в турмалинах пегматитов. Данные автора (см. табл. 104) этого не подтверждают, хотя в редкометалльных пегматитах этот минерал может содержать до 800 г/т свинца (Иванов, Бояджиева, 1970).

В турмалине из рудоносных гранитоидов Мегринского плутона содержание Pb больше среднего и составляет 100—300 г/т (Меликсетян, 1968). Весьма непостоянно содержание свинца и в турмалине из оловоносных гранитов Северо-Востока СССР (Руб, 1970), в котором оно колеблется от 30 до 1000 г/т.

Кобальт. Среднее содержание 29,8 г/т, коэффициент концентрации 6,0.

Близкие к вычисленному среднему содержания Co (8 определений) — 21 г/т — характерны для турмалинов гранитов Англии (см. табл. 103). В турмалине жильных пород оно довольно постоянное, хотя в аплитах наблюдаются устойчиво повышенные его содержания в этом минерале (см. табл. 104).

Галлий. Среднее содержание 92,1 г/т, коэффициент концентрации 4,6.

По данным О. В. Вершковой (1964), содержание Ga в турмалинах непостоянно и колеблется от 10 до 100 г/т. В метаморфических породах Алданского щита оно составляет 58 г/т (Маракушев, Полин, 1961), а в породах Японии — 37 г/т (Nisikawa, 1958).

Среди гранитоидов различного состава наибольшее содержание Ga (400 г/т) характерно для турмалинов лейкократовых гранитов, а среди жильных пород — для турмалинов пегматитов, в которых оно достигает 278 г/т (см. табл. 102, 104). Особенно значительная концентрация Ga наблюдается в турмалине редкометалльных пегматитов — 500—800 г/т (Иванов, Бояджиева, 1970). Более низкие значения установлены в турмалинах слюдоносных пегматитов. Например, турмалин мусковитовых пегматитов Восточной Сибири содержит Ga 6—60 г/т (Ширяева, Шмакин, 1969), что, возможно, связано с большой изоморфной емкостью мусковита в отношении этого элемента.

Повышенные содержания Ga нередко отмечаются в турмалине грейзенизированных гранитов, где они составляют в среднем 139 г/т (см. табл. 104), в турмалине измененных гранитов Сибири — 100—300 г/т (Рудашевский, 1969). Более низкое среднее содержание Ga в турмалинах гранитов Англии, равное (8 определений) 54,8 г/т (Power, 1968), наследуется и турмалинами пегматитов, в которых оно составляет (4 определения) 85 г/т, т. е. ниже среднего, характерного для пегматитов (см. табл. 103).

В турмалине из оловоносных гранитов Северо-Востока СССР (Руб, 1970) содержания Ga весьма непостоянны — от 30 до 200 г/т.

Фтор. Среднее содержание 2847 г/т, коэффициент концентрации 3,5.

По данным Немеца (Nemeč, 1969), содержание F в шерлах может достигать 10 000 г/т. Среднее содержание F в шерлах и дравитах, вычисленное Немецем, составляет 2850 г/т, т. е. весьма близко приведенному выше.

По сравнению со средним турмалин из гранитов Западной Австралии содержит значительно меньше фтора — 700 г/т (Simpson, 1931), а из гранитов Приморья — значительно больше — 3500 г/т (Руб и др., 1969). Подобное непостоянство содержания фтора в турмалине позволяет использовать эту особенность его состава в качестве индикатора рудоносности гранитоидов, тем более, что огромная роль фтора в переносе и концентрации редких элементов общеизвестна. Правомерность этого можно проиллюстрировать на примере, показывающем существенные отличия в содержании фтора в турмалинах рудоносных и нерудоносных пегматитов. В гранитоидах Приморья турмалины слюдоносных пегматитов содержат 4600 г/т фтора, а редкометалльных — 7800 г/т. Содержание фтора в турмалине гранитов этого района — 3500 г/т, т. е. также выше вычисленного среднего. Как видно, обогащенность магмы фтором наследуется турмалином жильных пород.

Как правило, турмалины жильных пород, сопровождающих гранитоиды, содержат больше фтора, чем турмалины гранитов. Примечательно при этом, что даже турмалины аплитов содержат его значительно больше (7700 г/т) по сравнению со средним. Реже наблюдаются меньшие содержания: в турмалине мусковитовых пегматитов Восточной Сибири — 1500 г/т (Ширяева, Шмаков, 1969), а докембрийских пегматитов Воьлины — 100—2100 г/т (Лазаренко и др., 1960).

Следует отметить следующую особенность, касающуюся содержания фтора в турмалинах. В магматических и постмагматических образованиях Балыгычано-Сугойского района фтор является характерным элементом, однако его содержание в турмалине не превышает 900 г/т. В турмалинах Мяо-Чанского района, для магматических и постмагматических образований которого фтор не характерен, его содержание в турмалинах значительно больше и колеблется от 4000 до 7600 г/т (Руб, 1970). Подобные наблюдения могут рассматриваться как иллюстрация «правила долярности» В. Н. Лодочникова и объясняться расщеплением элемента в начальные и главные стадии кристаллизации.

Литий. Среднее содержание 125,4 г/т, коэффициент концентрации 3,1.

Среди гранитоидов различного состава наибольшие содержания Li характерны для турмалинов лейкократовых гранитов (см. табл. 102).

Это может быть следствием более низкого содержания в них биотита — главного минерала-носителя и минерала-концентратора Li в гранитоидах. Действительно, графический анализ распределения Li между гранитом и турмалином и между гранитом и биотитом свидетельствует о существовании зависимости, близкой к обратной (рис. 12, 13). Поэтому содержание Li в турмалине зависит не только от содержания этого элемента в граните, но и от количества в нем биотита.

По сравнению с приведенным средним турмалин из гранитоидов Армении содержит лития значительно больше — 300 г/т (Меликсетян, 1968), а турмалины из гранитов Западной Австралии — 736 г/т (Simpson, 1931), в то время как в турмалинах из гранитов Англии (Power, 1968) и Балкано-Карпатских гор (Arsenijević, 1967) его определено соответственно 39 г/т (8 определений) и 8,7 г/т (8 определений). Наблюдается интересная зависимость, заключающаяся в том, что в турмалинах гранитов, содержащих акцессорные минералы Li, этого элемента

больше — 100—120 г/т, — чем в том же минерале нелициеносных гранитов — 30—70 г/т (Ляхович, 1963₃).

Турмалин, образование которого сопровождается грейзенизацию гранитов, содержит больше Li, чем обычный позднемагматический турмалин (см. табл. 104). Повышенные значения Li установлены и в турмалине измененных гранитов Сибири — 100—300 г/т (Рудашевский, 1969).

Турмалин жильных пород, сопровождающих гранитоиды, содержит, как правило, значительно больше Li, чем турмалин материнских гранитов. В том же минерале из пегматитов количество Li составляет в среднем 1060 г/т (см. табл. 104). В 5,5 раза оно больше в турмалине пегма-

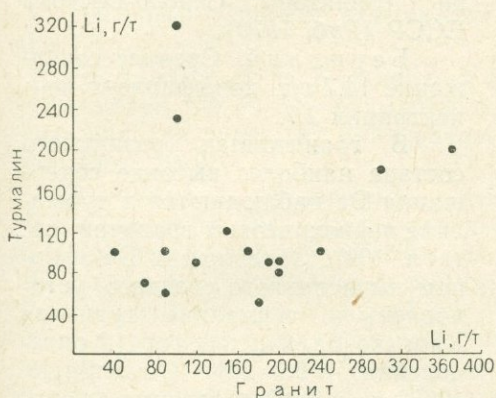


Рис. 12. Характер распределения лития между турмалином и вмещающим его гранитом, Северо-Восток СССР (по материалам А. Д. Червинской)

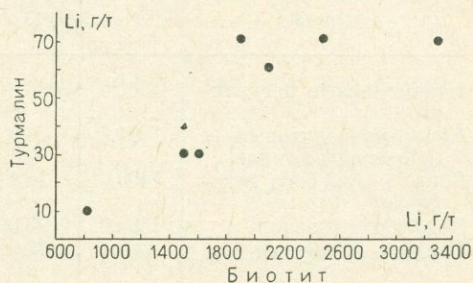


Рис. 13. Зависимость содержания лития в турмалине от содержания лития в биотите. Гранитоиды Северо-Востока СССР (по материалам А. Д. Червинской)

титов Англии, чем в турмалине гранитов (см. табл. 103). Богатые литием турмалины пегматитов получили название эльбаитов.

Турмалины редкометалльных пегматитов содержат Li значительно больше, чем турмалины слюдяных пегматитов. Так, в турмалинах из слюдоносных пегматитов Приморья его отмечено 184 г/т, а из редкометалльных пегматитов — 7544—8000 г/т (Иванов, Бояджиева, 1970). Подобная зависимость, как было отмечено, характерна и для содержания фтора и может быть использована как важный индикаторный и поисковый признак.

По сравнению со средним для турмалина посткембрийских пегматитов турмалины докембрийских пегматитов Волыни содержат значительно меньше Li — от 184 до 322 г/т (Лазаренко и др., 1960), а турмалины докембрийских гранитов Молдавии еще меньше — 160 г/т.

О характере изменения содержания Li в турмалине в зависимости от его приуроченности к различным зонам пегматитов можно судить по данным табл. 105.

Турмалины гидротермального генезиса содержат Li значительно меньше. Например, в этом минерале из кварцевых жил массива Акчагау его отмечено 70 г/т.

Никель. Среднее содержание 24,1 г/т, коэффициент концентрации 3.

Среди жильных пород, сопровождающих граниты, увеличение содержания Ni больше среднего отмечено в турмалине аплитов, а наибольшие — в турмалине грейзенизированных гранитов (см. табл. 104).

Цинк. Среднее содержание 175 г/т, коэффициент концентрации 2,9.

Содержание Zn в турмалинах измененных гранитов достигает 524 г/т, а в турмалине пегматитов — 780 г/т (см. табл. 104). В турмалинах рудоносных гранитоидов Мегринского плутона оно составляет 100—300 г/т (Меликсетян, 1968).

Таблица 105
Среднее содержание Li и F в турмалине мусковитовых пегматитов Сибири, г/т (Ширяева, Шмаков, 1969)

Порода	F	Li
Неизмененные пегматиты	1500,0	30,8
Кварц-мусковитовый замещающий комплекс	1300,0	24,8
Зона кварцевого замещения	1400,0	18,4
Зона альбитизации	1400,0	23,0
Поздние прожилки	—	31,3

Близкие содержания цинка (100—200 г/т) установлены в турмалине гранитов Северо-Востока СССР (Руб, 1970).

Бериллий. Среднее содержание 14,7 г/т, коэффициент концентрации 2,7.

В гранитоидах различного состава наиболее высокие содержания Be наблюдаются в турмалине лейкократовых гранитов (см. табл. 102). Содержания Be, меньшие вычисленного среднего, установлены в турмалине гранитов Карпато-Балканских гор (3 определения) — 8,7 г/т (Arsenijević, 1967) и молибденоносных гранитов Армении — 10 г/т (Меликсетян, 1968).

В турмалине оловоносных гранитов Северо-Востока СССР оно равно 7—10 г/т (Руб, 1970).

Содержание Be в турмалине пегматитов и в особенности измененных гранитоидов значительно больше среднего (см. табл. 104), что отражает тенденцию этого элемента накапливаться в поздних расплавах или растворах. Однако в турмалине из пегматитов, богатых мусковитом — минералом, емким в отношении бериллия, оно может быть малым. Например, турмалины из мусковитовых пегматитов Сибири содержат Be от 1 до 20 г/т (Ширяева, Шмаков, 1969).

В низкотемпературных турмалинах бериллия меньше. В турмалине из кварцевых жил количество его составляет 3,2 г/т (см. табл. 104). Турмалин из гранитных пегматитов Северо-Востока СССР содержит Be 36 г/т, турмалин из грейзенов — 11,5 г/т, из касситерит-турмалиновых жил — 9,7—17,2 г/т, из турмалин-хлоритовых жил — 3,2 г/т (Некрасов, 1966).

Золото. Среднее содержание 0,012 г/т, коэффициент концентрации 2,6.

Среднее содержание Au в турмалине (4 определения) составляет 0,012 г/т (Щербаков, Пережогин, 1964), а в турмалине гранитоидов Чаткальской зоны оно равно (8 определений) — 0,0042 г/т (Давлетов, 1970).

Ванадий. Среднее содержание 57 г/т, коэффициент концентрации 1,7.

Турмалины лейкократовых гранитов содержат V значительно больше, очевидно, в силу практического отсутствия в них других цветных

минералов, в кристаллических решетках которых мог бы рассеиваться этот элемент (см. табл. 102). Превышает среднее значение и содержание V в турмалинах гранитоидов Северо-Востока СССР — 50—200 г/т (Руб, 1970). Турмалин жильных пород содержит весьма сходное количество V и только в турмалине из пегматитов оно достигает 80 г/т (см. табл. 104). Аналогичные соотношения наблюдаются в турмалине гранитов Англии и сопровождающих их жильных пород (см. табл. 103).

В результате ассимиляции ванадиеносных сланцев наблюдается образование ванадиевых турмалинов, содержащих V 39 кг/т (Бадалов, 1951). Несколько позже ванадийсодержащий дравит был описан из Таньганьики (Mc Kie, 1958).

Ниобий. Среднее содержание 30 г/т, коэффициент концентрации 1,5.

По данным М. В. Кузьменко и Е. М. Еськовой (1968), в турмалине установлено Nb 49 г/т. Турмалин из среднепалеозойских гранитов Малого Хингана содержит аналогичное количество Nb — 49 г/т (Бравчук, Миронюк, 1969).

В турмалине из пегматитов содержание Nb составляет в среднем 36 г/т (см. табл. 104), хотя в отдельных случаях оно несколько больше. Максимальные количества Nb — 84 г/т (Матиас, Карманова, 1963) и 100 г/т также определены в турмалине гранитных пегматитов. Еще большие значения содержаний Nb — 1000 г/т — характерны для турмалинов измененных гранитов (см. табл. 104). Однако в последнем случае не исключено влияние микровключений тантало-ниобатов. В поздних турмалинах содержание Nb меньше.

Иттрий. Среднее содержание 50 г/т, коэффициент концентрации 1,5.

В турмалине из гранитоидов Северо-Востока СССР содержание Y составляет 30—1000 г/т (Руб, 1970). В турмалине пегматитов оно равно среднему, а в том же минерале из кварцевых жил в 10 раз больше такового (см. табл. 104).

Хром. Среднее содержание 26,2 г/т, коэффициент концентрации 1.

Содержание Cr значительно меньше в турмалине из пегматитов и больше в турмалине из кварцевых жил и измененных гранитов (см. табл. 104). Несмотря на малый коэффициент концентрации, содержание Cr в турмалине достаточно чутко отражает геохимические особенности вмещающих пород. Так, хромовые турмалины встречаются в связи с месторождениями хромита, а также в железорудных метаморфических толщах (Шендеров, 1955). Хромовый турмалин, содержащий Cr 66,2 кг/т, встречен в хромсодержащих скарнах Финляндии, залегающих среди серпентинитов и кварцитов (Peltola e. a., 1968).

Таллий. Среднее содержание 1 г/т, коэффициент концентрации 0,7.

Турмалины из пегматитов содержат Tl в 7 раз больше, чем тот же минерал из гранита (см. табл. 104). В турмалине из пегматита, анализированном Д. Шоу (1959), его 0,03 г/т. По данным В. В. Иванова (1966), содержание Tl в турмалине из пегматитов может достигать 17,5 г/т, в турмалине из силикатно-сульфидных руд оно составляет 12 г/т (Иванов, 1964).

Медь. Среднее содержание 12,4 г/т, коэффициент концентрации 0,6.

Повышенное содержание Си отмечается в турмалине лейкократовых гранитов (табл. 102) и особенно (100—300 г/т) в турмалине гранитоидов рудоносного (Си—Мо) Мегринского плутона (Меликсетян, 1968). Не исключено, что это связано с микровключениями халькопирита. В оловоносных гранитах Северо-Востока СССР (Руб, 1970) оно непостоянно и колеблется от 2 до 70 г/т.

В жильных породах турмалин содержит в 7—9 раз больше Си, чем турмалин материнских гранитов (см. табл. 104). В 1,5—2 раза повышено содержание Си и в турмалине из жильных пород, сопутствующих гранитам Англии (см. табл. 103). Все это свидетельствует о тенденции этого элемента накапливаться в поздних продуктах кристаллизации.

Тантал. Среднее содержание 1,6 г/т, коэффициент концентрации 0,5.

В турмалиновых гранитах Малого Хингана турмалин содержит Та 1,6 г/т (Бровчук, Миронюк, 1969). По сравнению с гранитом в турмалине пегматитов тантал присутствует в большем, хотя и в крайне непостоянном количестве. В том же минерале из редкометалльных пегматитов Сибири его содержится исчезающе мало (Кузьменко, 1963) или он присутствует в количестве 16,4—49,2 г/т (Сергеева, 1960). К вычисленному среднему содержанию Та в турмалине пегматитов — 39,41 г/т (см. табл. 104) близки средние значения, приводимые для пегматитов в литературе (8 определений) — 45,1 г/т (Матиас, Карманова, 1963). Установлено, что в турмалине оно увеличивается при переходе от безрудных к литиевым танталсодержащим пегматитам.

Цирконий. Среднее содержание 81,3 г/т, коэффициент концентрации 0,4.

По данным Дегенхардта (1959), среднее содержание Zr в турмалине составляет 14,5 г/т при колебании от 11 до 18 г/т. Батлер (Butler, 1953) только в одном из четырех образцов турмалина обнаружил Zr 55 г/т. В гранитах Англии среднее содержание Zr в турмалине выше среднего и составляет (8 определений) 114,7 г/т (Power, 1968).

Процессы дифференциации приводят к накоплению Zr в турмалине аплитов и пегматитов (см. табл. 104). Турмалин, образующийся в процессе изменения гранитоидов, особенно при их грейзенизации также содержит циркония в 2 раза больше, по сравнению с вычисленным средним (см. табл. 104). Аналогичное увеличение содержания Zr в турмалине из грейзенов отмечалось и в гранитах Англии (см. табл. 103).

В турмалине из оловоносных гранитов Северо-Востока СССР оно колеблется от 10 до 50 г/т (Руб, 1970).

Цезий. Среднее содержание 2,1 г/т, коэффициент концентрации 0,4.

В турмалине из пегматитов наблюдается 4-кратное, а из кварцевых жил — 3-кратное обогащение цезием, что свидетельствует о четко выраженной тенденции этого элемента концентрироваться в поздних дифференциатах (см. табл. 104). Повышенные содержания Cs в турмалине можно использовать как индикатор при поисках редкометалльных пегматитов. Так, в турмалинах слюдоносных пегматитов Приморья Cs

не присутствует, а турмалины редкометалльных пегматитов содержат его 5—6 г/т (Иванов, Бояджиева, 1970).

Рубидий. Среднее содержание 32,5 г/т, коэффициент концентрации 0,1.

Значительно больше рубидия содержат турмалины оловоносных гранитов Северо-Востока СССР (17 определений) — 47 г/т. Это напоминает повышенное содержание Rb в калиевом полево шпате из рудоносных гранитов Казахстана и может рассматриваться как благоприятный поисковый признак. Содержание Rb несколько больше в турмалине из пегматитов, а в турмалине измененных гранитов достигает 200 г/т (см. табл. 104).

Низкий коэффициент концентрации Rb в турмалине свидетельствует о том, что этот минерал не отражает тех изменений в концентрации Rb, которые происходят в гранитной магме в процессе ее кристаллизации. Это подтверждается также существованием зависимости, близкой к обратной, между содержанием Rb в турмалине и в граните (рис. 14). Последнее связано с большим на рассеяние этого элемента наличия других минералов — биотита и калиевого полевого шпата.

Стронций. Среднее содержание 44,6 г/т, коэффициент концентрации 0,1.

Турмалины гранитов Англии содержат Sr 18,2 г/т (см. табл. 103), а тот же минерал гранитов Северо-Востока СССР (Руб, 1970) — значительно больше — 100—200 г/т. По сравнению с гранитами содержание Sr уменьшается в турмалине пегматитов и особенно значительно в турмалине из кварцевых жил. Например, в турмалине из кварцевых жил массива Акчау содержится Sr 180 г/т.

Аналогичные соотношения характерны для стронция и в турмалинах гранитов Англии (см. табл. 103).

Барий. Среднее содержание 50 г/т, коэффициент концентрации 0,06.

В турмалинах барий присутствует редко. В гранитах Северо-Востока СССР он содержит Ba 50 г/т (Руб, 1970).

Висмут. Наибольшего значения достигает содержание Bi в турмалине из кварцевых жил — 27,5 г/т (см. табл. 104), что в 275 раз больше кларка этого элемента в гранитоидах. Высокая степень концентрации Bi в турмалине позволяет рассматривать его как минерал-индикатор на этот элемент.

Вольфрам. Содержание W наиболее значительно в турмалине грейзенизированных гранитов — 212 г/т (см. табл. 104), что свидетельствует о концентрации этого элемента в растворах, производивших изменение гранита, и о возможности использования турмалина как минерала-индикатора на вольфрам.

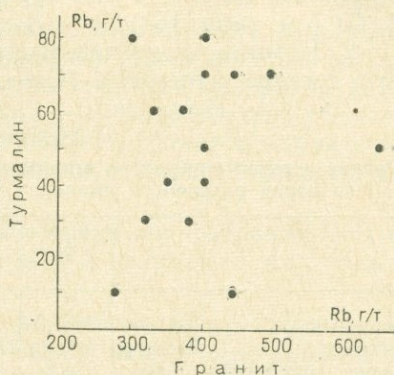


Рис. 14. Характер распределения рубидия между турмалином и вмещающим его гранитом, Северо-Восток СССР (по материалам А. Д. Червинской)

Индикаторные признаки акцессорного турмалина

1. В наибольшей степени в турмалине концентрируются Ge, Zn, Sc, Sn, Mo, содержание которых в 8—25 раз превышает кларки этих элементов в кислых породах. Для этих элементов, а также, по-видимому, для Bi и W турмалин может рассматриваться как надежный геохимический минерал-индикатор. Содержание редких и рудных элементов в турмалине зависит от его состава и степени дифференциации гранитной магмы: содержание Mg, Ti и Ca последовательно уменьшается от турмалинов гранитов к турмалинам аплитов, пегматитов и кварцевых жил. Для турмалинов из кварцевых жил характерны высокие концентрации Sn, Bi, Cu, а для турмалинов из пегматитов — Sc, Ga, Zn, Ta, Li, Cs (см. табл. 104).

2. Помимо элементов, изоморфно замещающих основные компоненты в составе турмалина ($Ga \rightarrow Al$; $Zn \rightarrow Fe$; $Li \rightarrow Mg$), в нем иногда присутствуют элементы, появление которых связано со своеобразными условиями формирования гранитов и которые, таким образом, могут быть использованы в качестве индикаторов при выяснении генезиса пород (табл. 106). Так, Ni, Co и Cr появляются в турмалине, когда вмещающие его породы залегают вблизи амфиболитов или серпентинитов (Nemes, 1953). Хромовые турмалины обнаружены в тальковых сланцах

Таблица 106

Редкие и рудные элементы в турмалинах из пород различного состава, г/т

	Li	Rb	V
Серпентинит	Не опр.	5865,0	1400,0
Кварцит	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Гранит (среднее)	125,4	26,2	57,0

Урала, образовавшихся за счет метаморфизма ультраосновных магматических пород. Хромсодержащий дравит, найденный в метаморфических породах криворожской свиты, указывает на то, что эти породы, очевидно, образовались в результате метаморфизма основных изверженных пород (Шендеров, 1955). Можно предположить, что кварцевые диориты и плагиограниты, связанные с габбро, отличаются по составу встречающегося в них турмалина от аналогичных пород, связанных с гранитами. В турмалине гранитоидов, связанных с габбро, в большом количестве содержатся Cr, Ni, Co, V, Ti, Mg.

При выяснении генезиса гранитов важно иметь в виду, что в осадочно-метаморфических породах (Барсанов, Яковлева, 1964) или в эндоконтактовых фациях гранитных массивов (Сливко, 1959) встречаются турмалины преимущественно дравитового состава, в то время как в неизменных гранитах магматического генезиса преобладают шерлы. Поэтому магниезальный состав турмалина может указывать на то, что граниты образовались в результате щелочного метасоматоза метаморфических толщ или, что в процессе формирования гранита имела место ассимиляция вмещающих пород. Так, в докембрийских гранитах Украины присутствуют турмалины с большим содержанием Mg (см. табл. 100). Турмалин из пород с явными следами ассимиляции (например, гранитоиды первой интрузивной фазы Мегринского плутона) содержит значительную примесь дравитового компонента (Меликсетян, 1959). Наличие ванадия в турмалинах не характерно, но

иногда в результате ассимиляции ванадиеносных сланцев наблюдается образование ванадиевых турмалинов (Бадалов, 1951).

При выяснении генезиса гранита можно использовать и некоторые морфологические особенности аутигенного турмалина. Аутигенные турмалины присутствуют в основном в форме односторонних наростов на кластических зернах турмалина, что связано с полярно-электрическими свойствами этого минерала. В некоторых случаях аутигенный турмалин обрастает обломочное зерно, как бы регенерируя его до формы призмы. Однако дальнейший рост всегда идет по оси *C*. В результате образуется подобие естественного удлинения кристалла, который оканчивается асимметричной пирамидой или моноэдром, хотя иногда встречаются наросты с неправильными контурами и зазубренными окончаниями.

3. Турмалины могут быть определенным индикатором рудоносности. Так, если в турмалине из гранитов среднее содержание Sn составляет 29 г/т, то в турмалине из оловоносных гранитов оно равно 100—300 г/т, а из кварц-касситеритовых жил — 1000—6000 г/т (Онтоев, 1956). Кроме того, для турмалинов оловоносных гранитов характерны повышенные концентрации Rb, что, возможно, отражает процессы калиевого метасоматоза.

По особенностям состава, по высокой степени концентрации W и Bi в турмалине из грейзенизированных гранитов и кварцевых жил, можно судить о рудоносности этих образований.

Он может быть также индикатором рудоносности пегматитов, так как, будучи поздне- и постмагматическим, по времени выделения он концентрируется именно в них. Так, по сравнению с турмалином слюдоносных пегматитов турмалин редкометальных пегматитов содержит в 1,5 раза больше фтора, в 3 раза — цезия и тантала, в 4 раза — лития. Ранее уже указывалось (Гинзбург, 1954), что турмалин следует использовать как чувствительный индикатор при поисках руд редких и рассеянных элементов, связанных с пегматитами. Наличие синего или зеленого турмалина свидетельствует об интенсивном развитии альбитизации, с которой связано появление редкометального оруденения (Sn, Ta, Nb), а розовых и полихромных турмалинов — о процессах лепидолитизации, сопровождаемых образованием минералов Cs, Li, Ta. Турмалины натро-литиевых пегматитов характеризуются повышенным содержанием Li (Сливко, 1955). Увеличение концентрации Ta и Nb в черных турмалинах при переходе от безрудных к литиевым танталсодержащим пегматитам может служить критерием при поисках танталоносных пегматитов.

Турмалиносодержащие граниты представляют большой интерес не только как потенциальный источник бора, но и как породы, в которых концентрируется значительное количество Cs и Sn (Ляхович, 1963, 1968).

В турмалине, минерале позднем по времени выделения, накапливаются многие рудные элементы — Ge, Sc, Sn, Mo, Pb (см. табл. 101). Поэтому величина содержания в нем этих элементов может отражать рудогенерирующую способность гранитов. На примере турмалинов Дальнего Востока было установлено, что турмалины — спутники оловоносного оруденения касситерит-силикатной формации — содержат Sn,

Sr, Be больше, а Ga меньше, чем турмалины гранитов, пегматитов и грейзенов.

4. По содержанию элементов-примесей в турмалине можно судить о времени его выделения. Титан и цирконий в максимальных количествах накапливаются в наиболее ранних железистых турмалинах. По сравнению с турмалином из гранитов, турмалин из пегматитов содержит больше Li. В поздних цветных турмалинах отмечается также накопление Zn и Pb (Сливко, 1959).

ПИРИТ

Пирит — широко распространенный аксессуарный минерал гранитоидов. Его содержания в породе подвержены значительным колебаниям. Наиболее высокие концентрации пирита характерны для кварцевых

Таблица 107

Средние содержания и частота встречаемости пирита в гранитоидах различного состава

Порода	Среднее содержание, г/т	Частота встречаемости, %
Кварцевые диориты и плагиограниты габбровой формации	1026,7	100,0
Граниты грейзенизированные	370,0	100,0
Граниты лейкократовые	38,5	84,0
Граниты гибридные	155,3	100,0
Кварцевые жилы	97,0	100,0
Кварцевые диориты — гранодиориты гранитной формации	39,3	96,0
Пегматиты	63,5	96,7
Граниты биотитовые послекембрийские	9,1	94,0
Аляскиты геосинклиналей	56,3	95,0
Граниты альбитизированные	23,0	83,0
Граниты биотитовые докембрийские	20,2	100,0
Аляскиты платформ	16,1	90,0
Аплиты	3,1	100,0

диоритов и гранодиоритов, связанных с габбро, наиболее низкие — для аплитов. Докембрийские биотитовые граниты содержат пирита в 2 раза больше, чем послекембрийские (табл. 107). Среди гранитоидов Советского Союза наиболее обогащены пиритом гранитоиды Урала, Русской платформы и особенно Дальнего Востока.

Пирит образуется в большом диапазоне температур и по происхождению может быть позднематматическим, гидротермальным или даже гипергенным. Форма кристаллов пирита зависит от времени его выделения, особенностей состава и окислительно-восстановительных условий процесса кристаллизации. Наиболее распространены куб {100} и пентагондодэкаэдр {210}, несколько меньше — октаэдр {111}. Самыми устойчивыми в различных стадиях гидротермального процесса являются кристаллы пентагондодэкаэдрического, кубического и октаэдрического облика и частич-

но {211}. В высокотемпературной стадии развиваются в основном кубические и октаэдрические кристаллы, в среднетемпературной — пентагондодэкаэдрические, в низкотемпературной (Абдуллаев, 1957) — кристаллы, образованные гранями куба и пентагондодэкаэдра. Попытки определить зависимость между формой кристаллов пирита и содержанием в нем редких или рудных элементов не дали однозначного результата. Октаэдрический габитус объяснялся повышенным содержанием в пирите Co и Ni, а иногда Co и As (Казицын, 1956). Однако последую-

шие исследования показали, что наибольшими содержаниями As ($>0,1\%$) обладают кристаллы, ограниченные гранями куба, пентагонального додекаэдра и их комбинацией. В кристаллах, образованных комбинацией граней $\{100\}$ и $\{111\}$, они не больше $0,1\%$. Замечено, что при концентрациях, близких к $0,1\%$, грани октаэдра развиты незначительно. Отсюда следует, что высокие содержания мышьяка не отражаются на развитии октаэдрических граней. Содержание Mn выше в октаэдрических, а Ni и Co в кубических кристаллах (Авякян, Мкртчян, 1965).

Для аутигенного пирита из верхнего битуминозного комплекса олигоценовых отложений в районе Марамуреш (Румыния) установлено изменение габитуса кристаллов в зависимости от концентрации ионов Fe и Cu в морской воде: при высокой концентрации этих элементов образуются кристаллы кубического габитуса, при низкой — таблитчатые, часто двойникованные (Stoicovica, Petreus, 1969).

Редкие элементы в акцессорном пирите

Сравнительно детальный обзор литературы по содержанию элементов-примесей в пирите различного генезиса был сделан М. Флейшером (Fleischer, 1955), а позже В. Г. Прохоровым (1970). Из анализа литературных данных следует, что форма нахождения редких элементов в пирите различна. Помимо изоморфной примеси весьма вероятно наличие разнообразных микровключений собственных минералов других элементов: халькопирита, галенита, сфалерита, арсенипирита, танталониобатов и т. п. Особенно это относится к позднему гидротермальному пириту. В то же время небольшие количества этих элементов могут находиться в пирите и в виде твердого раствора.

Кристаллохимический анализ, основывающийся на рассмотрении особенностей распределения Co, Ni, Bi, Ta, Ag, Au, Se и Te в пиритах из эндогенных месторождений Карамазара, позволяет считать, что только Co, Ni, Se и Te изоморфно входят в решетку пирита, остальные элементы присутствуют в пирите в виде механических или эпитаксиальных вростков. Примеси Ag и Bi связаны с вростками матильдита, ширмерита, волинскита и богдановичита; Ag и Sn могут присутствовать во вростках окартита; Ag — во вростках креннерита, сільванита, петцита, костовита и аурустибита. Примесь Tl обусловлена вростками лорандита, круксита, рагинита (Бадалов, Поваренных, 1970).

Наиболее хорошо изучены редкие элементы в пиритах гидротермального и осадочно-метаморфического генезиса, а по составу пирита изверженных пород имеются только отрывочные сведения. Данные, помещенные в приводимых ниже таблицах, касаются только акцессорного пирита гранитоидов. Средние содержания различных редких и рудных элементов в пирите получены на основании 109 частных количественных определений Au, Nb, Mo, U, Sn, Ag, заимствованных из литературы и 52 полуколичественных спектральных определений остальных элементов, выполненных в ИМГРЭ.

В пирите концентрируются преимущественно рудные халькофильные элементы, особенно Se, Bi, Co, Cd, As, Sb, Sc, Ni, Mo, Cu, а также Au, Ag, для которых он может рассматриваться как надежный геохи-

мический минерал-индикатор (табл. 108). Литофильные элементы (U, Nb, Zr, Ga, Mn) в пирите не накапливаются.

Таблица 108

Средние содержания и коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в акцессорном пирите интрузивных гранитоидов

Элемент	Среднее содержание, г/т		K	Элемент	Среднее содержание, г/т		K
	в кислых породах (кларк)	в пирите			в кислых породах (кларк)	в пирите	
Se	0,05	46,0	920,0	U	3,5	17,0	4,9
Au	0,0045	3,6	800,0	Zn	60,0	275,1	4,6
Bi	0,01	6,7	670,0	Nb	20,0	66,6	3,3
Ag	0,05	13,7	274,0	Sn	3,0	8,1	2,7
Co	5,0	1114,4	223,0	Pb	20,0	27,7	1,3
Cd	0,1	20,0	200,0	Zr	200,0	166,3	0,8
As	1,5	213,7	142,0	Ga	20,0	10,0	0,5
Sb	0,26	25,7	100,0	Cr	25,0	10,0	0,4
Ni	8,0	298,6	37,0	V	40,0	5,0	0,1
Mo	1,0	28,3	28,3	Mn	600,0	99,5	0,16
Cu	20,0	242,2	12,1	Ti	2300,0	61,4	0,03

Селен. Сведения по содержанию селена в пирите гранитоидов крайне скудны. Упоминается, например, что пирит диорита габбровой формации (Урал) содержит Se 46 г/т (Соболев, 1965). В пирите сульфидных месторождений содержание Se больше, однако оно крайне непостоянно: от 7 до 230 г/т (Бадалов, Поваренных, 1970). В пирите скарнов железорудных месторождений селена меньше — 12,34 г/т (Есимов, 1971).

Максимальные концентрации селена характерны для месторождений, где пирита сравнительно мало и он отлагается раньше других сульфидов. Не исключено, однако, что наличие значительных количеств селена может быть обусловлено присутствием ферроселита — $FeSe_2$, минерала, образующего с пиритом серию твердых растворов (Coleman, Delevaux, 1957).

Золото. Среднее содержание 3,6 г/т, коэффициент концентрации 800.

Золото, часто определяемое в пирите, содержится в нем в количестве менее 10 г/т (Дир и др., 1966). По данным пробирных анализов в пирите рудных оловоносных тел Северо-Востока СССР количество Au достигает 0,5 г/т (Руб, 1970). Более высокие средние содержания Au в акцессорных пиритах — 9,3—26 г/т — установлены на основании радиоактивного анализа (Рожков и др., 1970). Пирит из габбро-диоритов, с которыми парагенетически связано золотое оруденение, содержит 3,8—6,4 г/т Au, т. е. выше среднего. Незначительные концентрации Au (0,17 г/т) характерны для пиритов пропилитизированных и березитизированных кварцевых диоритов (Зверев, Гавриленко, 1971). Несмотря на то, что пирит — основной минерал-носитель золота в скарнах, в пирите метасоматически измененных гранитоидов его лишь 0,047 г/т (Давлетов, 1970).

О степени концентрации Au в пиритах по сравнению с другими минералами можно судить по данным И. Н. Бушлякова (1971), уста-

новившего, что в гранитоидах Верх-Исетского массива концентраторами Au являются мусковит (0,011 г/т) и пирит (22,0 г/т). Сходные данные (25 г/т) получены для пирита полиметаллических месторождений Кавказа (Эфендиев, Бабаева, 1970). Содержание Au ниже среднего — 1,5 г/т — установлено в пирите скарново-магнетитовых руд Ирису (Увадьев, Голованов, 1971).

Считается, что «тонкодисперсное» Au в пирите (и арсенипирите) находится в самородном состоянии. Детальные исследования форм нахождения Au в этом минерале позволили установить наличие самородных частиц Au (23%), а также золота катионной (3,5%) и анионной (70—75%) форм. Возможно, основная часть «тонкодисперсного» Au входит в кристаллическую решетку сульфидов в качестве изоморфной примеси (Коробушкин, 1970).

Встречается золото и в пирите собственно золоторудных или золотосодержащих месторождений. В пирите медно-молибденовых месторождений его около 3 г/т, а в пирите кварц-золоторудных месторождений значительно больше — до 200—500 г/т. В последнем случае пириты нередко являются не только концентраторами, но и носителями золота.

Большие количества золота приурочены к пириту гидротермальных золото-сульфидных месторождений, где он основной носитель этого элемента в рудах (Сахарова, 1968).

Таким образом, повышенное содержание Au в пирите может рассматриваться как индикатор собственно золотого оруденения.

Висмут. Среднее содержание 6,7 г/т, коэффициент концентрации 670.

Среди гранитоидов различного состава пирит диоритов содержит меньше Вi, чем пирит биотитовых гранитов (табл. 109). В пирите кис-

Таблица 109

Средние содержания редких и рудных элементов в акцессорном пирите интрузивных гранитоидов различного состава, г/т

Элемент	Диориты — гранодиориты	Граниты		Гранитоиды (среднее)
		биотитовые	лейкократовые и аляскитовые	
Bi	1,5 (11)	9,9 (21)	3,5 (3)	6,7 (35)
Ag	4,5 (11)	19,3 (23)	5,0 (3)	13,7 (37)
Co	1742,0 (20)	641,9 (23)	550,0 (3)	1114,2 (46)
Cd		20,0 (18)		20,0 (18)
As	209,0 (14)	217,0 (20)		213,7 (34)
Sb	64,2 (12)	68,4 (18)		25,7 (30)
Ni	487,6 (20)	157,9 (23)	117,5 (3)	298,6 (46)
Mo	17,5 (2)	50,0 (1)		28,3 (3)
Cu	215,9 (17)	261,3 (23)	245,0 (3)	242,2 (43)
U		17,0 (2)		17,0 (2)
Zn	50,4 (13)	434,3 (27)	35,0 (3)	275,1 (39)
Nb		66,6 (2)		66,6 (2)
Sn	1,0 (11)	12,0 (20)		8,1 (31)
Pb	25,2 (18)	32,1 (25)	7,0 (3)	27,7 (46)
Zr	269,4 (16)	79,5 (19)		166,3 (35)
Ga	5,6 (15)	1,6 (19)		3,3 (34)
Cr	10,0 (11)			10,0 (11)
V		5,0 (17)		5,0 (17)
Ti	30,0 (11)	72,5 (17)	117,5 (3)	61,4 (31)

лых эффузивов или габбро количество Вi ниже среднего, а в том же минерале пегматитов выше такового (табл. 110).

Таблица 110

Средние содержания редких и рудных элементов в акцессорном пирите различных типов пород, г/т

Элемент	Граниты интрузивные	Пегматиты	Эффузивы кислые	Основные породы	Осадочно-метаморфические породы
Bi	6,7 (35)	50,0 (2)	5,0 (3)	5,0 (2)	
Ag	13,7 (37)	50,0 (1)	1,0 (1)	3,0 (3)	
Co	1114,2 (40)	550,0 (2)	30,0 (5)	2734,2 (3)	374,5 (2)
Cd	20,0 (18)				
As	213,7 (34)	2334,0 (2)	770,0 (3)	100,0 (1)	
Sb	25,7 (30)		100,0 (1)		
Ni	298,6 (46)	275,0 (2)	60,0 (1)	1020,0 (6)	30,0 (2)
Mo	28,3 (3)			15,0 (3)	
Cu	242,2 (43)	425,0 (2)	3383,0 (6)	190,0 (6)	174,5 (2)
Zn	275,1 (39)	500,0 (2)	100,0 (2)	136,0 (6)	174,5 (2)
Nb	66,6 (5)		30,0 (1)		
Sn	8,1 (31)	400,0 (1)		10,0 (2)	
Pb	27,7 (46)	55,0 (2)	28,0 (5)	22,0 (6)	
Zr	166,3 (35)			17,0 (5)	
Ga	3,3 (34)			6,0 (3)	
Cr	10,0 (11)			2272,0 (4)	
V	5,0 (17)			3,0 (3)	
Mn	99,5 (11)	100,0 (1)	300,0 (2)	35,0 (5)	
Ti	61,4 (31)				
Sr			30,0 (1)	18,0 (3)	
Li	175,0 (2)		140,0 (5)		

Значительно больше Вi в пирите гранитоидов Мегринского плутона, с которыми связано медно-молибденовое месторождение — 30 г/т (Меликсетян, 1968), и из оловоносных гранитов Северо-Востока СССР — 100—300 г/т (Руб, 1970). Возможно, это указывает на наложенную природу этого минерала, так как количество Вi превышает среднее в низкотемпературном пирите месторождений. Например, в пирите сульфидных рудопроявлений Гиссара содержание Вi составляет 100 г/т (Михайлова, Панкратьев, 1970); в пирите различных рудопроявлений Карамазара — от 20 до 1000 г/т. При этом в распределении висмута в пиритах отмечается следующая особенность: его концентрация увеличивается от метасоматических к прожилково-жильным телам, в которых он нередко концентрируется в завершающие моменты кристаллизации. Кларк концентрации висмута в рудных пиритах Карамазара весьма высок, что позволяет считать исследуемый регион висмутоносной геохимической провинцией (Бадалов, Поваренных, 1970). В то же время в пирите из полиметаллических месторождений Малого Кавказа висмута значительно меньше — 7,4 г/т (Эфендиев, Бабаева, 1970). В пирите из липаритов Армении содержание Вi непостоянно — от 3 (Мнацаканян, 1965) до 10 г/т (Джарбашян, 1965).

Серебро. Среднее содержание 13,7 г/т, коэффициент концентрации 274.

По сравнению с пиритом гранитов, в пирите диоритов серебра несколько меньше (см. табл. 109). Пониженные количества серебра установлены и в пирите кислых эффузивов и основных пород (см. табл. 110). Низкотемпературные пириты пегматитов содержат Ag в 2 раза больше, чем пириты гранитов. Увеличение количества серебра в низкотемпературных пиритах весьма характерно. Например, в пирите из оловоносных гранитов Северо-Востока СССР содержание Ag колеблется от 5 до 10 г/т, а в пирите из рудных тел по данным пробирного анализа оно составляет 97 г/т (Руб, 1970).

Количество Ag в пирите различных рудопроявлений зависит главным образом от температуры его образования и увеличивается от ранних формаций к наиболее поздним почти в 10 раз. Оно максимально в пиритах кварц-золоторудных месторождений — 350 г/т и минимально в пиритах скарново-магнетитовых месторождений Узбекистана — 33 г/т (Бадалов, Поваренных, 1970) и скарново-железорудных месторождений Таджикистана — 21—33 г/т (Есимов, 1971). Содержание Ag в пиритах полиметаллических месторождений занимает промежуточное положение, хотя оно значительно выше среднего для пирита гранитов. Пириты из осадочных месторождений Малого Кавказа содержат Ag 65—150 г/т (Эфендиев, Бабаева, 1970).

Кобальт. Среднее содержание 1114,2 г/т, коэффициент концентрации 223.

Среди гранитоидов различного состава наиболее обогащены кобальтом — 1742 г/т — пириты диоритов, а в пирите габбро — его содержание достигает 2734 г/т. Пириты пегматитов и кислых эффузивов обеднены этим элементом (см. табл. 109, 110).

В пирите из оловоносных гранитов Северо-Востока СССР содержится Co 50—100 г/т (Руб, 1970), из гранодиоритов Гиссарского хребта — 30 г/т, а из роговообманково-биотитовых гранитов того же района — до 1000 г/т (Баратов, 1966); из монцонитов Армении — от 300 до 1000 г/т (Меликсетян, 1968).

Пириты ранних генераций обычно характеризуются большим содержанием кобальта, а пириты поздних — лишены его (Карасик, 1947; Каххаров, 1959). Содержание Co в пиритах золотоносных рудников Канады колеблется от 200 до 1000 г/т (Hawley, 1952).

При изучении пирита магнетитовых скарнов Соколовского месторождения было установлено, что Co изоморфно замещает атомы Fe в структуре пирита (преобладающая форма локализации Co) или находится в нем в виде включений кобальтина (Великоборец, Лукьянченко, 1970). По-видимому, Co может присутствовать в пирите и в виде самостоятельного минерала — котьерита CoS_2 .

Присутствие микровключений наиболее вероятно в пиритах с очень высоким содержанием кобальта.

Кобальтоносный пирит обнаружен вблизи кобальтового рудника в ассоциации с халькопиритом, марказитом, магнетитом, сфалеритом и пирротинном. Микрорентгеновским анализом двух кобальтоносных пиритов отмечены содержания Co 7,7 и 8,2% (Revello, Chiorboli, 1969). В пирите из месторождения Камато (Конго) с помощью микрозондового изучения выявлено зональное распределение кобальта. Он тяготеет преимущественно к наружной зоне кристаллов, где его содержание достигает 4% (Bartholome e. a., 1971).

Кадмий. Среднее содержание 20 г/т, коэффициент концентрации 200.

По сравнению с пиритом интрузивных гранитоидов единственное определение Cd в пирите докембрийских гранитов Воронежского кристаллического массива дало содержание — 275 г/т. В пирите из сульфидных месторождений Забайкалья концентрации Cd непостоянны — 20—250 г/т.

Мышььяк. Среднее содержание 213,7 г/т, коэффициент концентрации 142.

Среди гранитоидов разного состава пириты диоритов содержат As несколько меньше, чем пириты гранитов. По сравнению с гранитами, в пирите кислых эффузивов и особенно пегматитов содержание As повышено. Его количество минимально в пирите основных пород (см. табл. 109, 110).

Содержание As в пирите весьма непостоянно, что, по-видимому, связано с региональными особенностями в его распределении. Содержание As в пирите гранитоидов Мегри-Ордубадского плутона, с которыми связано медно-молибденовое месторождение, меньше среднего и составляет 100 г/т (Меликсетян, 1968), а в пирите оловоносных гранитов Северо-Востока СССР — колеблется от 1000 до 5000 г/т (Руб., 1970). В пирите эффузивных порфиритов Северного Кавказа содержится As 1500 г/т (Кравченко, 1969), а в пирите андезитов Армении он не установлен, хотя пирит липаритов содержит As в среднем 770 г/т (Мнацаканян, 1965).

Сурьма. Среднее содержание 25,7 г/т, коэффициент концентрации 100.

Сходные данные получены для пиритов диоритов и биотитовых гранитов (см. табл. 109). В пирите липаритов Армении содержание Sb составляет 100 г/т (Джарбашян, 1965).

Никель. Среднее содержание 298,6 г/т, коэффициент концентрации 37.

Среди гранитоидов различного состава наибольшие средние содержания Ni — 487 г/т — характерны для пиритов диоритов. В пиритах основных пород никеля еще больше — 1020 г/т, а кислых эффузивов — значительно меньше — 60 г/т (см. табл. 109, 110). Пирит из гранодиоритов Гиссарского хребта содержит Ni 20—60 г/т (Баратов, 1966), из оловоносных гранитов Северо-Востока СССР — 50—100 г/т (Руб., 1970).

Определенные отличия прослеживаются и для пирита эффузивных пород. Так, в пиритах порфиритов Северного Кавказа установлено Ni 320 г/т (Кравченко, 1969), т. е. значительно больше, чем в пиритах андезитов Малого Кавказа, содержащих 10 г/т (Мнацаканян, 1965).

В пиритах скарново-магнетитовых месторождений никеля больше, чем в пиритах сульфидных месторождений (Бадалов, Поваренных, 1970). Это подтверждает аналогичные отличия, установленные ранее для пирита различных месторождений Урала (табл. 111). Из этих данных следует, что пирит из контактово-метасоматических железорудных месторождений содержит больше никеля и особенно кобальта.

Присутствие значительных количеств Ni в пирите можно объяснить наличием собственного минерала никеля — вазита (NiS_2). Он имеет такую же структуру, как и пирит, однако в серии твердых рас-

Содержание Co и Ni в пирите из месторождений различных генетических типов, г/т

Месторождения	Co	Ni	Литературный источник
Золоторудные (11)	420	460	Бородина, 1969
Железорудные контактово-метасоматические (442)	2100	800	Овчинников, 1960

творов NiS_2-FeS_2 существует значительный разрыв. Пирит с относительно высоким содержанием Ni и Co получил название бравоита. Бравоит и пирит образуют взаимные прорастания, а не смешанные кристаллы (Kalb, 1954).

Молибден. Среднее содержание 28,3 г/т, коэффициент концентрации 28,3.

Среди гранитоидов различного состава пириты диоритов содержат Mo в 3 раза, а пириты основных пород в 2 раза меньше, чем пириты гранитов (см. табл. 109, 110). Содержание Mo в пирите молибденоносных гранитоидов обычно не превышает среднее. Так, в пирите рудоносных гранитов Мегринского плутона оно составляет по одним данным (2 определения) — 5 г/т (Демин и др., 1968), по другим — 30 г/т (Меликсетян, 1968). В пиритах Далидагского массива содержание Mo (5 определений) достигает 30 г/т (Эфендиев, Гейдаров, 1959). Оно значительно выше в пирите нерудоносных карпато-балканских гранитов (4 определения) — 56,8 г/т (Arsenijević, 1967), а в пирите оловоносных гранитов Северо-Востока СССР — колеблется от 50 до 300 г/т (Руб, 1970). В количестве 10—20 г/т молибден обнаружен в пирите гидротермально измененных липаритов Армении (Джарбашян, 1965).

Породы, образовавшиеся при высоких температурах, характеризуются меньшим содержанием Mo — 2 г/т, чем пириты, образовавшиеся при низких температурах, — до 100 г/т.

Количество Mo в пирите осадочного генезиса (10—49 г/т) больше, чем в пирите гидротермального генезиса (Cambel, Jarkovsky, 1967).

Молибден в пирите может быть абсорбирован или представлять микровключения или эпитактические сростания чешуек молибденита. Распределение Mo в пиритах различного генезиса неодинаково: пирит гидротермального генезиса характеризуется логнормальным распределением Mo, а в пирите метаморфогенного генезиса его распределение близко к нормальному (Cambel, Jarkovsky, 1967).

Медь. Среднее содержание 242,2 г/т, коэффициент концентрации 12,1.

Среди гранитоидов различного состава наибольшие средние содержания Cu отмечены в пирите гранитов (см. табл. 109). Однако подобная тенденция не всегда выдерживается в различных регионах. В пиритах диоритов Кармазара Cu значительно больше — 2000—2500 г/т, чем в пиритах из гранодиоритов и гранитов — 300—350 г/т (Рабинович, Бадалов, 1971), а в пиритах гранодиоритов Западного Узбекистана ее меньше (90—140 г/т), чем в том же минерале гранитов этого региона —

300 г/т. Это объясняется сравнительно высоким содержанием Си в магматических породах Карамазара.

Пириты пегматитов содержат Си почти в 2 раза больше среднего (425 г/т), что свидетельствует о тенденции этого элемента к накоплению в поздних дифференциатах.

Содержание Си в пирите рудоносных (Си—Мо) гранитоидов Мегринского плутона составляет 1000—3000 г/т (Меликсетян, 1968). В пирите из оловоносных гранитов Северо-Востока СССР оно весьма постоянно — от 50 до 3000 г/т (Руб, 1970), что, возможно, указывает на наличие пирита гидротермального генезиса.

Пирит из эффузивных порфиритов Северного Кавказа содержит Си меньше среднего — 150 г/т (Кравченко, 1969), а из аналогичных пород Малого Кавказа — значительно больше — 500—3000 г/т (Мнацаканян, 1965).

По сравнению с пиритом из неизмененного липарита в пирите гидротермального генезиса количество Си увеличивается с 300 до 1000—2000 г/т (Джарбашян, 1965).

Уран. Среднее содержание 17 г/т, коэффициент концентрации 4,9.

В пиритах из гранитоидов Кочкарского массива (Урал) уран определен в количестве от 2 до 32 г/т. Его присутствие в пирите объясняется наличием микровключений собственных урановых минералов (Львов, 1965).

Применение высокочувствительного метода микрорадиографии при изучении распределения урана в отдельных образцах из ореола рассеяния уранового месторождения дало возможность выявить урансодержащий пирит и проследить его взаимоотношения с пострудным пиритом. Оказалось, что в рудоносном пирите содержание U равно 2,6—18,0 г/т, т. е. много больше, чем в пострудном, в котором его не более 0,1 г/т (Комаров, Егоров, 1970).

Цинк. Среднее содержание 275,1 г/т, коэффициент концентрации 4,6.

Среди гранитоидов различного состава содержание Zn в пирите из диоритов значительно меньше среднего — 50 г/т, а из биотитовых гранитов — больше такового — 434 г/т. В пирите из пегматитов оно составляет 500 г/т, а из основных и осадочно-метаморфических пород соответственно 136 и 174 г/т. Пирит из монзонитов Мегри-Ордубадского плутона содержит 100 г/т цинка (Меликсетян, 1968), а пирит из оловоносных гранитов Северо-Востока СССР — от 500 до 1000 г/т (Руб, 1970). В эффузивных порфиритах Северного Кавказа количество Zn в пирите достигает 400 г/т (Кравченко, 1969), а в меловых андезитах Армении в 9,3 раза меньше — 43 г/т (Мнацаканян, 1965).

Ниобий. Среднее содержание 66,6 г/т, коэффициент концентрации 3,3.

Сведения по содержанию Nb в пирите скудны. В пирите карпато-балканских гранитов установлено Nb (5 определений) — 66,6 г/т (Агсепијевић, 1967), в пирите из липаритов Армении — 30 г/т (Мнацаканян, 1965). Ниобий в пирите находится как в виде включений тантало-ниобатов, так и в виде изоморфной примеси (Барсукова, 1970).

Олово. Среднее содержание 8,1 г/т, коэффициент концентрации 2,7.

По сравнению с пиритом гранитов в пирите пегматитов содержание Sn больше среднего, а из основных пород оно меньше (см. табл. 110). В пирите оловоносных гранитов Северо-Востока СССР количество Sn составляет от 100 до 500 г/т (Руб, 1970). Повышено оно и в пирите гранитов Карпато-Балканских гор (2 определения) — 225 г/т (Arsenijević, 1967).

Свинец. Среднее содержание 27,7 г/т, коэффициент концентрации 1,3.

В пиритах гранитов свинца несколько больше (32 г/т), чем в пиритах диоритов (25 г/т). Однако заметное увеличение содержания Pb наблюдается только в пирите из пегматитов — до 55 г/т. В пирите кислых эффузивов и основных пород оно близко среднему (табл. 110). В рудоносных гранитоидах Мегри-Ордубадского плутона (Армения) пирит содержит меньше Pb — 10 г/т (Меликсетян, 1968), а в оловоносных гранитах Северо-Востока СССР — больше — от 300 до 500 г/т (Руб, 1970). В эффузивных порфиритах Северного Кавказа количество Pb в пирите достигает 500 г/т (Кравченко, 1969), а в меловых андезитах Армении оно несравненно меньше (3 определения) — 10 г/т (Мнацаканян, 1965).

Цирконий. Среднее содержание 166,3 г/т, коэффициент концентрации 0,8.

В пирите диоритов содержание Zr намного больше среднего, а в пирите основных пород оно значительно меньше (см. табл. 109, 110).

Галлий. Среднее содержание 10 г/т, коэффициент концентрации 0,5.

По сравнению с пиритом гранитов содержание Ga значительно понижено в пирите основных пород, что отражает их обедненность этим элементом.

Хром. Среднее содержание 10 г/т, коэффициент концентрации 0,4.

В пирите гранитоидов Гиссарского хребта хром не обнаружен (Баратов, 1966), а в пирите основных пород его содержание достигает 2272 г/т (см. табл. 110), отражает их обогащенность этим элементом.

Ванадий. Среднее содержание 5 г/т, коэффициент концентрации 0,1.

Отмечается существенное обогащение ванадием пирита из гранитоидов габбровой формации — до 200 г/т. Есть сведения о том, что сингенетичные пириты метаморфогенных пород содержат несколько меньше V, чем гидротермальные пириты (Cambel, Jarkovsky, 1967).

Марганец. Среднее содержание 99,5 г/т, коэффициент концентрации 0,16.

В пиритах диоритов марганца меньше, чем в пиритах из гранитов. Повышенные количества Mn (300 г/т) характерны для пиритов кислых эффузивов.

Пирит гранитоидов содержит в 3 раза больше марганца, чем пирит основных пород (см. табл. 109, 110). Для вулканических пород Армении отмечалась обратная зависимость: в пирите порфиритов марганца больше (3 определения) — 830 г/т, чем в пирите липаритов (2 определения) — 300 г/т (Мнацаканян, 1965).

Наличие марганца в пирите может быть отчасти объяснено примесью гауерита (MnS_2) — минерала, изоструктурного с пиритом.

Таллий. По данным Д. Шоу (1959₂), содержание Тl в пирите может достигать 0,05 г/т. Более поздние исследования (Иваницкий и др., 1960) показали, что среди сульфидов наиболее значительные концентрации Тl наблюдаются в мельниковит-пиритах и колломорфных пиритах (210 г/т).

Теллур. В пиритах гидротермальных месторождений содержание Те в среднем составляет от 3 до 20 г/т (Бадалов, Поваренных, 1970). В пирите скарново-железорудных месторождений Таджикистана оно колеблется от 5 до 33 г/т (Есимов, 1971). Повышенные содержания Те в пиритах обычно коррелируются с большими содержаниями висмута, серебра и золота. Высокие кларки концентрации Те (и селена) в пирите позволяют использовать его для выявления геохимических провинций этих элементов.

Индий. Для пирита из блеклых руд характерны незначительные содержания In — 0,7—10,0 г/т (Муталов, Пшеничный, 1970). Близкие значения (0,2 г/т) установлены в пиритах медноколчеданных месторождений, а пириты медно-цинковоколчеданных месторождений содержат его намного больше — до 50 г/т (Иванов, 1966).

Бериллий. В большинстве случаев бериллий в пирите гранитоидов не определялся. Однако в пирите карпато-балканских гранитов его содержится (2 определения) 120 г/т (Arsenijević, 1967).

Индикаторные признаки акцессорного пирита

1. Наиболее характерными индикаторными элементами в пиритах считались Co и Ni (Цамбелл, Ярковский, 1965). Однако высокая степень концентрации в пирите большинства рудных, преимущественно халькофильных, элементов — Se, Au, Bi, Ag, Co, Cd, As, Sb, Ni, Mo, Cu — позволяет использовать особенности содержания этих элементов при рассмотрении различных аспектов генезиса пород и месторождений. Литофильные элементы — Zr, Ga, Mn, Ti — в пирите не концентрируются (см. табл. 108).

2. По концентрации отдельных элементов можно судить о генезисе пирита. В отличие от пирита магматического генезиса пириты гидротермального содержат в большем количестве Bi, Se, As, Mo, Au, Ag. В пирите 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 (Джарбашян, 1965), что свидетельствует о наличии низкотемпературной генерации этого минерала. Кроме того, высокотемпературные пириты содержат повышенное количество Co и Ni (Hegeman, 1943).

3. Весьма интересны отличия в составе пиритов из гранитоидов разного генезиса. Согласно табл. 112, в пиритах гранитоидов габбровой формации больше Cu, Co, Ni, V, Ti, т. е. характерных элементов основной магмы. По данным Н. С. Бородиной (1969), для пиритов гранитоидов габбровой формации также присущи сильно повышенные содержания Ni и особенно Co (табл. 113).

Рудные тела, генетически связанные с гранитоидами разного генезиса, также отличаются по содержанию ряда элементов. Так, на Урале количество Co в пирите кварц-сульфидных золотоносных жил, связанных с гранитами гранитной формации, значительно ниже (300 г/т), чем

в пирите железорудных контактово-метасоматических месторождений, связанных с гранитоидами базальтоидного генезиса — 2100 г/т (Бородин и др., 1972). Весьма существенно отличие и в содержании Ni — соответственно 70 и 800 г/т.

Унаследованность геохимических особенностей исходных магм подтверждается и тем, что пириты, приуроченные к продуктам метамор-

Таблица 112

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном пирите гранитоидов различного генезиса, г/т

Элемент	Гранитоиды интрузивные	
	гранитной формации	габбровой формации
Se		46,0 (1)
Ag	25,7 (12)	17,5 (2)
Co	1176,7 (20)	1667,0 (4)
Ni	320,5 (19)	387,5 (4)
Cu	251,3 (24)	380,0 (4)
Zn	656,8 (11)	300,0 (1)
Pb	92,3 (18)	100,0 (1)
Zr	467,8 (7)	500,0 (1)
Ga	10,0 (6)	4,0 (1)
V	5,0 (17)	200,0 (1)
Mn	99,5 (11)	77,5 (2)
Ti	175,0 (2)	200,0 (1)

Таблица 113

Содержание Co и Ni в пирите гранитоидов различного генезиса Урала, г/т (Бородин, 1969)

Гранитоиды	Co	Ni
Гранитной формации (30)	410	560
Габбровой формации	2800	920

физма ультраосновных пород (кварц-карбонатно-тальковые породы), характеризуются особенно высоким содержанием Ni и Co (Эдельштейн, 1960), т. е. элементов ультраосновных пород.

4. Содержание рудных элементов в пиритах отражает металлогенические особенности гра-

нитоидов. Так, пириты оловоносных гранитоидов содержат, по сравнению со средним, больше олова; пириты гранитоидов, сопровождающихся медно-молибденовым оруденением, — больше меди; пириты гранитов, с которыми связаны полиметаллические месторождения — свинца и цинка. В пиритах магматических пород Кармазара, являющегося районом скарново-полиметаллических и медно-молибденовых месторождений, количество Cu (5 определений) — 1090 г/т, т. е. в 7 раз больше, чем в пиритах пород Узбекистана — 152 г/т, являющегося золото-вольфрам-молибденовой провинцией (Рабинович, Бадалов, 1971).

Несмотря на более высокую, по данным тех же авторов, концентрацию Cu в пирите гранитоидов Кармазара на его долю приходится меньше Cu — от 0,005 до 0,2, в среднем 0,09% от общего содержания его в породе, чем в пирите гранитоидов Узбекистана (от 0,001 до 1,1 в среднем 0,23%), что отражает тенденцию меди к образованию собственных минералов.

Характерной чертой золотоносных гранитоидов является их повышенная основность и принадлежность к гипабиссальным образованиям (Бородин, 1969). Не менее важную особенность золотоносных гранитоидов составляет повышенное содержание золота в пирите, достигающее 3,8—6,4 г/т.

Детальное изучение термоэлектрических свойств пирита позволило выделить четыре его разновидности, две из них — пирит III и пирит

IV — сопровождают золотое оруденение и имеют поисковое значение. Пириты с переменной и дырочной проводимостью встречаются только в местах проявления золотого оруденения, но распространены несколько шире. Выявленная связь золота с *p*-пиритами позволяет учитывать эту их особенность при прогнозной оценке золотоносности территорий и поисках золоторудных месторождений в древних, глубоко метаморфизованных осадочно-вулканогенных образованиях (Стульчиков и др., 1970).

5. Унаследованность геохимических особенностей исходной магмы 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 базальтоидного происхождения и особенно с габброидами (Вахрушев, 1968). С помощью этого критерия в отдельных месторождениях удалось выделить два типа пирита, а следовательно, и две разновозрастные стадии минерализации: 1) кобальтоносный пирит, формирование которого связано с процессом образования магнетитовых скарнов; 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 акцессорного пирита этих гранитов показывают отсутствие или крайне ничтожное содержание Co и Ni .

6. Так же, как это было установлено для сфалерита, особенности содержания редких элементов в пирите могут помочь при регионально-геохимических построениях. Так, своеобразие состава пирита района Карамазара заключается в повышенном содержании в нем Se , Te , Bi , Ag , в то время как Tl , Co и Ni для него не характерны (Бадалов, Поваренных, 1970).

7. Наблюдается известная корреляция между содержанием в пирите отдельных элементов. Отмечено, что небольшим количеством Co в пиритах соответствуют высокие содержания Ni , и наоборот (Matula, 1969), в то время как между содержанием Ni и S , Co и S установлена прямая связь (Эдельштейн и др., 1969). Кроме того, содержание Co и Ni в пирите определяется и минеральным парагенезисом пирита. Например, распределение Ni и Co между пиритом и ассоциирующим с ним пирротином таково, что кобальт концентрируется преимущественно в пирите, а никель — в пирротине. В ассоциации пирит — халькопирит и никель, и кобальт концентрируются в пирите (Hegemann, 1943).

8. Изложенный выше материал свидетельствует также о зависимости содержания редких и рудных элементов в акцессорном пирите от условий формирования материнской породы. Пириты из эффузивов обычно обогащены Mn , As , Sb , а из глубинных пород — Bi , Ag , Co , Ni , Zn , Pb , Nb (см. табл. 110). По данным Е. В. Кравченко (1969), пириты эффузивных порфиритов содержат в среднем больше As и отчасти Zn , Ag , V , чем пириты из субэффузивных порфиритов, в которых больше Cu , Co , Ni и особенно Ti .

Показано (Matula, 1969), что пириты из гидротермальных жил по сравнению с пиритами осадочного генезиса обогащены Zn , Pb , Bi , Sb ,

Sn, обеднены V. В них полностью отсутствует Mo, а содержание Ni и Co широко варьирует.

Важной особенностью состава пирита золото-сульфидных месторождений является повышенная концентрация As, а также и других рудогенных элементов, в первую очередь Ag и Bi, Cu, Zn, Pb, Sb (Сахарова, 1968).

В руде Сарбайского месторождения встречаются пириты двух генетических типов: пирит, связанный с гидротермальной стадией рудообразования, и пирит, связанный с углисто-глинистыми отложениями третичного возраста. Содержание микроэлементов в пиритах этих двух типов резко различно (г/т): 1-й тип — Co 2210, Ni 300, Cu 70, Pb 50, As 200, Zn 600; 2-й тип — Co 70, Cu 20, Pb, As и Zn не обнаружены (Полтавец З., Полтавец Ю., 1970).

ЭПИДОТ

Эпидот относится к числу постоянно встречающихся в гранитах аксессуарных минералов. В соответствии с особенностями состава эпидота его повышенными содержаниями обладают гранитоиды, богатые кальцием и железом — кварцевые диориты и гранодиориты габбровой или гранитной формаций, имеющих в последнем случае гибридное происхождение.

Из жильных пород меньшие содержания эпидота характерны для пегматитов; аплиты не отличаются по содержанию эпидота от биотитовых гранитов. Еще меньше (2—15 г/т) эпидота в измененных альбитизированных или грейзенизированных гранитах. Это не только свидетельствует о высокой температуре этих процессов, но и указывает на вынос части Ca, высвобождающегося при разложении плагиоклаза; оставшийся Ca шел на образование флюорита и граната, содержание которых в измененных гранитах сильно возрастает (табл. 114).

Среди гранитоидов СССР наибольшие содержания эпидота были отмечены в докембрийских гранитоидах Русской платформы и Балтийского щита и в герцинских гранитоидах Урала и Горного Алтая.

Состав эпидота в гранитоидах подвержен известным колебаниям, обусловленным главным образом различным содержанием в нем железа, марганца, редких земель и магния (табл. 115). Принято выделять мало-железистые клиноцоизиты и более железистые эпидоты.

Таблица 114

Среднее содержание и частота встречаемости эпидота в гранитоидах различного состава

Порода	Среднее содержание, г/т	Частота встречаемости, %
Кварцевые диориты, гранодиориты гранитные	5774,0	100
Гранитоиды гибридные	1312,7	100
Аляскиты геосинклиналей	1137,7	85
Аляскиты платформ	915,0	100
Кварцевые диориты, плагиограниты габбровой формации	403,9	100
Аплиты	347,5	96
Граниты биотитовые (послекембрийские)	147,9	88
Кварцевые жилы	148,4	100
Граниты двуслюдяные	115,7	80
Граниты лейкократовые	69,7	82
Граниты биотитовые (докембрийские)	63,5	70
Пегматиты	42,8	90
Граниты грейзенизированные	14,9	89
Граниты альбитизированные	2,4	50

Химический состав акцессорного эпидота гранитоидов, вес. %

Компоненты	Диорит			Гранит биотитовый					Аплит	Пегматит	Кварцевая жила			Плагиогнейс	Сланец кристаллический	Амфиболит
	Тува			Украина		Чукотка		США	Тува	Урал	Тува	Горный Алтай		Северный Кавказ		
SiO ₂	37,71	40,49	37,36	38,76	37,46	37,12	41,76	38,22	38,29	37,78	39,82	45,58	44,84	40,35	38,20	38,10
TiO ₂	0,06	1,04	He опр.	0,48	0,18	0,84	0,92	0,33	0,18	0,07	0,25	Сл.	0,51	0,25	0,27	0,65
Al ₂ O ₃	23,50	25,75	22,12	22,06	23,25	22,95	19,38	25,12	22,22	23,98	21,66	1,48	20,71	25,15	25,94	24,28
Fe ₂ O ₃	13,61	8,51	15,25	11,55	13,16	11,35	11,00	8,75	12,90	8,63	11,93	30,82	7,85	8,44	7,81	11,26
TR ₂ O ₃	0,25	0,24	0,21	0,38					0,44	1,36	0,52		1,41	0,03	0,11	0,08
FeO	0,79	0,79	0,67	1,69	1,43			1,25	1,11	3,56	1,27	0,76	8,12	0,20	1,49	0,06
MnO	0,49	0,14	0,29	0,28	0,25	0,25	0,15	0,19	0,14	0,29	0,10	0,17	0,18	0,14	0,15	0,13
CaO	22,77	19,36	22,84	22,03	22,63	23,88	22,06	22,77	21,81	21,16	21,53	17,28	14,27	20,30	21,59	20,74
MgO	0,09	0,34	0,24	0,59	0,58	0,89	0,99		0,30		0,51	1,31		0,74	1,10	0,17
SrO										0,64				0,52	1,14	0,30
P ₂ O ₅	0,08	0,14				0,30	0,17									
H ₂ O ⁺	0,55	1,71		0,47	1,60	2,13	3,04	3,04		2,86		0,20	1,66	2,12	1,36	2,56
H ₂ O ⁻	He опр.	He опр.	1,36	He опр.	0,18	0,34	0,22	0,52	0,14	0,08	0,12		0,06	0,26	0,09	He опр.
K ₂ O	0,30	1,43		He опр.		0,16	0,14	0,60	0,38		0,31	0,26		1,00	0,46	0,87
Na ₂ O		0,49		He опр.		0,43	0,43	0,11	0,22		0,20	0,82		0,15	0,12	1,20
П.п.л.				2,05					2,20		2,13	1,69				0,24
Сумма	100,20	100,43	100,34	100,34	100,72	100,66	100,26	100,90	100,33	100,41	100,5	100,37	99,61	99,65	99,83	100,64
Автор или литературный источник	В. В. Ляхович			Матковский, 1956	Плошко, Богданова, 1963	Butler, 1909	В. В. Ляхович	Минеев, 1959	В. В. Ляхович	Баженов, 1958	Плошко, Богданова, 1963					

В гранитоидах эпидот обычно содержит 20—30% железистого компонента (Лебедев, 1937). О. И. Матковский (1956) отмечает, что эпидот, развивающийся внутри кристаллов плагиоклаза, отличается от эпидота, образующегося вблизи цветных минералов, большей железистостью. В гранитоидах Северного Кавказа в парагенезисе с клиноцоизитом встречается маложелезистый эпидот (Плошко, Богданова, 1963).

Самые большие содержания железистого компонента (до 32%) наблюдаются среди эпидотов контактово-метасоматического генезиса (Чистяков, 1957). На примере гибридных гранитоидов Невады установлено, что содержание суммарного железа в эпидотах возрастает с увеличением содержания в породе кальция. С увеличением содержания Fe^{3+} элементарная ячейка эпидота увеличивается (Макаров, Макарова, 1971).

Богатые марганцем эпидоты — пьомонтиты — встречаются обычно в пегматитах. В этом они сходны с обогащенными марганцем гранатами, магнетитами и ильменитами, также встречающимися преимущественно в пегматитах. Отмечено, что пьомонтиты, встречающиеся в сланцах низкой степени метаморфизма, содержат меньше марганца, чем пьомонтиты, найденные в пустотах андезита, а самые богатые марганцем пьомонтиты ассоциируют с марганцевыми рудами и имеют метасоматическое происхождение. В эпидоте гранитов среднее содержание Mn составляет 2157 г/т (см. табл. 116), а в том же минерале гидротермального генезиса оно меньше — 1185—1975 г/т (Трухин, Петрова, 1970).

Редкие элементы в акцессорном эпидоте

В структуре эпидота могут иметь место как изовалентные — $Ca^{2+} \leftarrow Sr^{2+}$; $Al^{3+} \leftarrow Fe^{3+}$, Mn^{3+} , так и гетеровалентные — $Ca^{2+} + Al^{3+} \leftarrow (TR^{3+}, Y^{3+}) + (Fe, Mn)^{2+}$ изоморфные замещения. Изовалентные замещения, связанные с заменой иона кальция ионом стронция, вызывают появление разновидностей, обогащенных стронцием. Эпидоты с большим содержанием хрома и свинца получили специальные наименования — тавмавита и ганнокита. Гетеровалентные замещения, обусловленные заменой двухвалентного иона кальция трехвалентным ионом TR с одновременной заменой трехвалентного иона алюминия двухвалентным ионом железа, приводят к появлению редкоземельного эпидота — ортита.

Средние содержания редких элементов в эпидоте вычислены на основании 316 количественных частных определений U, Th, TR, Y, В, Sr, Li, Sn, Mo, W, Sc, из которых 47 заимствовано из литературы. Кроме того, для более полной характеристики состава этого минерала использованы результаты 95 полуколичественных спектральных определений в нем Zr, Nb, V, Ni, Co, Cr, Zn, Cu, Pb, Bi, Ge, Ga, Be.

Полученные данные свидетельствуют о том, что различные редкие элементы накапливаются в эпидоте в неодинаковой степени. Наиболее значителен коэффициент концентрации для таких элементов, как Bi, TR, V, U, Th, Y, Sn, Ga, Sc. Их содержания в эпидоте могут рассматриваться как индикаторные с последующим использованием в различных целях (табл. 116).

Средние содержания и коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в аксессуарном эпидоте интрузивных гранитоидов

Элемент	Среднее содержание, г/т		K	Элемент	Среднее содержание, г/т		K
	в кислых породах (кларк)	в эпидоте			в кислых породах (кларк)	в эпидоте	
Bi	0,01	0,4	40,0	Ni	8,0	26,5	3,3
TR ₂ O ₃	350,0	11 600,0	33,0	In	0,26	0,59	2,3
V	40,0	543,0	13,0	Be	5,5	11,5	2,1
Sn	3,0	30,4	10,0	Zr	200,0	385,0	1,9
Y	34,0	331,0	10,0	Cu	20,0	34,8	1,7
U	3,5	30,5	9,0	Ge	1,4	2,3	1,6
Th	18,0	157,0	9,0	Co	5,0	8,1	1,6
B	15,0	130,0	8,7	Cr	25,0	38,2	1,5
Ga	20,0	107,0	5,3	Mo	1,0	1,5	1,5
Sc	3,0	13,1	4,4	Pb	20,0	32,3	1,5
W	1,5	6,0	4,0	Li	40,0	31,5	0,8
Mn	600,0	2 157,0	3,7	Sn	60,0	7,7	0,1
Sr	300,0	1 034,0	3,4	Nb	20,0	18,0	0,1
				Ba	830,0	6,3	0,008

Висмут. Среднее содержание 0,4 г/т, коэффициент концентрации 40.

Среди гранитоидов различного состава несколько повышенные содержания Bi (0,5 г/т) установлены в эпидоте лейкократовых гранитов; наиболее внушительных количеств (9,5 г/т) они достигают в эпидоте из кварцевых жил.

Редкие земли. Среднее содержание 11 600 г/т, коэффициент концентрации 33.

По сравнению с вычисленным средним, более высоким содержанием TR характеризуются эпидоты биотитовых (22 900 г/т) или щелочных (22 700 г/т) гранитов. Сходные значения (19 200—25 900 г/т) установлены и в эпидоте щелочных гранитов Кольского полуострова (Белоплицкий и др., 1967). Эпидоты лейкократовых гранитов и гранодиоритов содержат TR значительно меньше (табл. 117).

В процессе дифференциации гранитной магмы содержание TR в эпидоте обычно уменьшается, что фиксируется по их низкому содержанию в эпидоте аплитов и пегматитов, в которых обычно присутствуют собственные минералы редкоземельных элементов. Только в эпидотах из кварцевых жил оно иногда достигает 32 800 г/т.

Обогащение TR отмечено также в эпидоте из кварц-карбонатных жил (14 100 г/т), связанных с гранитами Юго-Восточного Алтая (Баженов, 1958), а в пегматитах Урала описан своеобразный иттрийсодержащий эпидот, который обладает резко выраженным эрбиевым максимумом, и в котором количество тяжелых лантаноидов достигает 13 600 г/т (Минеев, 1959).

В отдельных случаях в так называемых редкоземельных эпидотах и эпидот-ортитах содержание TR может повышаться до 5—16%, намечая, казалось бы, постепенный переход к собственно ортитам. Однако применение метода дискриминантной функции при анализе

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном эпидоте интрузивных гранитоидов различного состава, г/т

Элемент	Диориты — гранодиориты	Граниты		Гранитоиды (среднее)
		биотитовые	лейкократовые и аляскитовые	
Bi		0,35 (30)	0,5 (18)	0,4 (48)
TR ₂ O ₃	300,0 (7)	22 900,0 (10)	3400,0 (4)	11 600,0 (21)
V	950,0 (23)	365,0 (30)	320,0 (18)	543,0 (71)
Sn	7,0 (23)	41,5 (30)	46,0 (18)	30,4 (71)
Y	30,0 (23)	430,0 (30)	550,0 (18)	331,0 (71)
U		30,5 (6)		30,5 (6)
Th		157,0 (9)		157,0 (9)
Ga	86,5 (18)	91,0 (30)	160,0 (18)	107,0 (71)
Sc	12,7 (6)	19,5 (3)	4,9 (2)	13,1 (11)
W			6,0 (18)	6,0 (18)
Mn	3871,0 (1)		1819,0 (5)	2 157,0 (6)
Sr	1222,0 (4)	470,0 (2)	1222,0 (3)	1 034,0 (9)
Ni	35,0 (23)	20,0 (36)		26,5 (53)
Be	3,0 (18)	9,5 (30)	27,5 (18)	11,5 (71)
Zr	297,5 (23)	410,0 (30)	455,0 (18)	385,0 (71)
Cu	32,0 (23)	32,0 (30)	43,3 (18)	34,8 (71)
Ge	1,0 (18)	3,0 (30)	3,0 (18)	2,3 (71)
Co	4,0 (23)	10,0 (30)	10,0 (18)	8,1 (71)
Cr	72,5 (23)	20,0 (30)	25,0 (18)	38,2 (71)
Mo	1,6 (2)	1,5 (30)		1,5 (32)
Pd	41,5 (23)	28,0 (30)	28,0 (18)	32,3 (71)
Li	34,3 (3)	40,0 (2)	6,0 (1)	31,5 (6)
Zn	2,0 (23)		15,0 (18)	7,7 (41)
Nb	20,0 (23)	17,0 (30)	17,0 (18)	18,0 (71)
Ba	7,3 (23)	7,3 (30)	3,5 (18)	6,3 (71)

особенностей эпидотов и ортитов показывает, что между полями составов этих минералов существует область «несмесимости», указывающая на наличие разрыва в этом ряду твердых растворов (Кепежинскас, 1969).

Состав редких земель в аксессуарном эпидоте характеризуется постоянным преобладанием легких лантаноидов, составляющих 72% от суммы TR₂O₃ (табл. 118). Таким образом, это селективный, иногда

Таблица 118

Состав TR в аксессуарном эпидоте гранитоидов (Σ TR₂O₃ 100%)

Граниты	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Cd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Палингенные, интрузивные (15)	15,10	35,15	5,11	16,63	4,40	0,50	5,08	0,90	3,90	0,86	2,89	0,34	7,96	1,20
		Σ 71,99					Σ 15,64					Σ 12,39		
Метасоматические, автохтонные (2)	14,48	33,50	4,28	12,38	6,02	0,26	6,38	2,70	6,57	0,62	4,22	1,46	5,96	1,16
		Σ 64,64					Σ 22,55					Σ 12,80		

резко селективный, цериевый минерал, хотя в литературе и встречаются упоминания об относительном обогащении (Белолипецкий, Елина, 1967) или преобладании (Kostov, Panajotav, 1967) в составе TR эпидота тяжелых лантаноидов.

Увеличение содержания тяжелых лантаноидов иногда наблюдается в эпидоте аплитов, а эпидоты гидротермально измененных гранитов и карбонатных жил обладают их минимальным количеством—1,2—2,6% от суммы TR. Вариации в содержании индивидуальных редких земель отличают эпидоты гранитов Горного Алтая, характеризующихся более цериевым составом TR, от эпидотов из гранитов Западной Тувы, которые содержат гораздо больше дефицитного самария и редких земель иттриевой группы. Только в одном случае—в гранитах Восточного Саяна—этот минерал обладал резко селективным иттриевым составом TR (Ляхович, 1962₁).

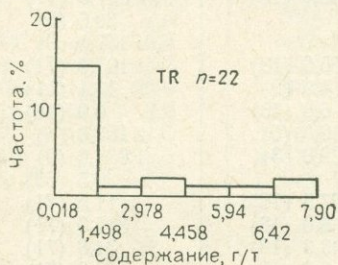


Рис. 15. Гистограммы распределения редкоземельных элементов в акцессорном эпидоте

Весьма существенны отличия в содержании TR в эпидоте гранитоидов различного генезиса. Они максимальны (24 300 г/т) в эпидоте автохтонных гранитов и минимальны (450 г/т) в эпидоте гранитоидов габбровой формации. Эпидоты автохтонных гранитоидов отличаются также от эпидотов интрузивных гранитоидов несколько меньшим содержанием TR цериевой подгруппы (см. табл. 118).

Графический анализ частот распределения содержаний TR в эпидоте свидетельствует об их логнормальном характере с четко выраженным максимумом в левой части диаграммы, отражающим устойчивость их низких содержаний (рис. 15). Значительная дисперсия содержаний TR обусловлена наличием более высоких содержаний, чем модальное. Однако они встречаются редко, так как для их возникновения необходимо, по-видимому, сочетание ряда благоприятных условий.

Ванадий. Среднее содержание 543 г/т, коэффициент концентрации 13.

Среди гранитоидов различного состава содержание V в эпидоте из гранодиоритов максимально, а из лейкократовых гранитов—минимально (см. табл. 117).

В эпидоте из жильных пород, связанных с гранитами, оно значительно меньше и только в эпидоте из кварцевых жил достигает в среднем 1100 г/т (табл. 119). Это свидетельствует о способности ванадия накапливаться в более низкотемпературных генерациях этого минерала. То же отмечалось для поздних граната и магнетита. Эпидоты из габбро содержат V в среднем 1550 г/т, а в отдельных случаях 31 500 г/т, что отражает повышенные концентрации этого элемента в основных породах (табл. 120).

Олово. Среднее содержание 30,4 г/т, коэффициент концентрации 10.

Среди гранитоидов различного состава наибольшие содержания Sn характерны для эпидотов лейкократовых гранитов, а среди жильных пород—для эпидотов пегматитов (см. табл. 117, 119).

Средние содержания редких и рудных элементов в акцессорном эпидоте гранитоидов и связанных с ними жильных пород, г/т

Элемент	Гранитоиды		Аплиты	Пегматиты	Кварцевые жилы
	интрузивные	измененные			
Bi	0,4 (48)				9,5 (5)
TR ₂ O ₃	11 600,0 (21)	2000,0 (3)	2300,0 (3)		32 800,0 (3)
V	543,0 (71)		185,0 (7)	230,0 (4)	1 100,0 (5)
Sn	30,4 (71)		28,0 (7)	55,0 (4)	28,0 (5)
Y	331,0 (71)		340,0 (7)	550,0 (4)	80,0 (5)
U	43,3 (9)			14 350,0 (2)	
Th	206,1 (9)			60,0 (1)	
Ga	107,0 (71)		86,5 (7)	91,0 (4)	91,0 (5)
Sc	13,1 (11)	26,0 (4)	4,25 (3)		45,5 (1)
W	6,0 (18)				120,0 (5)
Mn	7 011,2 (4)			7 979,0 (3)	
Sr	1 034,0 (9)	2350,0 (3)	564,0 (2)	2 444,0 (2)	
Ni	26,5 (53)		35,0 (7)	7,5 (4)	95,0 (5)
Be	11,5 (71)		2,0 (7)	50,0 (4)	18,5 (5)
Zr	385,0 (71)		432,5 (7)	50,0 (4)	185,0 (5)
Cu	34,8 (71)		43,3 (7)	16,3 (4)	170,0 (5)
Ge	2,3 (71)		3,0 (7)	8,0 (4)	6,0 (5)
Co	8,1 (71)				
Cr	38,2 (71)		50,0 (7)		455,0 (5)
Mo	1,5 (32)				
Pb	32,3 (71)		37,0 (7)	10,0 (4)	28,0 (5)
Nb	18,0 (71)		10,0 (7)	50,0 (4)	
Ba	6,3 (71)			23,0 (4)	9,5 (5)

Таблица 120

Средние содержания редких и рудных элементов в акцессорном эпидоте различных типов пород, г/т

Элемент	Граниты интрузивные	Щелочные породы	Основные породы
TR ₂ O ₃	11 600,0 (21)		
V	543,0 (71)	387,5 (4)	1550,0 (3)
Y	331,0 (71)		550,0 (3)
Ga	107,0 (71)	250,0 (4)	55,0 (3)
Sc	13,1 (11)		207,5 (3)
Mn	7 011,2 (4)		
Sr	1 034,0 (9)	2820,0 (1)	
Ni	26,5 (53)	50,0 (4)	
Be	11,5 (71)	32,0 (4)	5,0 (3)
Zr	385,0 (71)	275,0 (4)	432,5 (3)
Cu	34,8 (71)	45,5 (4)	34,3 (3)
Cr	38,2 (71)	275,0 (4)	275,0 (3)
Mo	1,5 (32)		
Pb	32,3 (71)	32,5 (4)	23,5 (3)
Li	31,5 (6)		
Ba	6,3 (7)		

Цоизиты гранитов Суцано-Пержанской зоны содержат Sn 30 г/т (Галецкий, Зинченко, 1970), что равно вычисленному среднему.

Несколько повышенное содержание олова (8 определений) — 46 г/т — установлено в эпидоте гранитов Карпато-Балканских гор (Ar-senijević, 1967). Еще больше (61—68 г/т) оно в эпидоте скарнов Северо-Востока СССР (Некрасов, 1966).

Иттрий. Среднее содержание 331 г/т, коэффициент концентрации 10.

Среди гранитоидов различного состава содержание Y больше среднего в эпидотах лейкократовых гранитов, а среди жильных пород — в эпидотах пегматитов (см. табл. 117, 119).

Уран. Среднее содержание 30,5 г/т, коэффициент концентрации 9.

Относительно высокий коэффициент концентрации свидетельствует о том, что уран сравнительно легко замещает кальций в кристаллической решетке эпидота. Содержание U в эпидоте кварцевых монзонитов значительно больше приведенного среднего и составляет 180—220 г/т (Smith e. a., 1957).

Количество U значительно возрастает в эпидоте пегматитов. Так, в эпидоте пегматитов Урала оно достигает 1400 г/т (Минеев, 1959), а в эпидоте пегматитов Македонии — 27 300 г/т (Ристич, 1958). Уран-содержащий эпидот отмечен и в измененных токовских гранитах Украины, богатых радиоактивными элементами (Филиппов, Комлев, 1959). По сравнению с эпидотом гранитов значительно богаче ураном эпидоты сиенитов, в которых содержание U в этом минерале равно 300 г/т (Labhart, Rybach, 1971). В песчаниках Горного Алтая основным концентратором U наряду с цирконом, сфеном и ортитом является эпидот, на долю которого приходится до 21,4% урана породы (Мельгунов, 1970).

Богатые ураном и редкими землями эпидоты нередко метамиктны. Они, обычно поздние по времени выделения, обладают черным цветом и трудно отличимы от ортита, с которым связаны серией переходных разностей.

Торий. Среднее содержание 157 г/т, коэффициент концентрации 9.

Присутствие Th часто отмечается в эпидотах пегматитов, где оно ниже, чем в эпидотах гранитов. Так, в эпидоте пегматитов Урала обнаружено Th 60 г/т (Минеев, 1959). По сравнению с гранитами в эпидоте из сиенитов содержание Th сильно повышено и составляет 1100 г/т (Labhart, Rybach, 1971).

Бор. Среднее содержание 130 г/т, коэффициент концентрации 8,7.

Наибольшие содержания В (11 определений) — 147 г/т — характерны для эпидота эпидозитов, более низкие (5 определений) — 105 г/т — для эпидота порфиритов (Лисицин, Хитров, 1962). Эпидоты из скарнов содержат минимальные количества В (3 определения) — 102 г/т; известны и более низкие значения, равные 6—31 г/т (Барсуков, Егоров, 1957).

Эпидоты бороносных скарнов содержат этого элемента значительно больше — 600 г/т, чем эпидоты небороносных скарнов, содержащие В только 3 г/т (Кузьмин, 1964). Эта особенность состава эпидота может быть использована в поисковых целях.

Галлий. Среднее содержание 107 г/т, коэффициент концентрации 5,3.

Сравнение содержания Ga в эпидотах гранитоидов различного состава свидетельствует о значительном его увеличении, в среднем до 160 г/т, в эпидоте лейкократовых гранитов (см. табл. 117). В эпидоте щелочных пород оно достигает 250 г/т (см. табл. 120). Последнее, вероятно, объясняется тем, что содержание Ga в щелочных породах в 2 раза больше, чем в гранитах (Герасимовский и др., 1959).

По сравнению с другими акцессорными минералами эпидот является своеобразным минералом-концентратором галлия, содержание которого в нем может иногда достигать 500 г/т.

Скандий. Среднее содержание 13,1 г/т, коэффициент концентрации 4,4.

Наибольшие средние содержания Sc характерны для эпидотов биотитовых гранитов и особенно грейзенизированных гранитов (см. табл. 119).

Среди гранитоидов СССР высоким содержанием скандия — до 32,5 г/т — отличаются эпидоты гранитоидов Западной Тувы, Урала и Северного Кавказа. Значительные содержания Sc (28—50 г/т) установлены и в эпидоте лейкократовых гранитов акчатауского комплекса (Казахстан). В эпидотах аплитов, связанных с этими гранитоидами, количество скандия почти в 9 раз больше среднего содержания Sc в аплитах (см. табл. 119).

В эпидоте из габбро содержание Sc резко увеличивается и достигает 207,5 г/т (см. табл. 120), что, возможно, отражает более высокое содержание этого элемента в основных породах.

Вольфрам. Среднее содержание 6 г/т, коэффициент концентрации 4.

Как и для других рудных элементов, максимальные содержания W — 120 г/т — отмечены в эпидоте из кварцевых жил (см. табл. 119). Последнее может быть связано с наличием микровключений собственных минералов вольфрама, которые обычно присутствуют в рудоносных кварцевых жилах.

Стронций. Среднее содержание 1034 г/т, коэффициент концентрации 3,4.

Стронций в эпидотах встречается довольно часто, однако содержания его непостоянны; в эпидоте из гранитов они колеблются от 470 до 1222 г/т, а из пегматитов — от 282 до 4700 г/т, в среднем составляют 2444 г/т. Значительно меньше стронция в эпидоте аплитов (см. табл. 119). Более высокие содержания Sr установлены в эпидоте гранитных пегматитов уруштенского интрузивного комплекса (Северный Кавказ) — 18 800 г/т (Афанасьев, 1948).

Эпидот из полостей в андезитах Шотландии содержит стронция 846 г/т (Hutton, 1938), что значительно меньше среднего.

В эпидотах осадочных пород, по сравнению с вычисленным средним, количество Sr больше, что отражает более высокие содержания Sr в осадочных породах по сравнению с гранитоидами. Например, в эпидоте (пьемонтите) кварц-мусковитовых сланцев Новой Зеландии оно составляет 11 562 г/т (Hutton, 1940). Эпидот кристаллических сланцев р. Малой Лабы содержит Sr 10 716 г/т (Плошко, Богданова, 1963).

Никель. Среднее содержание 26,5 г/т, коэффициент концентрации 3,3.

По данным В. И. Серых (1964), среднее содержание Ni в эпидоте гранитов Казахстана составляет (2 определения) 6 г/т. Среди гранитоидов разного состава наибольшие содержания Ni характеризуют эпидоты из диоритов, а среди жильных пород — из кварцевых жил (см. табл. 117, 119). Эпидоты из гранитоидов габбровой формации содержат никеля в 20 раз больше (табл. 121).

Таблица 121

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном эпидоте гранитоидов различного генезиса, г/т

Элемент	Гранитоиды		
	интрузивные	автохтонные	габбровой формации
TR	11 600,0 (21)	24 300,0 (3)	450,0 (3)
V	543,0 (71)		500,0 (3)
Ga	107,0 (71)		50,0 (3)
Sc	13,5 (11)		33,3 (3)
Mn	2 157,0 (6)		—
Sr	1 034,0 (9)	1 738,0 (1)	150,0 (3)
Ni	26,5 (53)		500,0 (3)
Be	11,5 (71)		8,3 (3)
Zr	385,0 (71)		1250,0 (3)
Cu	34,8 (71)		50,0 (3)
Co	8,1 (71)		166,0 (3)
Cr	38,2 (71)		1666,0 (3)
Pb	32,3 (71)		20,0 (3)

Индий. В эпидоте из пород Адирондака Шоу (1959) определил In 0,59 г/т; коэффициент концентрации In в эпидоте в этом случае равен 2,3.

Бериллий. Среднее содержание 11,5 г/т, коэффициент концентрации 2,1.

По сравнению со средним, более высокие содержания Be устанавливаются в эпидоте лейкократовых гранитов и пегматитов (см. табл. 117, 119).

Значительно больше Be по сравнению со средним содержит эпидот гранитов Карпато-Балканских гор (2 определения) — 158,5 г/т (Arsenijević, 1967). Эпидоты габбро характеризуются минимальным содержанием этого элемента — 5 г/т (см. табл. 120). Однако и в последнем случае эпидот выступает как минерал-концентратор, так как содержания Be в нем в 2 раза больше такового в габбро.

Цирконий. Среднее содержание 385 г/т, коэффициент концентрации 1,9. Среди гранитоидов различного состава максимальное количество Zr — 455 г/т — наблюдается в эпидоте лейкократовых гранитов и аплитов, минимальное — 50 г/т — в эпидоте пегматитов (см. табл. 117, 119). Значительно больше циркония (3 определения) — 1250 г/т — в эпидотах гранодиоритов габбровой формации.

Медь. Среднее содержание 34,8 г/т, коэффициент концентрации 1,7.

По сравнению с гранодиоритами и биотитовыми гранитами, более высокие содержания Cu — 43 г/т — установлены в эпидоте лейкократовых гранитов и аплитов, они максимальны — 170 г/т — в эпидоте из кварцевых жил (см. табл. 117, 119). Эпидоты щелочных пород содержат меди несколько больше, чем эпидоты гранитов (см. табл. 120). Значительно больше меди — 50 г/т — в эпидотах гранитоидов габбровой формации, что отражает более высокие содержания Cu в основных породах, чем в кислых.

В гранитоидах Мегринского плутона, с которыми связано медно-молибденовое оруденение, содержание Cu в эпидоте составляет 12 г/т

(Демин и др., 1968), т. е. ниже вычисленного среднего. Меньше среднего оно и в эпидоте гранитов Орского Зауралья — 26 г/т (Карпов, Задумина, 1971).

Германий. Среднее содержание 2,3 г/т, коэффициент концентрации 1,6.

По данным (А. С. Жукова, 1964), количество Ge в эпидоте может достигать 10 г/т. Содержания Ge больше средних (8 и 6 г/т) характерны для эпидотов из пегматитов и кварцевых жил. Эпидоты гранитоидов, обогащенных различными минералами железа, акцессорными и породообразующими, содержат германия значительно меньше — 1 г/т (см. табл. 117, 119). Значительно больше Ge (7,8 г/т) установлено в эпидоте осадочных пород Забайкалья (Бурьянова, Сапрыкин, 1971).

Кобальт. Среднее содержание 8,1 г/т, коэффициент концентрации 1,6.

Среди гранитоидов различного состава минимальное количество кобальта определено в эпидоте диоритов (см. табл. 117). По сравнению с эпидотами гранитоидов гранитной формации эпидоты гранитоидов габбровой формации содержат Co в 20 раз больше.

Хром. Среднее содержание 38,2 г/т, коэффициент концентрации 1,5.

Среди гранитоидов различного состава в эпидотах диоритов хрома в 2 раза больше, чем в эпидотах биотитовых гранитов. Среди жильных пород наибольшие содержания Cr установлены в эпидоте из кварцевых жил (см. табл. 117, 119). В эпидотах щелочных и основных пород его больше, чем в том же минерале гранитоидов (см. табл. 120). Соответственно и эпидоты гранитоидов габбровой формации содержат хрома в 400 раз больше, чем эпидоты гранитоидов гранитной формации (см. табл. 121).

Молибден. Среднее содержание 1,5 г/т, коэффициент концентрации 1,5.

Аналогичное содержание Mo — 1,6 г/т (2 определения) — характерно для эпидотов рудоносных гранитоидов Мегринского плутона (Демин и др., 1968). Оно больше в эпидоте гранитов Карпато-Балканских гор (7 определений) — 9,6 г/т (Arsenijević, 1967).

Свинец. Среднее содержание 32,3 г/т, коэффициент концентрации 1,5.

Содержание Pb — 41,5 г/т максимально в эпидотах гранодиоритов, минимально — 10 г/т — в том же минерале пегматитов. Оно меньше среднего в эпидоте из основных пород — 23,5 г/т (см. табл. 120). Отражением этой геохимической особенности являются и более низкие содержания Pb в эпидоте гранитоидов габбровой формации (см. табл. 121). Значительно повышены они в эпидоте из кварцевого сиенита Малого Кавказа — 100 г/т (Мустафаев, 1966).

Литий. Среднее содержание 31,5 г/т, коэффициент концентрации 0,8.

Цинк. Среднее содержание 7,7 г/т, коэффициент концентрации 0,1.

Эпидот лейкократовых гранитоидов содержит больше цинка — (15 г/т), чем эпидот гранодиоритов (2 г/т). Последнее в значительной мере обусловлено более ограниченными возможностями изоморфного рассеяния цинка в бедных цветными минералами лейкократовых гранитах.

Ниобий. Среднее содержание 18 г/т, коэффициент концентрации 0,1.

Содержание Nb—50 г/т—характерно для эпидота пегматитов, а в том же минерале аплитов оно намного меньше—10 г/т. Необычно высокие содержания Nb (5 определений)—218 г/т—установлены в эпидоте из гранитов Карпато-Балканских гор (Arsenijević, 1967).

Барий. Среднее содержание 6,3 г/т, коэффициент концентрации 0,008.

Весьма низкое содержание бария в эпидоте гранитоидов, увеличивается до 23 г/т в эпидотах пегматитов. В пьомонтите из кварцевых жил Швеции содержится бария 89 г/т (Ödman, 1950).

Фтор. Пьомонтит из кварцевых жил Швеции содержит фтора 1000 г/т (Ödman, 1950).

Золото. Среднее содержание золота в эпидоте гранитов Верх-Исетского массива (Урал) составляет (2 определения) 0,0025 г/т. В этом случае коэффициент концентрации равен 0,5 (Бушляков, 1971).

Индикаторные признаки аксессуарного эпидота

1. Сравнение вычисленных средних содержаний редких и рудных элементов в эпидоте с кларками соответствующих элементов в гранитоидах показывает, что в наибольшей мере в эпидоте концентрируются Bi, TR, V, Sn, Y, U, Th, для которых он может быть минералом-индикатором, надежно отражающим особенности содержания этих элементов в среде минералообразования (см. табл. 116).

2. По сравнению с эпидотом гранитов в эпидоте таких продуктов дифференциации гранитной магмы, как пегматиты, сильно увеличивается содержание Y, Sn, Be, Ge, Nb и особенно U. Количество этих элементов в эпидоте может рассматриваться как показатель степени накопления редких и рудных элементов в процессе дифференциации гранитной магмы.

Кроме того, в эпидоте лейкократовых гранитов, обычно представляющих поздние фазы, в многофазных интрузивах значительно увеличивается содержание Y, Ga, Be, Zr, а также Bi, Sn, Zn, Cu. Это, по-видимому, отражает повышенную рудогенерирующую способность магмы этих гранитоидов, с которыми обычно связано большинство месторождений редких и рудных элементов.

3. Состав эпидота достаточно полно отражает своеобразие химизма среды минералообразования и может быть использован при генетических построениях. Так, по сравнению с эпидотом из гранитоидов, эпидот из щелочных пород содержит в 2 раза больше галлия, что отражает повышенное содержание последнего в щелочных породах. В метаморфических породах эпидот содержит значительно больше стронция, чем эпидот из гранитоидов, содержащих меньше этого элемента. В эпидоте из габбро содержится значительно больше ванадия и скандия и значительно меньше бериллия, чем в эпидоте из гранитоидов.

Из данных табл. 121 видно, что аналогичные соотношения отличают эпидоты из гранитов габбровой и гранитной формаций. Первые содержат значительно меньше редких элементов—TR, Be, Ga и значи-

тельно больше таких характерных элементов основной магмы, как Cr, Ni, Co, Sc, Cu.

4. Своеобразие состава эпидота отражает геохимические особенности среды рудообразования. Так, в марганцевых рудах встречается манганэпидот, в свинцовых месторождениях нередко присутствует ханкоцит — свинецсодержащий эпидот. В эпидоте гранитов, содержащих сподумен или амблигонит, количество Li больше (40—50 г/т), чем в эпидоте гранитов, лишенных этих минералов (6—10 г/т) (Ляхович, 1963).

5. Эпидот может быть использован как индикатор степени накопления некоторых рудных элементов в завершающий гидротермальный этап становления гранитных интрузивов. Это заключение основывается на том, что по сравнению с эпидотом из гранитов в эпидоте из кварцевых жил значительно увеличивается содержание Cu, V, Sc, Ge и особенно Bi и W (см. табл. 119).

Кроме того, в эпидоте из рудоносных скарнов отмечается повышенное содержание олова или бора в зависимости от характера оруденения. Это создает предпосылки геохимической оценки рудоносности не только контактово-метасоматических образований (скарны), но и самих гранитоидов. Для этого, однако, необходимы дополнительные исследования, так как данные по составу эпидота довольно малочисленны и не всегда однозначны. Например, эпидот из гранитоидов Мегринского плутона, с которыми связано медно-молибденовое оруденение, характеризуется более низким содержанием Cu и Mo по сравнению со средним.

ГРАНАТ

Частота встречаемости аксессуарного граната в гранитоидах составляет в среднем 60—80%. Довольно непостоянное содержание граната в гранитоидах связано как с их петрохимическими особенностями, так и со степенью измененности поздними процессами. Анализируя средние содержания граната в отдельных разновидностях гранитоидов (табл. 122), можно заметить, что минимальные его содержания характерны для основных, в том числе и гибридных, разновидностей гранитоидов, а максимальные — для лейкократовых гранитов и особенно для аляскистов. В Приморье (Шипулин, 1957), Казахстане (Кулик, 1962) и ряде других мест повышенные содержания граната также отмечались в лейкократовых разновидностях гранитоидов.

В ряде случаев граниты с таким содержанием граната получили специальное название гранатовых. К ним относятся граниты Иолтахского, Сычанского, Омчикандинского и других массивов Северо-Востока СССР, описанные И. Я. Некрасовым (1962). Количество граната в этих гранитах очень велико и достигает 150 кг/т. Ф. К. Шипулин (1957) описал гранатсодержащие граниты Успенского массива в Приморье; Мангез (Mangez, 1957) — гранатовые граниты Пиренеев и т. д.

Связанные с гранитами аплиты и пегматиты содержат в 8—15 раз больше граната, чем материнский гранит. Процессы изменения гранитоидов, особенно такие как позднемагматическая мусковитизация, также ведут к увеличению содержания граната. В двуслюдяных гранитах его в 3 раза больше, чем в биотитовых гранитах. В то же время для

альбитизированных гранитов характерны резко пониженные количества граната.

Особенно велико количество граната в древних докембрийских гранитах, где его содержание достигает в отдельных случаях 12,5 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, отличающиеся по своей окраске и огранке. Форма кристаллов граната в значительной мере определяется особенностями

Таблица 122

Средние содержания и частота встречаемости граната в гранитоидах различного состава

Порода	Среднее содержание, г/т	Частота встречаемости, %
Граниты биотитовые (докембрийские)	9457,0	100
Пегматиты	1643,0	90
Аплиты	830,0	100
Аляскиты	414,0	75
Граниты двуслюдяные	351,0	77
Граниты лейкократовые	258,9	88
Граниты биотитовые (послекембрийские)	67,3	86
Кварцевые жилы	25,0	100
Граниты альбитизированные	12,0	25
Кварцевые диориты — плагиограниты	8,1	73
Граниты гибридные	6,0	100
Граниты окварцованные	0,02	

химизма среды, в которой происходила кристаллизация граната. С. Ш. Генделев (1963) отмечает, например, что, если расплав обогащен Fe^{3+} , то в огранении кристаллов граната будут преобладать грани тетрагонтриоктаэдра.

А. А. Ярошевский (1959), наоборот, считает, что гранаты, встречающиеся в породах, богатых Са, Fe, Mg, имеют преимущественно форму ромбододекаэдра, а гранаты, встречающиеся в породах, богатых Al — тетрагонтриоктаэдра.

Проведенное нами статистическое изучение форм кристаллов граната показало (Ляхович, 1968₁), что

в биотит-роговообманковых и биотитовых гранитах преобладающей формой кристаллов действительно является ромбододекаэдр, иногда усложненный гранями тетрагонтриоктаэдра. В более кислых гранитах — лейкократовых и двуслюдяных — преобладает гранат, имеющий форму тетрагонтриоктаэдра. Эта форма особенно характерна для пегматитов и аплитов. В тех случаях, когда в пегматитах встречаются ромбододекаэдрические кристаллы граната, они считаются ксенокристаллами или их появление связывают с гибридизмом. Например, в Северной Карелии ромбододекаэдрические кристаллы граната в пегматитах считаются реликтами вмещающих гнейсов (Ярошевский, 1959).

Гранат один из немногих аксессуарных минералов гранитоидов, обладающий весьма переменным составом в отношении главных, слагающих его, компонентов. Их переменное содержание во многом определяется химизмом или генезисом включающей его породы. Поэтому особенностям химического состава граната следует уделить большее внимание.

Прежде чем рассматривать особенности состава аксессуарного граната гранитоидов, необходимо упомянуть о составе граната из кри-

сталлических сланцев и гнейсов. Это представляет определенный интерес в связи с тем, что эти породы в ряде случаев рассматриваются как исходный материал при формировании автохтонных гранитов. Гнейсы, кроме того, могут возникать как за счет осадочных, песчано-сланцевых пород, так и за счет гранитов. Очевидно, состав граната в этих различных по происхождению породах должен быть различным.

В сланцах и гнейсах гранат является довольно обычным минералом, содержание которого особенно в гранатовых разностях этих пород может достигать больших значений. Порфиробластические зерна граната имеют здесь размер до 5 мм и более и часто хорошо заметны невооруженным глазом.

Большой интерес представляет сравнение результатов анализов гранатов из этих пород (табл. 123). Из этих данных следует, что наиболее характерной особенностью гранатов парагнейсов является высокое содержание в них пиропового (11—31, в среднем 23,1%) и низкое содержание спессартинового (0,6—4,3, в среднем 2,5%) компонентов. Значительное содержание пироба отмечалось и ранее в составе гранатов из гнейсов Украины (Боженко, Лиса, 1950; Гнатив, 1960).

Гранаты из сланцев, пород менее метаморфизованных, содержат несколько больше спессартинового (5—15, в среднем 5,7%) и меньше пиропового компонентов (4—18, в среднем 8,7%). Эти данные согласуются с выводом Мияширо (Miyachiro, 1953) о том, что с возрастанием степени метаморфизма содержание MnO в гранатах уменьшается.

Эта закономерность прослеживается и на составе гранатов кристаллических сланцев архея Алданского щита, в которых главную роль играют альмандиновая и пироповая молекулы. В протерозойских сланцах содержание пиропового компонента понижено, а спессартинового — повышено (Завьялова, 1957; Лавренко, Лазько, 1954). В кристаллических сланцах Станового хребта (Другова и др., 1960) и Кольского полуострова (Бондаренко, 1960) присутствует гранат с большим — от 30 до 50% — содержанием пиропового компонента.

Гранаты докембрийских гранитоидов весьма своеобразны. Помимо крупных размеров и высоких содержаний наиболее характерное отличие заключается в особенностях их состава, а именно в низком содержании спессартинового (в среднем 2,7%) и высоком — пиропового (в среднем 16,6%) компонентов (табл. 124). Ранее также отмечалось, что состав гранатов кировоградских (Завьялова, Матовский, 1961), а также чудново-бердичевских (Дядченко, 1957) гранитов Украины в основном альмандин-пироповый. Как видно, составы гранатов докембрийских гранитов и парагнейсов весьма сходны.

Значительно отличаются по составу от гранатов докембрийских гранитов Украины гранаты двуслюдяных протерозойских гранитов Алдана и протерозойских гранитоидов Восточного Саяна. Если в первом случае необычно высокое содержание спессартина — 37,1% — обусловлено метасоматическим генезисом граната, возникшим в процессе мусковитизации гранита, то во втором случае это, вероятней всего, указывает на нормально магматическое происхождение гранитоидов Восточного Саяна (см. табл. 124).

Акцессорные гранаты послекембрийских биотитовых гранитов по составу отвечают альмандин-спессартину, причем содержание спессар-

Химический состав гранатов гнейсов

Компоненты	Плаггиогнейс					Гней		
	Алдан					Украина		Прибайкалье
SiO ₂	39,42	38,98	37,84	39,04	39,23	38,42	38,96	40,04
TiO ₂	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,18	0,22	0,19
Al ₂ O ₃	22,00	21,52	22,82	22,41	22,76	20,71	18,52	20,88
Fe ₂ O ₃	1,50	0,91	1,31	2,92	3,10	0,86	3,19	4,48
FeO	27,00	28,68	30,17	24,63	26,05	31,02	12,35	24,70
MnO	0,78	1,80	0,93	1,37	1,33	0,25	3,06	0,73
MgO	7,95	3,99	6,70	7,49	5,86	6,77	1,26	6,94
CaO	1,70	3,57	0,60	1,87	1,61	2,02	21,70	1,74
K ₂ O						0,03		0,37
Na ₂ O						Сл.	0,17	0,21
P ₂ O ₅							0,05	
H ₂ O						0,04	0,02	0,28
П.п.п.				0,38	0,33		0,51	
Сумма	100,35	99,45	100,37	100,11	100,27	100,30	100,01	100,56
Литературный источник	Лавренко, Лазько, 1954					Завьялова, Матовский, 1961	Дядченко, 1957	Калинин, 1955
Альмандин	61,5	78,0	68,7	59,4	69,2	67,4	27,1	65,4
Спессартин	1,7	4,3	2,1	3,3	3,0	0,6	7,0	1,4
Андрадит	0,4		0,3	0,4	0,1	2,4	6,1	
Гроссуляр	4,8	1,0	1,6	5,1	4,7	2,8	54,7	5,2
Пироп	31,6	16,7	27,3	31,8	23,0	26,2	5,1	28,0

тина достигает значительной величины —20—23% (табл. 125). Эта особенность была замечена В. Райтом (Wright, 1938), а позже — А. С. Дудыкиной (1959). Она столь характерна, что Бреммэл (Brammal, Bрасewell, 1933) даже связывал появление в гранитах Англии богатого марганцем граната с контаминацией их марганецсодержащими осадками.

Гранаты жильных пород, аплитов и пегматитов отличаются от гранатов гранитов значительно меньшим содержанием пиропового (в среднем 2,5%) и большим спессартинового (в среднем 44%) компонентов (табл. 126). Это отмечалось также для гранатов аплитов и пегматитов Карелии (Бельков, 1958) и Горного Алтая. Содержание спессартинового компонента в гранитах из Айдахо достигает 33% (Shannon, 1922), из редкометальных пегматитов Восточной Сибири —48% (Соколов и др., 1962), а из гранитных пегматитов Ильменских гор —59% (Омельченко, 1956). Выполненные нами анализы акцессорного граната из аплитов Тувы и пегматитов Урала полностью подтвердили эти их особенности (см. табл. 126).

Широкое развитие метасоматических процессов, отмечаемое обычно в жильных породах, особенно в пегматитах, часто наблюдающаяся

и кристаллических сланцев, вес. %

сы			Гранулит			Сланец				
Беломорье		Кольский полуостров	Япония	Кольский полуостров		Япония	Саскачеван	Аляска	Алдан	
40,49	41,78	38,78	37,66	38,40	37,10	36,86	36,00	39,86	39,02	41,60
0,20	0,48	0,22	0,42	0,15	0,15	0,61				
19,22	17,70	19,83	20,30	21,06	20,25	21,95	26,61	21,76	19,20	19,90
2,73	4,76	1,97	1,75	2,59	1,97	2,47	2,67	0,68	1,58	2,11
22,45	21,24	28,51	29,62	28,84	31,92	14,01	30,12	29,98	30,42	32,83
0,64	0,66	0,49	2,87	0,48	0,39	16,22	1,86	1,44	3,33	1,30
5,36	2,85	8,28	3,88	4,62	0,98	1,21	2,19	4,34	1,02	0,80
7,90	10,36	1,48	2,50	3,80	6,99	5,95	2,36	1,66	5,40	1,60
0,02										
0,58			0,26			0,18			0,52	0,42
0,91										
100,50	99,14	99,56	99,26	99,94	99,75	99,46	101,81	99,72	100,49	100,56
Лебедев, 1959		Бондаренко, 1960	Wright, 1938	Бондаренко, 1960		Wright, 1938			Лавренко, Лазько, 1954	
54,9	57,3	63,0	64,9	69,8	74,3	38,1	76,0	72,8	72,2	87,3
1,4	1,5	1,0	12,9	1,0	1,6	39,1	8,5	3,4	7,7	3,3
		0,1	0,5		0,7			0,1	0,8	0,3
22,4	30,0	3,9	6,5	11,0	19,4	17,9	6,9	5,3	15,3	5,1
21,3	11,2	32,0	15,2	18,2	4,0	4,9	8,6	18,4	4,0	4,0

приуроченность выделений граната к мусковиту или серицитизированному плагиоклазу, позволяет связывать его появление здесь именно с этими процессами. В пользу этого говорит и сходство составов граната пегматитов, аплитов и грейзенизированных гранитов.

Как это отмечалось для гранитов, гранаты пегматитов, несущих следы контаминации, содержат значительно меньше спессартинового (7% вместо обычных 30—50%) и значительно больше пиропового (33% вместо обычных 1—8%) компонентов (см. табл. 126).

Состав граната не всегда принимается во внимание при объяснении причин появления этого минерала в жильных породах. Обычно наблюдаемая концентрация граната в призальбандовых участках пегматитовых жил служит поводом для заключения об его ассимиляционном генезисе (Боженко, Лиса, 1950; Ферсман, 1940). Подобное же мнение господствует и при объяснении генезиса гранатов из аплитов (Сердюченко, 1933; Юрк, 1953). В свете изложенного наличие в жильных породах граната с высоким содержанием пиропового компонента должно указывать на его ассимиляционный, а высокое содержание спессартинового — на метасоматический генезис.

Химический состав гранатов докембрийских гранитов, вес. %

Компоненты	Гранит чудново-бердичевский					Гранит трахитоидный				Гранит житомирский	Гранит аплитовидный	Гранит кировоградский	Гранит двуслюдяной	Гранодиорит	Плагиогранит	Гранит	
	Украина													Алдан	Восточный Саян		
SiO ₂	37,99	37,64	38,44	38,05	36,87	38,53	37,12	37,02	36,10	37,41	38,35	36,87	36,40	37,28	40,25	38,70	
TiO ₂	Сл.	0,03	0,04	0,06		0,14	0,22	Сл.	0,22		0,20	0,82	Сл.	0,53	0,26	0,30	
Al ₂ O ₃	20,42	20,76	22,34	21,72	21,16	19,96	20,44	19,49	21,81	18,75	20,84	20,30	16,45	20,10	22,02	19,08	
Fe ₂ O ₃	5,12	1,60	0,28	1,52	1,29	3,94	0,32	1,42	0,84	4,13	0,39	2,90	3,75	2,31		4,01	
TR ₂ O ₃	Не опр.					Не опр.						Не опр.					
FeO	29,69	33,75	31,30	32,31	34,73	31,52	37,40	37,18	31,26	31,84	34,74	22,82	22,28	21,60	24,48	28,28	
MnO	0,26	0,42	0,21	1,19	0,84	0,59	0,46	0,94	4,34	1,92	0,31	1,73	17,29	10,85	9,32	6,34	
MgO	4,59	4,70	5,44	4,37	4,16	3,28	2,04	1,91	3,11	5,36	3,24	2,45	2,30	3,02	1,11	1,56	
CaO	1,55	1,24	1,12	0,84	1,17	1,65	2,34	1,91	1,71	0,89	1,65	2,02	1,80	4,04	2,79	2,10	
K ₂ O	0,51	0,20				0,43						0,39					
Na ₂ O						0,09	Сл.					0,06					
P ₂ O ₅		0,10	0,13	0,05					0,11								
SO ₃				0,14					0,20								
H ₂ O ⁺	0,11	0,02		0,01	0,04	Не опр.	0,05		0,02		0,04	Не опр.					
H ₂ O ⁻	Не опр.					Не опр.						Не опр.			0,10		
П.п.п.		0,11	0,67		0,08				0,03								
Сумма	100,24	100,57	99,97	100,26	100,34	100,13	100,39	99,87	99,75	100,30	99,76	100,26	100,27	99,73	100,33	100,37	
Литературный источник	Ляхович, 1968 ₁	Завьялова, 1957	Завьялова, Матковский, 1961		Ляхович, 1968 ₁	Завьялова, Матковский, 1961					Ляхович, 1968 ₁	Крылов, 1960	Лавренко и др., 1954				
Альмандин	76,4	76,4	74,0	77,0	78,8	79,7	84,1	84,6	71,5	71,7	80,7	80,2	49,6	51,0	61,0	71,0	
Спессартин	0,7	0,6	0,3	2,6	1,6	1,1	1,0	2,0	11,5	4,3	0,7	3,8	37,1	25,0	23,7	15,4	
Андрадит	0,2	0,2				0,4	0,1	0,3		0,3	0,1	0,2	0,6	0,6		0,7	
Гроссуляр	4,2	3,6	3,2	2,4	2,9	4,5	6,5	5,4	4,9	2,4	4,8	5,7	4,0	11,1	9,0	5,9	
Пироп	18,5	19,2	22,5	18,0	16,7	14,3	8,3	7,7	12,1	21,3	13,7	10,1	8,7	12,3	6,3	6,6	

Химический состав граната из послекембрийских гранитоидов, вес. %

Компоненты	Граниты биотитовые						Граниты двуслюдяные и мусковитовые				Граниты контаминированные		Гранито-гнейсы	
	Горный Алтай		Урал		Восточное Забайкалье	Англия	Урал		Казахстан	Тува	Северный Кавказ	Англия	Урал	
SiO ₂	38,14	37,60	38,40	38,30	37,76	37,23	37,35	36,88	37,07	35,82	41,45	36,45	38,44	39,44
TiO ₂	Сл.	0,60	Сл.	0,10	0,14		0,27	0,09	0,17	1,02	0,50	0,69	0,15	0,18
Al ₂ O ₃	20,74	19,20	20,93	20,98	20,76	20,66	20,36	20,68	20,88	21,52	18,43	21,01	21,98	19,42
Fe ₂ O ₃	Не опр.	5,33	1,63	Не опр.	Не опр.	1,33	4,88	6,92	0,53	3,32	1,95	2,10	4,09	1,48
FeO	29,05	12,80	26,18	24,50	29,75	29,67	23,13	14,23	23,79	20,01	1,72	32,89	23,39	29,30
MnO	7,68	24,05	10,72	10,40	9,90	7,30	10,99	17,20	15,06	15,68	1,12	3,45	5,62	3,90
MgO	1,61	0,04	0,91	0,60	0,90	2,00	1,47	1,32	0,44	0,90	1,03	0,95	2,26	2,00
CaO	2,43	0,10	1,55	4,50	0,70	1,31	0,96	2,05	1,07	1,10	32,59	2,43	3,48	3,40
TR ₂ O ₃	0,11	0,04	Не опр.	0,08	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,28	Не опр.	Не опр.	0,04	Не опр.	0,14	0,09
Na ₂ O	0,13	0,20	Не опр.	0,10	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,03	0,26	0,07	0,08		0,05	0,12
K ₂ O	0,24	Не опр.	Не опр.	0,10	Не опр.		0,29	0,27	0,22	0,34	0,08		0,44	0,12
H ₂ O ⁺	0,23	Не опр.	0,13	0,30	Не опр.	0,70	Не опр.	Не опр.	0,37	0,28	1,00		0,10	0,50
H ₂ O ⁻	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.		0,13	0,11		Не опр.	0,08		Не опр.	Не опр.
Сумма	100,36	99,96	100,45	99,96	99,91	100,20	99,83	100,06	99,86	100,06	99,99	99,97	100,14	99,95
Литературный источник			Ляхович, 1968 ₁			Врам- mal, Brace- well, 1936	Ляхович, 1968 ₁		Кулик, 1962	Ляхович, 1968 ₁		Врам- mal, Brace- well, 1936	Ляхович, 1968 ₁	
Альмандин	68,00	38,30	65,00	58,30	70,70	70,80	64,00	47,90	58,40	52,30	3,60	80,90	65,50	71,00
Спессартин	18,00	61,10	26,30	25,20	23,20	17,30	26,40	40,70	36,40	40,90	2,50	8,10	13,80	9,60
Андрадит		0,10	0,20			0,10	0,10				5,40			0,50
Гроссуляр	7,30	0,40	4,80	14,00	2,10	3,60	3,10	6,20	3,50	3,40	84,60	7,20	10,70	10,20
Пироп	6,70	0,10	3,70	2,50	4,00	8,20	6,40	5,20	1,70	3,40	3,90	3,80	10,00	8,70

Состав граната из жильных пород, связанных с гранитами, вес. %

Компоненты	Аплит	Пегматит	Аплит	Пегматит	Аплитовидный заль- банд пегматитовой жилы		Пегматит	
	Тува	Урал	Кольский полуостров		Казахстан			Япония
SiO ₂	43,29	37,90	37,56	37,57	38,15	36,60	36,78	36,73
TiO ₂	0,13	0,12	0,05	0,05	0,12	0,16	0,20	0,09
Al ₂ O ₃	19,60	20,91	19,29	19,10	18,31	21,32	20,71	18,51
Fe ₂ O ₃	1,16	1,53	2,86	3,07	2,94	0,30	0,18	2,48
TR ₂ O ₃	He опр.	0,08	3,00	3,05	1,66	He опр.	He опр.	He опр.
FeO	11,20	22,00	14,23	13,49	12,04	23,63	24,37	26,54
MnO	22,74	15,10	19,60	19,83	24,38	16,35	14,47	13,61
MgO	0,60	0,80	0,11	0,11	0,17	0,45	0,69	0,32
CaO	0,96	1,36	1,04	3,26	2,13	0,74	1,49	1,77
K ₂ O	He опр.	He опр.	0,07	0,08	0,04	0,23	0,23	
Na ₂ O	He опр.	0,10	0,62	0,58	0,31	0,26	0,24	
H ₂ O ⁺	0,17	He опр.				0,35	0,21	0,77
H ₂ O ⁻	He опр.	He опр.						
Сумма	99,85	99,90	98,43	100,19	100,25	100,39	99,57	100,82
Автор или литератур- ный источ- ник	В. В. Ляхович		Бельков, 1958		Кулик, 1962		Umegaki, 1957	
Альмандин	30,00	55,50	48,00	39,60	34,70	61,20	58,50	61,60
Спессартин	63,00	37,00	51,20	49,30	58,10	35,00	34,20	32,00
Андрадит	0,14	0,80	0,10					0,40
Гроссуляр	3,86	3,00	0,30	10,40	6,50	1,90	4,50	5,00
Пироп	3,00	3,70	0,40	0,70	0,70	1,90	2,80	1,00

Своеобразен состав граната из кварцевых жил. В них обычно присутствуют гранаты, представленные известково-железистой разновидностью — андрадитом. Они обычно аномально двупреломляют и иногда частично замещаются эпидотом. Подобные гранаты установлены в кварц-гранатовых жилах Узбекистана (Хамрабаев, 1958), кварц-турмалиновых жилах Армении (Малхасян, 1955) и т. д.

Таким образом, изучение особенностей формы, содержания и особенно химического состава гранатов убеждает нас в том, что их появление в граните может быть объяснено различными причинами и, следовательно, сам гранит может иметь различное происхождение.

Вполне определенно устанавливается, что в гранитоидах гранат является образованием полигенным. Он может быть магматическим, ассимиляционным или метасоматическим; во всех случаях особенности его состава отражают своеобразие генезиса граната и вмещающей его породы.

Редкие элементы в акцессорном гранате

При вычислении средних содержаний редких и рудных элементов в гранате использовано 251 частное количественное определение, главным образом на Sc, TR, Y, U, W, Nb, Ta, из которых 140 заимствовано из литературы. Сведения по содержанию других элементов приводятся на основании 146 полуколичественных спектральных определений. Данные о содержании в гранате Th, Tl, In, B, Pb, Li, Rb, Cs, Au крайне немногочисленны, поэтому о них приводятся только краткие сведения.

По данным табл. 127 степень концентрации в гранате W, Y, Sc, Sn, Mo, Ge так велика, что его можно рекомендовать как индикатор, использование которого позволяет уточнить поведение этих элементов в различные этапы становления гранитных интрузивов.

Таблица 127

Средние содержания и коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в акцессорном гранате интрузивных гранитоидов

Элемент	Среднее содержание, г/т		K	Элемент	Среднее содержание, г/т		K
	в кислых породах (кларк)	в гранате			в кислых породах (кларк)	в гранате	
W	1,5	60,0	40,0	V	40,0	77,6	2,0
Y	34,0	1306,0	38,0	Sr	300,0	423,8	1,4
Se	3,0	80,1	27,0	Be	5,5	7,0	1,3
Co	5,0	70,0	14,0	Ga	20,0	24,8	1,2
Sn	3,0	23,5	7,8	Cu	20,0	17,6	0,9
Ge	1,4	10,3	7,3	Cr	25,0	13,5	0,5
Mo	1,0	7,0	7,0	Zr	200,0	70,5	0,4
Ni	8,0	40,0	5,0	Nb	200,0	73,3	0,3
Zn	60,0	188,0	3,0	U	3,5	0,062	0,02
TR	350,0	840,0	2,4	Ba	830,0	2,0	0,003
Ta	3,5	8,0	2,0				

Вольфрам. Среднее содержание 60 г/т, коэффициент концентрации 40.

Среднее содержание W в гранате рудоносных гранитов Дальнего Востока значительно больше вычисленного (9 определений) — 545 г/т (Говоров и др., 1970).

Иттрий. Среднее содержание 1306 г/т, коэффициент концентрации 38.

По более ранним данным (Дудыкина, 1959), среднее содержание Y в гранате гранитов более высокое (8 определений) — 4500 г/т.

Среди гранитоидов различного состава наибольшее содержание Y характерно для богатого марганцем граната лейкократовых гранитоидов (табл. 128), а в гранатах пегматитов оно достигает особенно большого значения — 1967 г/т (табл. 129).

Гранат пегматитов Кольского полуострова содержит Y от 10 675 до 19 630 г/т (Бельков, 1958), а пегматитов Калифорнии до 16 120 г/т (Джафф, 1950).

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном гранате интрузивных гранитоидов различного состава, г/т

Элемент	Диориты — гранодиориты	Граниты		Гранитоиды (среднее)
		биотитовые	лейкоократовые и аляскитовые	
W		60,0 (12)		60,0 (12)
Y		730,0 (12)	1800,4 (14)	1306,2 (26)
Sc	41,3 (17)	54,1 (4)	131,1 (6)	80,1 (38)
Co		70,0 (14)		70,0 (14)
Sn		24,2 (28)	22,3 (7)	23,5 (45)
Mo		12,5 (12)	3,5 (14)	7,0 (26)
Ge		9,8 (20)	20,3 (1)	10,3 (21)
Ni		40,0 (5)		40,0 (5)
Zn		218,7 (12)	162,5 (14)	188,0 (26)
TR ₂ O ₃	2700,0 (2)	380,0 (8)	800,0 (1)	840,0 (11)
Ta			8,0 (1)	8,0 (1)
V		162,5 (12)	5,0 (14)	77,6 (26)
Be		8,5 (23)	4,0 (14)	7,0 (37)
Ga		37,0 (12)	14,5 (14)	24,8 (26)
Cu		29,7 (12)	7,3 (14)	17,6 (26)
Cr		20,6 (17)	5,0 (14)	13,5 (31)
Zr		106,2 (12)	40,0 (14)	70,5 (26)
Nb		76,6 (1)	70,0 (1)	73,3 (2)
U	0,075 (1)	0,05 (1)		0,062 (2)
Ba			2,0 (14)	

Таблица 129

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном гранате гранитоидов и связанных с ними жильных пород, г/т

Элемент	Гранитоиды		Аплиты	Пегматиты	Кварцевые жилы
	интрузивные	измененные			
W	60,0 (12)		80,0 (4)		
Y	1306,2 (26)		100,0 (4)	1967,5 (10)	
Sc	80,1 (38)	32,5 (2)	52,0 (2)	32,0 (1)	195,0 (1)
Co	70,0 (14)			0,6 (106)	20,0 (4)
Sn	23,5 (45)	53,0 (1)			110,0 (1)
Ge	10,3 (21)	90,0 (6)	46,2 (1)	50,0 (106)	90,0 (4)
Ni	40,0 (5)			20,0 (106)	
Zn	188,0 (26)		37,5 (4)	500,0 (9)	275,0 (1)
TR ₂ O ₃	840,0 (11)	2300,0 (10)	1700,0 (3)	300,0 (3)	Не опр. (1)
Ta	8,0 (1)			136,0 (9)	
V	77,6 (26)			30,0 (9)	20,0 (4)
Be	7,0 (37)			5,0 (9)	
Ga	24,8 (26)			16,0 (106)	50,0 (4)
Cu	17,6 (26)		16,3 (4)	20,8 (9)	5,0 (1)
Cr	13,5 (31)			10,0 (106)	
Zr	70,5 (26)		230,0 (4)	72,5 (9)	
Nb	73,3 (2)			11,2 (12)	
Ba	2,0 (14)			1,5 (9)	

Гранаты парагнейсов Квебека содержат в среднем (23 определений) меньше иттрия — 267 г/т, что, возможно, отражает более низкие по сравнению с гранитами содержания Y в осадочных породах.

Иодер (Yoder, 1955) экспериментально получил иттриевые спессартины, содержащие Y 57 785 г/т.

Содержание Y в гранате пегматитов может быть использовано как поисковый признак. Действительно, богатые иттрием гранаты приурочены к пегматитам, содержащим редкоземельные минералы (Восточное Забайкалье, Кольский полуостров), а гранаты с небольшим количеством иттрия — к пегматитам, лишенным редкоземельной минерализации (Туркестанский хребет).

В пегматитах Японии обнаружен иттриевый спессартин, в котором TR установлены в количестве 320 000 г/т, причем среди них значительно преобладают Y и Yb.

Наличие в гранате другого сосуществующего Ca-содержащего минерала — роговой обманки — не сказывается на содержании в гранате иттрия, который предпочтительнее концентрируется именно в этом минерале (рис. 16).

Отсутствие иттрия в скарновых гранатах отмечалось И. Х. Хамрабаевым (1958₂), а Джафф (1950) указывает, что итрий вообще не обычен для гранатов, богатых кальцием.

Скандий. Среднее содержание 80,1 г/т, коэффициент концентрации 27.

Близость многих кристаллохимических свойств Sc^{3+} и Fe^{2+} обусловила возможность интенсивного вовлечения Sc при кристаллизации гранитоидной магмы в решетку цветных минералов, в том числе и граната, что объясняет высокий коэффициент концентрации в нем этого элемента.

По данным А. С. Дудыкиной (1960), содержание Sc в гранате непостоянно — от 50 до 2000 г/т — и в среднем (8 определений) составляет 420 г/т.

Среди гранитоидов различного состава наибольшим содержанием Sc — 131 г/т — обладают гранаты лейкократовых гранитов, а в гранате пегматитов оно меньше среднего (см. табл. 128, 129). Среди разновозрастных гранитов Sc наиболее распространен в гранатах из молодых, мезозойских, интрузивных комплексов. В гранате оловоносных пегматитов Забайкалья содержание Sc достигает 3250 г/т (Дудыкина, 1959). Это самые большие значения, определенные для гранатов пегматитов.

Содержание Sc в гранате метаморфических пород значительно больше, чем в гранате гранитоидов. При этом скандиеносность гранатов уменьшается с возрастанием степени метаморфизма. Так, среднее содержание Sc в гранатах глиноземистых пород амфиболитовой фации составляет (38 определений) 130 г/т, а в гранатах аналогичных пород гранулитовой фации (28 определений) — 107 г/т (Крылов, Дегелайский, 1971). Существует близкая к прямой зависимость между содержанием в гранате скандия и содержанием FeO и Fe_2O_3 и обратная в отношении SiO_2 .

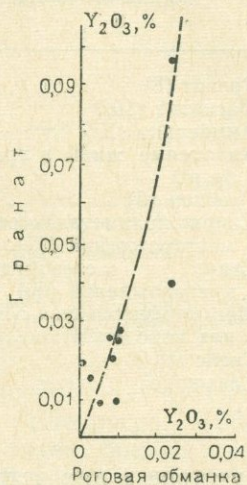


Рис. 16. Распределение Y_2O_3 между сосуществующими гранатом и роговой обманкой (Kretz, 1959)

Гранаты парагнейсов Квебека содержат близкое среднему количеству Sc (23 определения) — 83,65 г/т (Kretz, 1959), а по данным табл. 130 в гранатах гнейсов его значительно меньше — 20 г/т.

Таблица 130
Распределение Sc в гранатах
(Дудыкина, 1959)

Вмещающая порода	Среднее содержание, г/т
Гранит (8)	420
Пегматит (106)	230
Кимберлит (17)	140
Кварцевые жилы в граните (4)	120
Грейзен (6)	40
Скарн полиметаллических месторождений (42)	Не опр.
Скарн железорудных месторождений (50)	Не опр.
Метаморфизованная основная порода (34)	1
Гнейс (8)	20
Сланец (6)	Не опр.

По сравнению со средним содержанием, в гранате интрузивных гранитов Гиссарского хребта скандия меньше — 30 г/т (Баратов, 1966), а из чудново-бердичевских гранитов Украины, считающихся большинством исследователей автохтонными, больше — 131—195 г/т (Ивантишин, 1960). Сильно понижено содержание Sc в гранате щелочных пород Туркестано-Алая гранат содержит скандия 1 г/т (Ифантопуло, 1969), а меланит щелочных пород Памбакского массива — 1,3 г/т (Кравченко и др., 1969).

Содержание Sc в гранате во многом определяется минеральным составом гранита, так как в случае сосуществующей роговой обманки последняя будет забирать большую часть скандия (рис. 17).

Характерной чертой скандиеносных гранатов является постоянное присутствие в них иттрия в количестве до 1—2%. Установлено, что чем больше в гранатах иттрия, тем в нем больше скандия (Дудыкина, 1959). Это положение не распространяется на пиропы из кимберлитов.

Таблица 131

Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном гранате из различных типов пород, г/т

Элемент	Граниты интрузивные	Щелочные породы	Основные породы	Щелочно-метаморфические породы
Y	1306,2 (26)			267,06 (23)
Sc	80,1 (38)	1,1 (2)		83,65 (23)
Co	70,0 (14)			21,4 (114)
Sn	23,5 (45)	184,0 (1)		
Ge	10,3 (21)			5,0 (8)
Ni	40,0 (5)		60,0 (34)	70,0 (8)
TR ₂ O ₃	840,0 (11)	1300,0 (3)	30,0 (3)	1200,0 (2)
Ta	8,0 (1)	8,2 (1)		
V	77,6 (26)		70,0 (34)	122,4 (23)
Sr	423,8 (2)		1,71 (3)	3,3 (4)
Be	7,0 (37)	1,0 (1)		
Ga	24,8 (26)			16,1 (7)
Cr	13,5 (31)		170,0 (34)	892,0 (29)
Zr	70,5 (26)			195,94 (23)
Ba	2,0 (14)		1,18 (3)	36,94 (23)

Кобальт. Среднее содержание 70 г/т, коэффициент концентрации 14.

В гранатах гранитов Гиссарского хребта содержится Co 20 г/т (Баратов, 1966), т. е. значительно меньше среднего. Оно меньше и в гранате осадочно-метаморфических пород (3 определения)—9,5 г/т (Макрыгина и др., 1969) или от 4 до 44 г/т (De Vogre, 1955). Низкие содержания Co (8 определений)—30 г/т—характерны для гранатов из гнейсов и еще более низкие (6 определений)—10 г/т—из сланцев (Дудыкина, 1959).

Олово. Среднее содержание 23,5 г/т, коэффициент концентрации 7,8.

В гранатах биотитовых и лейкократовых гранитов содержание Sn близко к среднему, а в гранате пегматитов значительно больше его и достигает 53 г/т (см. табл. 128, 129). Гранаты лейкократовых гранитов и сингенетичных пегматитов Орского Зауралья содержат Sn 10—11 г/т, что меньше вычисленного среднего.

В гранатах гранитоидов различных регионов количество олова неодинаково. Оно значительно повышено в гранате лейкократовых гранитов Северо-Востока СССР—53 г/т—и щелочноземельных сиенитов—184 г/т (Некрасов, 1966). В гранате гранитов Карпато-Балканских гор оно также больше среднего (6 определений)—70 г/т (Arsenijević, 1967). В гранатах гранитов Дальнего Востока содержание Sn меньше среднего и составляет (9 определений) 18 г/т (Говоров и др., 1970), а в гранате гранит-аплитов гор Кульджунтау (Узбекистан) колеблется от 10 до 50 г/т (Азимов и др., 1970).

Содержание Sn достигает 110 г/т в гранате из кварцевых жил (см. табл. 129), что свидетельствует о накоплении этого элемента к гидротермальному этапу становления интрузива. Это подтверждается и данными А. С. Дудыкиной (1959), отметившей, что олово наиболее распространено в гранатах скарновых и сульфидных месторождений. Повышенные содержания Sn отмечались и в гранатах скарновых зон (Нестеренко и др., 1958).

Германий. Среднее содержание 10,3 г/т, коэффициент концентрации 7,3.

Наблюдается неуклонное увеличение содержания Ge в гранатах лейкократовых гранитов, аплитов и пегматитов, где оно составляет соответственно 20,3, 46,2 и 50,0 г/т. В пегматитах Китая обнаружен германийсодержащий гранат (Mang Tung-hung, 1958). Особенно высоких значений (90 г/т) достигает содержание Ge в гранате из грейзенизированных гранитов и кварцевых жил (см. табл. 128, 129).

В наиболее значительных количествах Ge присутствует в поздних марганцевых гранатах пневматолито-гидротермального генезиса (Дудыкина, 1959). Высокая концентрация Ge установлена и в гранатах скарнов, где этот минерал является практически единственным концентратом Ge (Нестеренко и др., 1958).

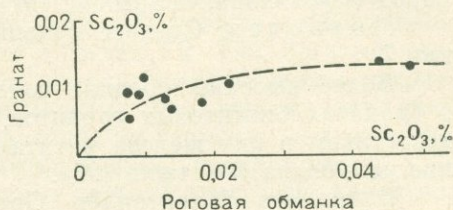


Рис. 17. Распределение Sc_2O_3 между сосуществующими гранатом и роговой обманкой (Kretz, 1959)

В гранате из скарнов Центрального Казахстана среднее содержание Ge составляет (177 определений) 46 г/т, а в отдельных случаях поднимается до 180 г/т. При этом установлено, что оно увеличивается вместе с увеличением содержания в гранате андрадитового компонента (Мирошниченко и др., 1971). В гранатах из скарнов полиметаллических месторождений среднее содержание Ge ниже и составляет (42 определения) 30 г/т (Дудыкина, 1959).

По сравнению с гранатом гранитов большие содержания Ge — 25 г/т — характерны для гранатов щелочных пегматитов (Ифантопуло, 1969) и меньшие — 5 г/т — для гранатов гнейсов (см. табл. 131). Небольшие количества (13—13,5 г/т) установлены и в гранате осадочных пород (Бурьянова, Сапрыкин, 1971).

Молибден. Среднее содержание 7 г/т, коэффициент концентрации 7.

Более высокие средние содержания Mo (12,5 г/т), отмеченные в гранатах биотитовых гранитов, очевидно, объясняются большим содержанием в них железа и титана, облегчающих изоморфное вхождение молибдена (см. табл. 128).

В гранате гранитоидов Орского Зауралья среднее содержание Mo — 7,5 г/т, в гранате гранитов Карпато-Балканских гор (6 определений) — 2,16 г/т (Arsenijević, 1967), т. е. понижено по сравнению со средним, а в гранате гранитов Дальнего Востока сильно повышено и составляет (3 определения) 300 г/т (Говоров и др., 1970).

Никель. Среднее содержание 40 г/т, коэффициент концентрации 5.

Близкое к среднему содержание Ni установлено в гранатах гранитов Гиссарского хребта — 30,0 г/т (Баратов, 1966). От гранитов к пегматитам оно меньше (см. табл. 130), а в гранатах основных и осадочно-метаморфических пород увеличивается в 1,5 раза (см. табл. 131), хотя в гранатах осадочно-метаморфических пород Патомского нагорья оно значительно ниже (3 определения) — 4,8 г/т (Макрыгина и др., 1969).

Цинк. Среднее содержание — 188 г/т, коэффициент концентрации — 3.

Среди гранитоидов различного состава более железистый гранат биотитовых гранитов содержит больше цинка, чем более марганцевый гранат лейкократовых гранитоидов. Соответственно и в более андрадитовом гранате из кварцевых жил количество Zn превышает среднее и составляет 275 г/т (см. табл. 128, 131).

В гранатах массива Адирондак обнаружено Zn от 75 до 280, в среднем 190 г/т, причем возрастание магнизиальности граната сопровождается одновременным увеличением содержания в нем цинка (Wederol, 1953). Спессартин из аплитовидных гранитов Узбекистана содержит Zn 100 г/т, а гроссуляр скарнов больше — 400 г/т (Азимов и др., 1970).

Редкие земли. Среднее содержание 840 г/т, коэффициент концентрации 2,4.

По сравнению с гранатом гранитов более марганцевый гранат лейкократовых гранитоидов содержит в 2 раза больше TR (см. табл. 128). Однако еще большие количества TR, в среднем (4 определения) 16 200 г/т, установлены в гранате щелочных гранитов. Гранаты жиль-

ных пород, связанных с щелочными гранитами, наследуют высокое содержание TR в последних и сами содержат 1900—2400 г/т (Белоліпецкій, Елина, 1967). В жильных дифференциатах известково-щелочных гранитов, аплитов и пегматитов содержание TR в гранатах различно. Оно повышено в гранате аплитов, практически лишенных собственных редкоземельных минералов, и понижено в пегматитах, где содержание редкоземельных акцессорных минералов наиболее значительно (см. табл. 129). В гранате слюдоносных мамских пегматитов содержание TR при переходе от ранней к поздней генерациям граната изменяется с 160 до 5600 и 2200 г/т соответственно (Шмакин, 1970).

Определение содержаний отдельных редкоземельных элементов в гранате показало, что в них встречается весь комплекс редких земель, причем в зависимости от состава гранатов, вообще подверженного значительным колебаниям, меняется и состав TR. Так, богатые марганцем гранаты аплитов и пегматитов обладают селективным иттриевым составом редких земель с иттриевым максимумом, вероятно, в силу сходства ионных радиусов марганца и тяжелых лантаноидов. В более железистых гранатах гранитов состав редких земель уже комплексный с характерным Eg-максимумом; причем они, вероятно, охотнее замещают Fe^{2+} , находящееся в восьмерной координации, чем Ca^{2+} , так как богатые кальцием гранаты почти не содержат редкоземельных элементов. Примером могут служить граниты, контактирующие с известняком. Они часто содержат значительное количество граната, существенно гроссулярового по составу, однако содержание в нем TR_2O_3 весьма незначительно и составляет 400 г/т.

Таким образом, в гранатах постоянно преобладает иттриевая группа редких земель. Доминирующая роль последних отмечалась и в гранатах из гранитов Украины (Ивантишин, 1960) и Дальнего Востока (Шипулин, 1957).

Для титанистых гранатов щелочных пород характерны большие содержания TR (см. табл. 131). Например, меланит щелочных пород Памбакского массива содержит TR_2O_3 1400 г/т (Кравченко и др., 1969). В гранатах фенитов и лейкократовых биотитовых нефелиновых сиенитов Сыннырского массива содержание TR_2O_3 составляет соответственно 2500 и 2900 г/т (Тихоненкова и др., 1971).

При химических анализах не были выделены осадки редких земель гранатов эглогитов (Полярный Урал), а их количество в гранатах основных пород минимально—30 г/т. По сравнению с гранатом из гранитов, гранаты из гнейсов содержат TR в 1,5 раза больше (см. табл. 131).

Т а н т а л. Среднее содержание 8 г/т, коэффициент концентрации 2.

Гранаты лейкократовых гранитоидов могут содержать Та 237,8 г/т (Кузьменко, Еськова, 1968). В гранате пегматитов содержание Та больше, однако при этом наблюдается интересная закономерность: гранаты редкометалльных пегматитов содержат больше тантала, чем гранаты безрудных пегматитов. Так, высокое содержание Та (8 определений)—150 г/т—характеризует гранаты пегматитов натро-литиевого типа (Гордиенко, Новикова, 1967). По данным М. В. Кузьменко и Е. М. Еськовой (1968), гранаты редкометалльных пегматитов танталового ряда содержат Та (11 определений) 121 г/т, а гранаты безрудных пегматитов редкоземельного ряда лишены его. Гранат редкометалльных

микроклин-альбитовых пегматитов Болгарии содержит Та 273 г/т, а безрудных — 26 г/т (Иванов, Бояджиева, 1970).

По сравнению с вычисленным средним гранаты щелочных ультраосновных пород характеризуются более высоким содержанием тантала (2 определения) — 24,6 г/т (Кузьменко, Еськова, 1968), а меланит щелочных пород близким среднему — 8,2 г/т (Кравченко, Ифантопуло, 1969₂).

Ванадий. Среднее содержание 77,6 г/т, коэффициент концентрации 2.

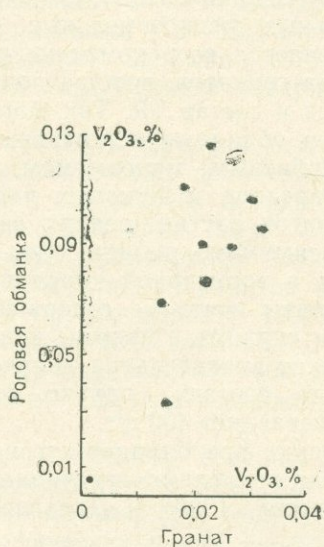


Рис. 18. Распределение V_2O_5 между сосуществующими гранатом и роговой обманкой (Kretz, 1959)

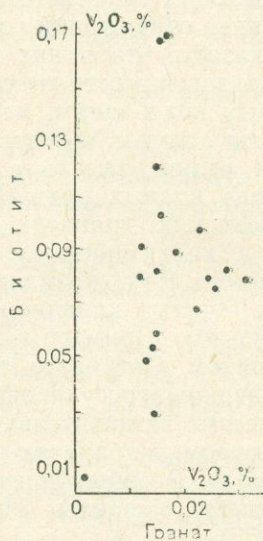


Рис. 19. Распределение V_2O_5 между сосуществующими гранатом и биотитом (Kretz, 1959)

Гранаты лейкократовых гранитов содержат по сравнению со средним гораздо меньше ванадия (см. табл. 128). Меньше его и в спессартинах аплитовидных гранитов Узбекистана — 56 г/т (Азимов и др., 1970). По-видимому, это связано с тем, что большая часть ванадия рассеивается в кристаллических решетках цветных минералов, особенно многочисленных в породах ранних интрузивных фаз. Действительно, по сравнению с гранатом большая часть ванадия захватывается кристаллическими решетками сосуществующих с ним роговой обманки или биотита (рис. 18, 19).

Значительно больше ванадия (23 определения) — 122,4 г/т — содержит гранат парагнейсов Квебека (Kretz, 1959). Содержание V больше среднего для граната интрузивных гранитоидов отмечено в гранатах сланцев (6 определений) — 140 г/т (Дудыкина, 1959).

Описаны случаи (Бадалов, 1951), когда в результате ассимиляции богатых ванадием осадочных пород образовывались гранаты, содержащие до 5% V_2O_5 . В углисто-кремнистых сланцах Северного Казахстана, характеризующихся повышенным содержанием V, присутствует ванадиевый гранат, содержащий 19,6% V_2O_5 .

Стронций. Среднее содержание 423,8 г/т, коэффициент концентрации 1,4.

Несмотря на известную геохимическую связь между кальцием и стронцием, последний встречается в анализированных гранатах крайне редко. Возможно, это связано с тем, что Sr, обладающий большим размером ионного радиуса, с трудом может замещать Ca, находящийся в структуре граната в восьмерной координации.

Среднее содержание Sr в гранате из кимберлитов (3 определения)—6,72 г/т—выше, чем в гранате из базальтов (3 определения)—1,7 г/т (Griffin, Murthy, 1969). Гранаты осадочно-метаморфических пород содержат различное количество Sr в среднем (4 определения)—3,27 г/т (Griffin, Murthy, 1969).

Бериллий. Среднее содержание 7 г/т, коэффициент концентрации 1,3.

В гранате из лейкократовых гранитов и пегматитов содержание Be несколько меньше среднего (см. табл. 128, 129). Оно повышено в гранате гранитов Дальнего Востока—15 г/т (Говоров и др., 1970) и Карпато-Балканских гор (Arsenijevič, 1967). Значительно меньше бериллия (1 г/т) содержит меланит из щелочных пород (Кравченко, Ифанопуло, 1969₂).

Галлий. Среднее содержание 24,8 г/т, коэффициент концентрации 1,2.

Близкое среднему количеству Ga содержит гранат из пород Японии—27 г/т (Nisikawa, 1958).

Среди гранитоидов различного состава наиболее высокое количество Ga—37 г/т содержат гранаты биотитовых гранитов (см. табл. 128).

В марганцевом гранате из пегматитов содержание Ga меньше, но оно значительно больше среднего в более железистом гранате из кварцевых жил (см. табл. 129). До 230 г/т достигает содержание Ga в спессартине из гранит-аплитов Узбекистана, в то время как в гроссуляре из скарнов оно значительно меньше—10—50 г/т (Азимов и др., 1970).

Гранаты сульфидных скарнов содержат Ga больше (42 определения)—30 г/т, чем гранаты из железорудных скарнов (50 определений)—2 г/т (Дудыкина, 1959). Гранат из кристаллических сланцев Алданского щита содержит от 14 до 20, в среднем (7 определений)—16,1 г/т Ga (Маракушев, Полин, 1961), т. е. значительно меньше, чем в интрузивных гранитоидах, что может быть использовано при выяснении генезиса гранитов.

Медь. Среднее содержание 17,6 г/т, коэффициент концентрации 0,9.

В гранате из лейкократовых гранитов количество Cu меньше среднего и составляет 7,3 г/т, а из жильных пород—не отличается от среднего (см. табл. 128, 129). В спессартине из аплитовидных гранитов Узбекистана оно достигает 400 г/т, а в гроссуляре из скарнов—7800 г/т (Азимов и др., 1970), что в значительной мере, очевидно, связано с наличием микровключений халькопирита.

Хром. Среднее содержание 13,5 г/т, коэффициент концентрации 0,5.

По сравнению с гранатом гранитов, гранаты более поздних дифференциатов—лейкократовых гранитов и пегматитов—содержат Cr в 1,5—2 раза меньше (см. табл. 128, 129).

Преимущественное накопление хрома в биотите, по сравнению с сосуществующим с ним гранатом (рис. 20), обуславливает значительное уменьшение содержания этого элемента в гранате таких поздних дифференциатов, какими являются лейкократовые гранитоиды.

По сравнению со средним несколько понижено содержание Cr в гранатах гранитов Гиссарского хребта—10 г/т (Баратов, 1966) и повышено в гранатах аплитовидных гранитов Узбекистана—43 г/т (Азимов и др., 1970).

В гранатах сланцев хрома значительно больше (6 определений) — 380 г/т (Дудыкина, 1959). Также повышено содержание Cr и в гранате

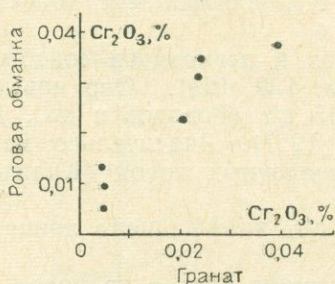


Рис. 20. Распределение Cr₂O₃ между сосуществующими гранатом и биотитом (Kretz, 1959)

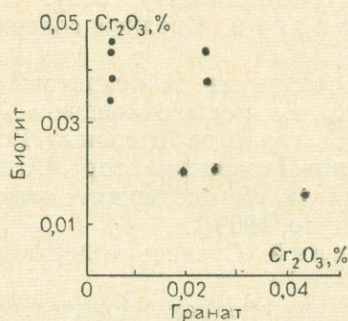


Рис. 21. Распределение Cr₂O₃ между сосуществующими гранатом и роговой обманкой (Kretz, 1959)

из осадочно-метаморфических пород Патомского нагорья (3 определения)—103 г/т (Макрыгина и др., 1969). В гранатах парагнейсов Квебека оно составляет (23 определения) 84,3 г/т (Kretz, 1959), что также выше среднего для граната гранитоидов. Все это, учитывая более высокий кларк хрома в осадочных породах, по сравнению с кислыми, изверженными, может быть использовано при выяснении генезиса гранитов.

Влияние на содержание Cr в гранате других, сосуществующих с ним минералов различно. Между Cr-содержащими минералами—гранатом и роговой обманкой—хром распределен достаточно равномерно, в то время как в ассоциации биотит—гранат большая часть хрома захватывается кристаллической решеткой биотита (рис. 21).

Цирконий. Среднее содержание 70,5 г/т, коэффициент концентрации 0,4.

По данным Дегенхардта (1959), среднее содержание Zr в гранате зависит от его состава и составляет 29 г/т в альмандиновом гранате и 40,5 г/т в пиропе. Более высокое среднее содержание Zr в гранате (8 определений)—1500 г/т—приводит А. С. Дудыкина (1959).

Среди гранитоидов Орского Зауралья содержание Zr в гранате уменьшается со 100 до 70 г/т при переходе от лейкократовых гранитов к пегматитам. Необычно высоко оно в спессартине гранитов (24 272 г/т) и гроссуляре скарнов (6586 г/т) Узбекистана (Азимов и др., 1970), что, вероятно, связано с наличием микровключений циркона или с аналитической ошибкой.

В богатых марганцем гранатах аплитов содержание Zr увеличивается до 230 г/т, хотя в гранатах пегматитов оно равно среднему для граната гранитов, а по данным А. С. Дудыкиной (1959), даже значительно ниже (106 определений)—10 г/т. Последнее может указывать на более позднее по сравнению с цирконом время выделения граната.

Отражением большего кларка циркония в щелочных породах по сравнению с кислыми являются и большие содержания Zr в титанистом гранате щелочных пород, где Zr^{4+} замещает Ti^{4+} . Меланит щелочных пород Ишимского массива содержит Zr 1554 г/т, а Памбакского—2368 г/т (Кравченко, Ифантопуло, 1969₂). Содержание Zr в гранатах нефелиновых сиенитов Сынырского массива достигает 3300 г/т, а в гранате скарнов оно много меньше—1900 г/т (Тихоненкова и др., 1971).

В титанистых гранатах щелочных пород Кольского полуострова содержание ZrO_2 столь высоко—11—20% (Бородин, Быкова, 1961), что их можно рассматривать как циркониевые разновидности граната.

В гранате из метаморфических пород содержание циркония обычно выше среднего: в гнейсах СССР (8 определений)—140 г/т (Дудыкина, 1959), парагнейсах Квебека еще выше (23 определения)—195,9 г/т (Kretz, 1959).

Ниобий. Среднее содержание 73,3 г/т, коэффициент концентрации 0,3.

В гранатах из гранитов различного состава содержание ниобия существенно не меняется (см. табл. 128), хотя гранаты лейкократовых гранитоидов могут содержать Nb до 175 г/т (Кузьменко и др., 1968); близкое среднему количество Nb (13 определений)—76,6 г/т—содержит гранат гранитов Карпато-Балканских гор (Arsenijević, 1967).

В гранате пегматитов, очевидно, в связи с уменьшением их железистости количество Nb не увеличивается (см. табл. 129). Однако оно может изменяться в зависимости от рудоносности пегматита: в гранатах из редкометальных пегматитов танталового ряда—35 г/т (11 определений), а из безрудных пегматитов редкоземельного ряда—3,5 г/т (Кузьменко, Еськова, 1968). Подобное отличие не наблюдается в пегматитах Болгарии, где гранат из редкометальных микроклин-альбитовых пегматитов содержит Nb 6 г/т, а из безрудных—10 г/т (Иванов, Баяджиева, 1970).

В гранате пегматитов натриево-литиевого типа среднее содержание Nb составляет (8 определений)—35 г/т (Гордиенко и др., 1967), т. е. ниже среднего.

Большим содержанием Nb (2 определения)—490 г/т (Кузьменко, Еськова, 1968)—характеризуются гранаты щелочных ультраосновных пород. В то же время в меланите щелочных пород оно значительно меньше—14 г/т (Кравченко, Ифантопуло, 1969₂).

Уран. Среднее содержание 0,062 г/т, коэффициент концентрации 0,02.

В Калифорнии в гранате гранодиоритов содержится U 0,075, а в гранате гранитов—0,05 г/т (Ларсен, Фейр, 1956). В гранате альмандин-спессартинового состава (58—63% спессартинового компонента) из липаритов Забайкалья содержится необычно большое количество U—60—80 г/т (Высокоостровская, Шатков, 1972).

Барий. Среднее содержание 2 г/т, коэффициент концентрации 0,003.

В гранатах барий определяется крайне редко. В гранате пегматитов его содержание близко к среднему (см. табл. 129). Гранаты карбонатитов содержат больше Ва (3 определения)—27—82 г/т, чем гранаты базальтов (3 определения),—1,18 г/т (Griffin, Murthy, 1969).

Гранаты метаморфических пород содержат неодинаковое количество Ва, что возможно связано с различной степенью их метаморфизма. В среднем оно составляет (4 определения)—0,77 г/т (Griffin, Murthy, 1969); значительно больше Ва содержится в гранате парагнейсов Квебека (23 определения) — 36,94 г/т (Kretz, 1959).

Торий. В гранате липаритов Забайкалья определено тория 11 г/т (Высокоостровская и др., 1972). Сходное количество Th—15 г/т—присутствует в шерломите из ультраосновных щелочных пород Кольского полуострова (Поляков, 1970).

Таллий. По данным Д. Шоу (1959₂), гранат содержит таллия 90—190 г/т, причем альмандин значительно меньше—70 г/т.

Индий. По данным Д. Шоу (1959₁), гранат пород Адирондака содержит индия от 0,1 до 0,18 г/т.

Бор. В гранатах из гранитоидов бор не определялся. Зато имеется ряд данных по содержанию В в гранатах контактово-метаморфических пород.

Гранаты из рудных месторождений, связанных с бороносными интрузивами, содержат бора в среднем 520 г/т, а гранаты из контактовых зон, связанных с безрудными гранитами, содержат только 14 г/т (Кузьмин, 1964).

В гранате из контактово-метаморфических пород содержание В меньше и составляет 70 г/т (Лисицын, Хитров, 1962). Анализ распределения бора в гранатах подобных пород показал, что его содержание в минерале не зависит от состава гранатов—существенно андрадитового, гроссулярового или промежуточного—и от пространственного положения породы, из которой анализировался гранат. Содержание В в гранате примерно равноценно для эндоскарнов пироксен-гранатового и везувиан-гранатового состава, для гранатовых скарнов и скарноидов различного состава (табл. 132).

Таблица 132
Содержание В в гранатах
(Лисицын, Хитров, 1962)

Порода	В, г/т
Эндоскарн пироксен-гранатовый (3)	65,0
Эндоскарн везувиан-гранатовый (2)	71,5
Скарн гранатовый (10)	75,9
Скарноид пироксен-гранатовый (3)	55,0
Скарноид гранатовый (2)	83,5
Скарноид гранат-волластонитовый (1)	46,0

Имеются отдельные указания на очень высокое содержание В в гранатах некоторых скарновых полей (до 4650 г/т) при его почти полном отсутствии в замещающем гранат эпидоте (6,2—31,0 г/т) (Барсуков, Егоров, 1957).

Свинец. В гранатах присутствует крайне редко. Спессартин аплитовидных гранитов Узбекистана содержит свинца 0,5 г/т (Азимов и др., 1970).

Литий. Определялся в гранатах весьма редко. Его содержание в гранатах из гранитов обычно ниже чувствительности спектрального анализа. По данным Н. Т. Азимова (Азимов и др., 1970), спессартин гранит-аплитов Узбекистана содержит Li 10 г/т. В гранате щелочных пегматитов отмечено Li 200 г/т (Ифантопуло, 1969).

Рубидий. В гранате щелочных пегматитов установлено Rb 300 г/т (Ифантопуло, 1969).

Гранаты из кимберлитов и базальтов содержат мало Rb (3 определения) — соответственно 1,21 и 0,28 г/т, а из метаморфических пород — еще меньше (4 определения) — 0,19 г/т (Griffin e. a., 1969). Гроссуляр из скарнов Узбекистана содержит 10—50 г/т Rb (Азимов и др., 1970).

Цезий. Сведения по содержанию Cs в гранате гранитов крайне скудны, а в гранатах других типов пород содержания Cs во много раз превосходят кларк этого элемента в кислых породах. Так, в гранате щелочных пегматитов Туркестано-Алая содержится Cs 1600 г/т (Ифантопуло, 1969), а в гроссуляре из скарнов Узбекистана — 100—500 г/т (Азимов и др., 1970).

Золото. По данным И. Н. Бушлякова (1971), среднее содержание золота в гранате гранитов Верх-Исетского массива (Урал) составляет (2 определения) — 0,0052 г/т, а коэффициент концентрации равен 1,2.

Индикаторные признаки акцессорного граната

1. Приведенные данные свидетельствуют о том, что помимо главных образующих минерал элементов акцессорные гранаты гранитоидов содержат переменное количество различных элементов-примесей, присутствие и величина содержаний которых в значительной мере определяется физико-химическими особенностями среды минералообразования. Особенно больших значений достигает в этом минерале концентрация W, Y, Sn, Ge (см. табл. 127). Для них гранат может рассматриваться как надежный геохимический минерал-индикатор. В гранате не накапливаются Cu, Cr, Zr, Nb, U, Ba и его содержание в породах кислого состава не будет оказывать существенного влияния на характер распределения этих элементов.

2. В дифференциатах гранитной магмы обычно накапливаются Ta, Y, W, Zr, Nb, Ge, что отражается на их повышенном содержании в гранате из жильных пород, сопровождающих граниты (см. табл. 129). С другой стороны, в гранатах пегматитов наблюдается уменьшение содержания не только Cr, Ni, Co, но и Sc, Nb, TR, Be. М. А. Кузьменко и Е. М. Еськова (1968) также отмечали, что для гранатов свойственно уменьшение содержания Nb и Ta при переходе от материнских пород к пегматитам. Меньшее по сравнению с гранитом содержание Sc и Zr в гранатах пегматитов было установлено и А. С. Дудькиной (1959). Минералы этих элементов нередко присутствуют в пегматитах в повышенном по сравнению с гранитом количестве, что может быть причиной их более низкого содержания в гранате. Это приводит к необходимости сочетать данные геохимических и минералогических анализов.

3. Редкие и рудные элементы в гранате могут присутствовать в виде изоморфной или минеральной примесей. Так, например, гранаты гранитов Мурзинской интрузии (Урал), содержащие значительное

количество монацита и ксенотима, характеризуются низким содержанием TR_2O_3 , в том числе и тяжелых лантаноидов. В то же время гранаты двуслюдяных гранитов Садона (Северный Кавказ), количество ксенотима в которых достигает 60 г/т, содержат много иттриевых редких земель. В первом случае наиболее вероятно изоморфная форма нахождения редких земель, во втором — в виде микровключений ксенотима. А. С. Дудыкина (1959) допускает, что большая часть циркония, отмечаемого в гранатах, обязана микровключениям циркона.

Гранат лейкократовых гранитов Тырнауза, содержащих в качестве аксессуарных минералов значительное количество шеелита и молибденита, характеризуется присутствием W и Mo. Олово часто отмечается в гранатах из двуслюдяных гранитов, в которых широко распространены касситерит. Присутствие меди, значительное количество которой обычно для гранатов из скарнов обусловлено наличием микровключений сульфидов. Присутствие в гранате микровключений сульфидов наиболее вероятно при их одновременной кристаллизации. Это совпадает с представлением о позднем времени кристаллизации граната, поскольку большинство сульфидов также выделяется в заключительную стадию кристаллизации.

Таким образом, одним из доказательств изоморфной формы нахождения того или иного элемента в минерале могут явиться антагонистические соотношения между рассеянной и минеральной формами нахождения этого элемента. Чем больше будет содержаться какого-либо элемента в рассеянном виде в минерале, тем меньше собственных минералов этого элемента должно содержаться в породе.

4. Содержание рудных и редких элементов в гранате отражает не только происходящие изменения в их концентрации в расплаве, но и те изменения в составе граната, которые имеют место в петрохимически различных типах гранитоидов.

Так, более железистый гранат биотитовых гранитов содержит больше элементов, геохимически близких железу и титану — Zr, Mo, Cu, Zp, V, Cr, а более марганцевый гранат лейкократовых гранитов — больше Y, Sc, TR (см. табл. 128). Значительно (в 3—4 раза) обогащаются редкоземельными элементами поздние богатые марганцем генерации граната из мусковитовых пегматитов Мамского района (Шмакин, Ширяева, 1970).

5. Состав граната может указывать не только на время образования этого минерала, но и на происхождение включающей его породы.

Состав аксессуарного граната в генетически связанной серии пород — кислые эффузивы — граниты — аплиты — пегматиты — закономерно изменяется от существенно альмандинового граната эффузивов к альмандин-спессартиновому гранату гранитов и существенно спессартиновому гранату аплитов и пегматитов. Таким образом, более поздним по времени выделения гранатам свойственны все более возрастающие содержания в их составе марганца.

Для гранитов, магматическое образование которых по ряду геолого-петрографических данных не вызывает сомнения, характерны гранаты, обладающие довольно постоянным составом. В тех случаях, когда граниты не несут заметных следов ассимиляции или метасоматических процессов, для гранатов присущи высокие содержания альмандинового (среднее 62%) и спессартинового (среднее 28%) компонентов; со-

держание остальных — весьма незначительно: пиропового, например, содержится в среднем 4,2%.

В отличие от граната магматического генезиса, метасоматический гранат двуслюдяных и мусковитовых гранитов содержит больше спессартинового (в среднем 36%) и меньше альмандинового (в среднем 55%) и столько же пиропового (в среднем 4,2%) компонентов.

В гранатах гибридных гранитоидов, в отличие от гранатов неизменных гранитов,* содержание титана более высокое и составляет 0,5—0,69%, вместо обычных 0,1—0,2%. Значительно увеличивается в гранате из контаминированных гранитов содержание СаО, и его количество в отдельных случаях может достигать 32,5%, по сравнению с 0,7—4,5% в гранате из неконтаминированных гранитов. В то же время содержание марганца в гранате контаминационного генезиса понижено и количество спессартинового компонента составляет в среднем 5%.

Гранаты ортогнейсов, образовавшихся в результате огневания гранитов магматического происхождения, содержат гранат, отличный от состава гранатов древних гранито-гнейсов, часто являющихся парагнейсами. Содержание в них пиропового компонента (в среднем 9%) значительно ниже, а спессартинового (в среднем 12%) выше, что сближает их с составом граната из гранитов магматического генезиса. В то же время состав гранатов из древних гранито-гнейсов более близок к таковому из кристаллических сланцев, что указывает тем самым на их первичноосадочную природу.

В этом свете интересны некоторые особенности состава граната докембрийских гранитов. Они часто залегают среди гнейсов и сами нередко обладают гнейсовидным обликом. Постепенные, нечеткие контакты их с вмещающими породами послужили поводом для предположения об их метасоматическом или инъекционно-метасоматическом происхождении. Если действительно при формировании докембрийских гранитов большую роль играли не магматические процессы, а трансформация вмещающих их парагнейсов или кристаллических сланцев в породы гранитного облика, то последние должны содержать и гранат, характерный минерал исходных метаморфических пород, реликтовая природа которого может быть установлена по особенностям его состава.

Было показано (Ляхович, 1966), что между составами гранатов парагнейсов и докембрийских гранитов существует много общего и прежде всего высокие содержания в их составе пиропового и низкие — спессартинового компонентов. Это сильно отличает их от гранатов послелембрийских гранитов складчатых областей, резкие секущие контакты которых с вмещающими породами и широкие ореолы ороговикованных пород позволяют предполагать их магматическое происхождение. Гранат докембрийских гранитов, содержащий в среднем 2,7% спессартинового и 16,6% пиропового компонентов, отличается от граната послелембрийских гранитов, для которого свойственны обратные соотношения сравниваемых компонентов: высокие содержания спессартинового (в среднем 28%) и крайне низкие пиропового (в среднем 4,2%).

Эти особенности состава гранатов наряду с геолого-петрографическими данными можно использовать для решения вопроса о генезисе гранитов. Так, например, чудново-бердичевские граниты Украины характеризуются не только необычно высоким содержанием 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 его с гранатом вмещающих плагиогнейсов. Учитывая также, что из общей массы встречающегося в этих гранитах циркона 80—90% приходится на долю окатанных его зерен, можно предположить, что они образовались в результате метасоматического преобразования гнейсовой толщи, реликтами которой в граните являются зерна магнезиального граната и окатанного циркона.

Ю. Ир. Половинкина (1963), отмечая богатство чудново-бердичевских гранитов гранатом, силлиманитом и кордиеритом, считает, что они возникли в результате гранитизации пироксен-плагиоклазовых гнейсов. Ю. А. Кузнецов (1953) указывает, что для метасоматических гранитизированных пород характерно сохранение тех же гранатов и гиперстенов, что и для вмещающих пород. А. А. Полканов и другие исследователи (1963) также подтверждают, что метасоматические гранитоиды часто наследуют минеральный состав материнских пород. В частности, в них нередко присутствуют минералы гнейсов: гранат, кианит, рутил, циркон, сфен и др.

Гранито-гнейсы Губенского массива на Урале образовались, как считает Г. М. Виноградская, 1959, в результате гранитизации кристаллических сланцев кувашкой свиты. Однако высокое содержание в гранате из этих гранито-гнейсов MnO , равное 14,55%, что соответствует содержанию 33% спессартинового компонента, говорит, скорее всего, в пользу магматического образования этих гранитов, которые позже подвергались рассланцеванию. О том же свидетельствует и редкая встречаемость здесь окатанных зерен циркона, количество которых составляет только 0,2% общей массы его кристаллов.

Приведенные примеры позволяют рассматривать магнезиальный гранат докембрийских гранитов как реликтовый минерал гнейсов, по которым эти граниты образовались. В то же время отличия в составе этого граната от граната гнейсов, выражающиеся в несколько меньшем содержании в нем магния и несколько большем марганца, говорят о его известном изменении.

Последние весьма напоминают изменения в составе граната, которые имеют место при диафорезе и протекают в условиях медленно диффузионного изменения состава граната в условиях повышенной активности железа и калия и приводящие в конечном счете к тому, что богатые пиропом гранаты становятся неустойчивыми и их состав постепенно изменяется, обогащаясь железом (Другова, Бургова, 1964). Не исключено, что магнезиальный состав граната докембрийских гранитоидов связан или со степенью метаморфизма этих пород, тем более что возможна зависимость между возрастом гранита и содержанием пироповой молекулы в гранате, или с интенсивностью процессов ассимиляции осадочно-вулканогенных толщ, так как в гибридизированных пегматитах отмечается появление именно магнезиального граната.

Подобные особенности состава граната в древнейших сильно метаморфизованных породах могут быть отражением и того, что первичные осадки, подвергшиеся впоследствии метаморфизму, образовались в результате разрушения пород основного состава, характеризующихся

по сравнению с гранитоидами более высокими содержаниями Mg, Fe, Ti и ряда других элементов.

6. Наблюдаются определенные отличия и в содержании редких элементов в гранате из гранитов различного генезиса. Особенности их содержания в гранатах отражают, по-видимому, геохимические отличия исходных пород, давших начало или кислой магме или осадочно-метаморфическим породам. Так, меньшие содержания Y и Ga и большие Sc, Cr, Ni, V в гранате парагнейсов соответствуют отличию в содержании этих элементов в кислых изверженных и осадочно-метаморфических породах (табл. 133).

Гранаты автохтонных гранитов отличаются также не только несколько большим содержанием TR, но и их менее иттриевым составом (табл. 134), что полностью согласуется с меньшим содержанием в них спессартинового компонента.

Таблица 133
Средние содержания редких и рудных элементов в аксессуарном гранате гранитоидов различного генезиса, г/т

Элемент	Гранитоиды		Гнейсы
	интрузивные	автохтонные	
TR ₂ O ₃	840,0 (11)	1000,0 (9)	1200,0 (2)
Sc	80,1 (38)	141,2 (3)	83,6 (23)
Zr	70,5 (26)		195,9 (23)
Ga	24,8 (26)		16,1 (7)
Y	1306,2 (26)		267,1 (23)
Ni	40,0 (5)		70,0 (8)
Cr	13,5 (31)		892,0 (29)

Таблица 134
Состав TR в аксессуарном гранате гранитоидов (Σ TR 100%)

Порода	La	Ce	Pr	Nb	Sm	Eu	Cd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Граниты палингенные интрузивные (5)	2,35	6,81	2,06	4,07	5,01	0,68	10,47	1,86	15,01	4,13	18,82	3,22	22,00	3,51
		Σ 15,29					Σ 37,16					Σ 47,55		
Граниты метасоматические автохтонные (3)	6,88	16,49	1,62	9,37	2,24	0,17	5,71	0,31	14,43	3,23	14,17	1,39	17,76	6,23
		Σ 34,36					Σ 26,09					Σ 39,55		
Пегматиты (4)	1,20	3,99	0,80	2,44	1,34	0,15	6,82	1,05	11,93	3,16	19,34	3,68	38,06	6,04
		Σ 8,43					Σ 24,45					Σ 67,12		

7. Возможность использования граната в качестве индикатора рудоносности основывается на том, что состав граната достаточно точно отражает геохимические особенности включающего их гранита, в том числе и его возможную металлоносность. Так, в гранатах гранитоидов, с которыми связаны оловянные, молибденовые или вольфрамовые рудопроявления, постоянно присутствуют Sn, Mo или W, а в гранатах нерудоносных массивов они обнаруживаются спорадически. Более того, содержание этих элементов в гранате рудоносных гранитов обычно превышает среднее. Так, содержание олова в гранатах оловоносных гранитов Северо-Востока СССР в 2 раза, а молибдена в гранатах рудоносных гранитов Дальнего Востока — в 45 раз превышает среднее.

Кроме того, по накоплению олова в гранате из кварцевых жил и скарнов можно судить о степени рудоносности постмагматических растворов. Эта особенность состава гранатов, по-видимому, имеет более общий характер, так как гранаты скарново-редкометалльных и скарново-железородных месторождений отличаются также по составу, коэффициенту соотношения Fe_2O_3/Al_2O_3 , параметрам элементарной ячейки и другим физическим свойствам, которые служат индикаторами на редкометальное и железородное оруденения в скарнах (Исмаилов и др., 1972).

Для первого более характерны гранаты гроссуляр-пиральспитового, для второго — андрадитового составов (Исмаилов и др., 1971).

Следующие особенности состава граната могут быть использованы при предварительной оценке перспективности пегматитов в отношении их рудоносности. Сравнительно давно указывалось, что повышенное содержание иттрия наблюдается в спессартинах из тех пегматитовых жил, которые содержат ксенотим, фергюсонит и другие иттриевые минералы (Гинзбург, 1954). Высокие содержания Ta и Nb наблюдаются в гранатах лейкократовых биотитовых и двуслюдяных гранитов, являющихся материнскими для редкометальных пегматитов танталового ряда (Кузьменко, Еськова, 1968). Наибольшие их содержания свойственны гранатам редкометальных пегматитов танталового ряда. В гранатах литиевых пегматитов они заметно меньше. В гранатах безрудных пегматитов оба элемента не обнаруживаются химическим методом, т. е. их количество не превышает десятитысячных долей процента.

Повышенные содержания Nb и Ta в гранате редкометальных пегматитов по сравнению с безрудными были также подтверждены исследованиями В. В. Гордиенко, Ю. Н. Новиковой (1967) и Ив. М. Ивановым, Р. Бояджиевым (1970). Гранаты оловоносных пегматитов обычно характеризуются повышенным содержанием скандия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из приведенного материала, вскрывающего некоторые особенности в распределении содержания редких и рудных элементов в акцессорных минералах гранитоидов, можно сделать следующие выводы, часть которых несомненно нуждается в дальнейшем уточнении и доработке.

1. Реальность использования акцессорных минералов как индикаторов возможной рудоносности основывается на высокой степени концентрации в них большинства редких и рудных элементов.

Если исходить из предположения, что гранитная магма в процессе кристаллизации и превращения ее в горную породу могла, в силу тех или иных причин, отделять от себя рудные или редкие элементы, которые впоследствии получали возможность концентрироваться в рудопроявлениях различных генетических типов (пегматитовых, контактово-метасоматических, кварцево-жильных и т. п.), то наиболее объективное представление об этом может дать геохимия минералов и, конечно, в первую очередь, породообразующих, как слагающих главную массу породы. Более высокие или более низкие по сравнению со средним содержанием в них редких и рудных элементов наряду с особенностями состава минерала и его содержания в породе дают первое представление о степени проявления изоморфного рассеяния.

Содержание и состав акцессорных минералов отражают уже следующий этап — начало проявления собственно рудогенерирующей способности гранитной магмы — когда изначально низкие концентрации редких и рудных элементов повышаются в такой степени, что они получают возможность образовывать собственные минералы.

Естественно предположить, если процесс кристаллизации магмы не сопровождался существенным отторжением рудных элементов, минералы последних могут быть широко распространены, но содержания их будут незначительны. Если же при кристаллизации гранитной магмы рудные элементы получали преимущественную возможность концентрироваться в поздних продуктах и при дальнейшем их отторжении образовывали постмагматические рудные скопления, то отражением этого процесса должно быть повышенное содержание рудных акцессорных минералов в гранитах, образующихся при подобном ходе процесса кристаллизации.

Однако для того, чтобы судить о повышенном или пониженном содержании акцессорных минералов в гранитоиде, необходимо знать основные статистические оценки этих содержаний: среднее (\bar{x}), точность

среднего (λ) и дисперсию содержаний (S). В литературе неоднократно упоминалось, что присутствие в гранитоидах собственных минералов рудных элементов: касситерита, молибденита и т. п. — является характерным признаком, указывающим на их рудоносность. Однако работы последнего десятилетия показали, что рудные акцессорные минералы широко распространены и среди нерудоносных гранитоидов, являясь закономерной составной частью этих пород вообще. Характерным же признаком рудоносных гранитоидов должно быть повышенное по сравнению со средним содержание акцессорных минералов.

При анализе материала по содержанию акцессорных минералов в гранитоидах различной рудоносности замечено, что содержание соответствующего рудного минерала обычно в 3—30 раз превышает вычисленное среднее (табл. 135).

Таблица 135

Сравнительные данные по содержанию акцессорных минералов в гранитах различной рудоносности, г/т

Минерал	Среднее содержание	
	в гранитоидах	в рудоносном граните
Вольфрамит	0,31	16,5
Шеелит	0,30	1,6
Молибденит	0,24	0,7—1,9
Галенит	0,12	47,0
Сфалерит	3,23	74,0
Касситерит	0,14	1,8—67,6
Магнетит	7798,00	15300,00—36600,00

Так, гранитоиды и граносиениты Ольховско-Чибихевского (Восточный Саян) или Магнитогорского (Урал) интрузивов, сопровождающихся железорудными месторождениями, содержат соответственно 15,3—36,6 кг/т магнетита. Одновременно в них же отмечается сильно повышенное содержание сфена, ильменита и иногда пирита.

Гранодиориты и кварцевые диориты Восточного Забайкалья, с которыми связывают свинцово-цинковое оруденение, содержат сфалерита 74 г/т и галенита 47 г/т, что также превышает значительно среднее содержание этих минералов. Оловоносные граниты Северо-Востока СССР и Приморья содержат касситерита соответственно 1,8—67,6 г/т; молибденоносные граниты Северного Кавказа и Казахстана — молибденита 0,7—1,9 г/т; вольфрамоносные граниты Горного Алтая и Приморья — шеелита и вольфрамита — соответственно 1,6—16,5 г/т.

Во всех приведенных примерах повышенные содержания рудных акцессорных минералов составляют характерную особенность рудоносных гранитов. Однако отдельные, особенно высокие, содержания имеют, очевидно, вторичное происхождение, так как рудоносные граниты, как правило, в той или иной мере изменены поздними процессами.

Можно также предположить, что в рудоносных гранитоидах, в процессе кристаллизации которых имело место отторжение и сопутствующее ему накопление рудных элементов в поздних продуктах, будет на-

блюдаются не только повышенное содержание акцессорных минералов, условия для образования которых в силу указанных причин были наиболее благоприятны, но и редких элементов в акцессорных минералах, являющихся преимущественно позднемагматическими по времени выделения. Сравнение состава акцессорных минералов рудоносных гранитоидов с вычисленными средними содержаниями показывает существование вполне определенной закономерности: в акцессорных минералах рудоносных гранитов содержание соответствующего рудного элемента обычно в 3—5 раз выше вычисленного среднего. Это установлено для содержания олова в сфене, ортите, магнетите, цирконе, гранате из оловоносных гранитов; ниобия и тантала для ильменита, сфена, циркона из редкометалльных гранитов, вольфрама и молибдена для магнетита, сфена, ильменита, циркона, апатита, турмалина, граната из гранитоидов, с которыми связаны вольфрам-молибденовые рудопроявления и т. п.

Например, акцессорные минералы из гранитоидов с тантал-ниобиевой минерализацией (Восточное Забайкалье, Тува) обладают повышенным содержанием этих элементов, в 3—20 раз превышающим среднее, а из гранитоидов, с которыми связана оловянная минерализация (Северо-Восток СССР, Приморье), содержат олова в 2—13 раз больше среднего. В акцессорных минералах гранитоидов, сопровождаемых вольфрам-молибденовым (Северный Кавказ) или медно-молибденовым (Армения) оруденением, соответствующих рудных элементов в 2—100 раз больше среднего.

Учитывая позднее время выделения главной массы акцессорных минералов, подобное обогащение, по-видимому, отражает накопление редких и рудных элементов в поздние этапы кристаллизации рудоносных интрузивов, что и представляет их характерную особенность.

Турмалины и эпидоты из кварцевых жил нередко обладают высоким содержанием W или Bi, что намечает пути оценки возможной рудоносности кварцевых жил. Во многом аналогичная особенность присуща турмалинам из редкометалльных пегматитов, характеризующихся повышенным содержанием Li, Cs, Ta или богатым Y и Ta гранатам, также обычно приуроченным к редкометалльным пегматитам.

2. Весьма примечательны те отличия, которые наблюдаются в составе акцессорных минералов из гранитоидов различного генезиса. Сравнение выборочных данных, приведенных в табл. 136, показывает, что эти отличия в большинстве случаев обусловлены наследованием акцессорными минералами геохимических особенностей магм или пород, за счет которых эти гранитоиды образовались.

Эти отличия могут быть сведены в три группы признаков.

С одной стороны, состав акцессорных минералов автохтонных гранитов, образовавшихся в результате метасоматического преобразования парагнейсовых толщ, отличается от состава одноименных минералов интрузивных гранитов в такой мере, что напоминает геохимическое отличие осадочных пород от кислых изверженных. Эти черты унаследованности геохимических особенностей осадочно-метаморфических пород наиболее отчетливо проявлены для Mg, Zn, Sc, Ga, Sr и выражаются в более высоком содержании Ga, Sr, Zn, Mg в минералах автохтонных гранитов.

Так, гранаты автохтонных гранитов содержат больше пиропового (15,4%) и меньше спессартинового (1,6%) компонентов, по сравнению с гранатом интрузивных гранитов (31,4 и 4,4% соответственно). Следует, однако, отметить, что если в ранние стадии гранитизации состав граната

Т а б л и ц а 136

Сводные данные по содержанию редких и рудных элементов в аксессуарных минералах из гранитоидов различного генезиса, г/т

Минерал	Элемент	Гранитоиды		
		интрузивные палингенные	автохтонные метасоматические	габбровой формации
Циркон	U	1150	550	
	Sc	143	171	
Апатит	U	96	33	
	Th	178	53	
	Ga	1,5	33	
	Sr	751	954	
Магнетит	Ga	22	54	
	Zn	238	265	
	V	1067	580	2111
	Cr	363	175	581
	Ni	35	21	108
	Mo	13	11	3
	W	5	1	
	Ta	35	2	2
	Nb	97	38	25
Сфен	Sn	26	8	
	Nb	1924	2880	1060
	Sn	255	118	40
	W	36	8	
Ильменит	Mo	82	55	8
	Zn	867	1450	
	Ta	262		99
	Sn	148 (99)	57	20
	W	63	34	
Гранат	Mo	8	3	
	Sc	80	141	
Эпидот	TR	11 600	24 300	450
	Co	8		166
	Cr	38		1666

(высокое содержание пиропового компонента) близок к составу гранатов вмещающих гнейсов, то на конечных — приближается к составу гранатов гранитоидов (Лебедев и др., 1967).

По сравнению с одноименными минералами интрузивных гранитоидов, магнетиты автохтонных гранитоидов содержат больше Ga, апатиты — Sr и Ga, магнетит и ильменит — Zn, гранат и циркон — Sc. Апатиты из осадочно-метаморфических пород также характеризуются боль-

шим содержанием Sr и Ga — элементов, среднее содержание которых в песчано-сланцевых породах в 1,5 раза выше, чем в кислых интрузивных.

С другой стороны, почти все акцессорные минералы интрузивных гранитоидов отличаются от одноименных минералов автохтонных гранитов более высоким содержанием большинства рудных элементов — W, Mo, Sn, хотя их кларковые содержания в осадочных породах выше, чем в кислых изверженных. Возможная причина этого заключается в том, что в процессе гранитизации и метасоматоза осадочно-метаморфических толщ содержание большинства редких и рудных элементов уменьшается и только содержание Sr и Ga, отчасти Sc и Zn, остаются такими, как в исходных породах.

С этим механизмом гранитизации, по-видимому, связана и другая особенность состава минералов автохтонных гранитов, заключающаяся в пониженном (в 2—3 раза) по сравнению со средним содержанием U в цирконе и апатите, Th — в апатите и монаците. Оверстрит (Overstreet, 1967) также считал, что на первичноосадочную природу монацита может косвенно указывать его пониженная ториеность.

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.

К числу особенностей состава минералов автохтонных гранитов, указывающих на большую роль метасоматических процессов в формировании их окончательного облика, относятся высокие содержания иттриевых TR в апатите, цирконе, сфене; гафния — в цирконе, которые в 1,5—3 раза превышают количество этих элементов в одноименных минералах в интрузивных гранитоидах. Акцессорным минералам гранитоидов габбровой формации присущи наименьшие содержания редких и рудных элементов и наибольшие Sr, Co, Ni, V.

Таким образом, наиболее обогащены редкими и рудными элементами минералы интрузивных гранитоидов, что определяет гранитную магму как геохимическую систему, весьма отличную от предыдущих.

По составу акцессорных минералов можно получить определенную информацию о генетической связи месторождений с магмой определенного состава. Так, содержание Co в пирите увеличивается при переходе от железорудных контактово-метасоматических месторождений, связанных с гранитами сиалического генезиса, к аналогичным месторождениям, ассоциирующим с гранитами базальтоидного происхождения.

3. Изучение содержания редких и рудных элементов в акцессорных минералах предоставляет достоверный материал, позволяющий судить о такой важной особенности в поведении этих элементов в процессе дифференциации магматического очага, какой является их преобладающее рассеяние в породах ранних или накопление, вплоть до образования собственных минералов, в породах поздних фаз.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в целом ряде случаев наблюдается значительное, 2—5-кратное обогащение W, Mo, Sn, Y, U, Ta, Nb акцессорных минералов из гранитов поздних интрузивных фаз. Например, в Казахстане в гранитах поздних фаз содержание Sc

во флюорите увеличивается с 9 до 46 г/т; U в монаците с 1600 до 3200 г/т; W в апатите с 95 до 120 г/т.

Все это говорит о том, что акцессорные минералы отражают в особенностях своего состава благоприятное влияние процессов дифференциации, если таковое проявляется, на накопление редких элементов к поздним этапам становления гранитных интрузивов. О том же говорит и увеличение содержания большинства редких и рудных элементов в одноименных акцессорных минералах пегматитов.

На ту же тенденцию может указывать и различие в содержании редких элементов в одноименных акцессорных минералах различных генераций. Например, в неоловоносных гранитах отсутствует тенденция к накоплению олова в поздних продуктах, что, в частности, отражается на уменьшении содержания Sn с 425 до 277 г/т при переходе от сфена ранней к сфену поздней генерации.

4. При анализе особенностей содержания редких и рудных элементов в акцессорных минералах со всей очевидностью вырисовывается огромная роль кристаллохимического рассеяния, как фактора, способствующего или препятствующего образованию этими элементами собственных минералов, т. е. проявлению рудогенерирующей способности магмы.

Это влияние кристаллохимического рассеяния весьма наглядно сказывается на различном содержании редких элементов в акцессорных минералах в зависимости от состава сосуществующих с ними других минералов. Сфены из оловоносных гранитов Северо-Востока СССР содержат мало ниобия — 588—840 г/т,— вероятно, благодаря постоянному присутствию в этих гранитах касситерита — минерала емкого в отношении ниобия.

По сравнению со сфеном лейкократовых гранитов, содержащим Sc 65 г/т, сфену диоритов содержит этого элемента значительно меньше — 3,8 г/т. Последнее обусловлено большим содержанием в этих породах железисто-магнезиальных пороодообразующих минералов, в кристаллических решетках которых мог рассеиваться скандий. Равным образом и содержание Sc в гранате будет определяться минеральным парагенезисом последнего: в случае сосуществующей с ним роговой обманки, емкой в отношении скандия, содержание этого элемента в гранате будет более низким, чем при сосуществующем с ним биотите (см. рис. 17). То же относится и к титану (рис. 22).

Влияние кристаллохимического рассеяния сказывается также и на появлении собственных минералов редких и рудных элементов. Так, выявляется любопытная закономерность, заключающаяся в том, что сфен из гранитов, практически не содержащих тантало-ниобатов (Урал), обладает повышенным содержанием Nb — 1540—2310 г/т. В то же время сфены из гранитных массивов, содержащих больше тантало-ниобатов (Восточное Забайкалье), содержат ниобия значительно меньше — 210—588 г/т.

Равным образом, и в ильменитах гранитов, содержащих акцессорные тантало-ниобаты, ниобия и тантала меньше, чем в ильменитах гранитов, в которых эти минералы не обнаружены. Это подтверждается также антагонизмом, существующим между сфеном и монацитом: граниты с большим количеством сфена — минерала емкого в отношении TR — практически лишены монацита, и наоборот.

Наглядный пример представляет собой поведение радиоактивных элементов. Так, ортиты лейкократовых гранитов Тянь-Шаня, содержащих незначительное количество ураноторита, обладают более высоким содержанием тория — 46 670 г/т, чем ортиты лейкократовых гранитов Казахстана, содержащих больше ураноторита, но ортиты которых содержат тория значительно меньше — 1500 г/т. Все это указы-

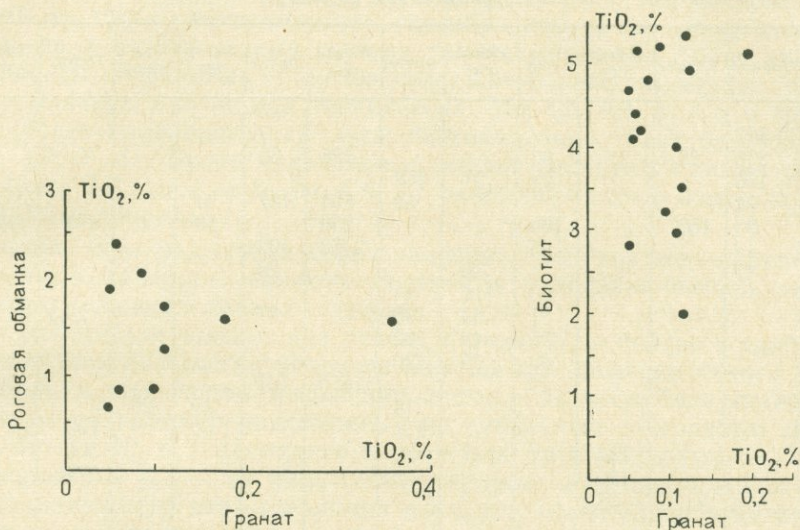


Рис. 22. Характер распределения Ti между гранатом и сосуществующими биотитом или роговой обманкой (Kretz, 1959)

вает на большую роль в проявлении рудогенерирующей способности гранитной магмы, как ее петрохимического состава, так и насыщенности летучими, так как значительное количество последних препятствует рассеянию редких и рудных элементов в кристаллических решетках, главным образом породообразующих минералов.

5. Акцессорные минералы гранитоидов различного состава существенно отличаются по содержанию редких и рудных элементов. Обычно в этих минералах из лейкократовых гранитов содержание большинства редких элементов — Nb, Ta, U, TR, Sc, Be, W, Mo, Sn — увеличивается в 3—5 раз, по сравнению с одноименными минералами более меланократовых гранодиоритов. В последних акцессорные минералы содержат больше Cr, Ni, Co, Sr, нередко Zr и Th.

Подобные отличия связаны не только с изменением геохимических особенностей разных порций гранитной магмы, отличающихся по составу, но и ограниченными возможностями к кристаллохимическому рассеянию в лейкократовых гранитах рудных и редких элементов в кристаллических решетках других минералов. Это свидетельствует также о необходимости сравнивать содержания редких и рудных элементов только в акцессорных минералах, выделенных из гранитоидов сходного петрографического состава.

6. Различные акцессорные минералы концентрируют в себе редкие и рудные элементы в неодинаковой степени. Следовательно, и индикаторная роль их различна (табл. 137).

Таблица 137

Сводная таблица редких и рудных элементов, характеризующихся высокими значениями коэффициентов концентрации в акцессорных минералах гранитоидов ($K > 20$)

Элемент	Циркон	Апатит	Магнетит	Сфен	Ильменит	Рутил	Монацит	Ортит	Флюорит	Турмалин	Пирит	Эпидот	Гранат
Hf	11 567												
U	330	28		60			628	80					
W	156			24	21	448							40
Y	94					52	104	187	34				38
Bi	80	160		100			250		60		670	40	
Th	49			25			2460	402					
Sc	47				40			20					27
Nb				96	111	94							
Mo				81	69	138		37			28,3		
Sn				85	49	202							
Ta				69	75	430							
TR ₂ O ₃				49			1610	590				33	
Ge						214			26	26			
Sb						115					100		
Au			110								800		
Ag			110								274		
V			27										

Некоторые минералы значительно концентрируют в себе только один или два элемента. Так, ванадий в значительной степени концентрируется только в магнетите, серебро и золото — в пирите и т. п. Другие, наоборот, характеризуются высоким содержанием весьма разнообразных элементов. Это особенно относится к рутилу, в наибольшей степени концентрирующему в себе Nb, Ta, W, Mo, Ge, Sb, а также к циркону и сфену.

Хорошим индикатором на вольфрам, помимо обычно упоминаемого сфена, являются циркон, ильменит, гранат и особенно рутил; на молибден — также, помимо сфена, ильменит, ортит, пирит и особенно рутил; на скандий — ортит, гранат, ильменит и особенно циркон и т. п. (см. табл. 137).

Полученные данные свидетельствуют о том, что в качестве индикаторов на различное оруденение следует использовать только определенные минералы. Не менее важно и то, что высокие содержания рудного элемента в акцессорном минерале еще не отражают его кристаллизации из рудоносной магмы, так как они присущи ему в силу особенностей его состава и структуры. Эти содержания указывают на рудоносность гранитной магмы в том случае, если они превышают вычисленные средние.

По приведенным в тексте коэффициентам концентрации можно судить о преобладающей изоморфной форме нахождения большинства редких и рудных элементов в акцессорных минералах. Действительно,

в магнетите концентрируются элементы, геохимически близкие железу — V, Cr, Mn, Ta, Sn, а в ортите — редким землям — Th, U, Y. В апатите накапливаются элементы, близкие кальцию — U, Sr, TR, W, Mo, а в рутиле — титану: Nb, Ta, Sn и т. д.

7. Говоря о желательности использования особенностей содержания редких и рудных элементов в акцессорных минералах гранитоидов в качестве одного из индикаторов их генезиса или возможной рудоносности, необходимо иметь в виду, что эти содержания во многом определяются не только геохимическим своеобразием среды минералообразования, но и особенностями состава самого минерала. Более железистые гранаты биотитовых гранитов содержат больше элементов, геохимически близких железу или титану — Zr, Mo, Cu, Zn, V. Cr, в то время как более марганцевые гранаты лейкократовых гранитов содержат больше TR, Y, Sc. Более марганцевый эпидот пегматитов также содержит больше TR, U, Y, а V, Ni, Cu, Zr накапливаются в более железистом эпидоте диоритов.

Поэтому при различных сопоставлениях необходимо сравнивать одноименные минералы близкого состава и в первую очередь из пород, петрографически весьма сходных.

8. Особенности содержания редких и рудных элементов в акцессорных минералах оказывают большую помощь при решении такого спорного вопроса, как время выделения рудных акцессорных минералов гранитоидов. Например, повышенные по сравнению со средним содержанием V или Ag в акцессорном пирите или Re в молибдените указывают, вероятней всего, на наложенную природу названных минералов, так как содержание этих элементов наиболее значительно в низкотемпературных генерациях этих минералов гидротермального генезиса.

Значительное увеличение содержания Mo, Sc, Sn в рутиле из кварцевых жил помогает отличать позднемагматические генерации этого минерала от постмагматических, гидротермальных.

Близость геохимических свойств TR_{ce}, Th, TR_y и U, установленная на основании изучения химических составов радиоактивных редкоземельных минералов, общая тенденция U и TR_y накапливаться в конечных дифференциатах в больших количествах, по сравнению с Th и TR_{ce} объясняют закономерное обогащение иттриевыми редкими землями и ураном поздних генераций минералов.

Низкие содержания Th характерны для монацита из кварцевых жил, которые иногда даже бывают лишены его. Поэтому необычно низкое, в 10 раз меньше среднего, содержание Th в монаците из гранитов Северо-Востока СССР, возможно, обусловлено его наложенной, гидротермальной, природой.

9. Знание средних содержаний облегчает установление тонких геохимических особенностей изверженных пород целых регионов. Так, сравнение содержания Sc в акцессорных минералах из гранитоидов Казахстана с вычисленными средними свидетельствует о постоянно повышенном содержании в них этого элемента (табл. 138). Примечательно, что это характерно не только для минералов гранитов, но в еще большей мере — для акцессорных минералов жильных тел. Здесь кроме ранее описанных (Семенов и др., 1966) больших содержаний Sc в рутиле из кварц-пегматитовой жилы — 1072 г/т — следует отметить уста-

новленное нами необычно высокое содержание Sc — 7475 г/т — в монаците из кварцевой жилы Каркаралинского массива.

10. Геохимия минералов позволяет решать следующие принципиальные вопросы:

— изоморфная емкость минералов. Являются ли повышенные содержания редких элементов в минералах рудоносных интрузивов следствием изоморфных замещений или они результат микровключений собственных минералов;

Таблица 138

Содержание скандия в аксессуарных минералах из гранитоидов акчатауского комплекса (Казахстан), г/т

Минерал	СССР	Казахстан
Циркон	142,7	110,0
Апатит	3,3	36,5
Сфен	9,9	70,0
Ильменит	120,3	410,0
Ортит	59,8	65,0
Флюорит	4,6	8,0
Эпидот	13,1	39,0

— степень отторжения редких элементов от продуктов главного и накопления в продуктах позднего этапа кристаллизации. Определяется по величине коэффициента накопления — отношению содержания редкого элемента в одноименных минералах поздней и ранней генераций;

— реальность существования металлогенической специализации. В ряде случаев содержание рудных элементов в главном минерале-носителе рудоносных гранитов ниже среднего, характерного для данного минерала. Поэтому механизм отторжения рудного элемента, имевший место в процессе кристаллизации магмы, кажется более

реальной причиной рудоносности, чем изначальное обогащение магмы рудными элементами;

— генезис пород. Установлен ряд существенных отличий в составе одноименных аксессуарных минералов из петрографически сходных пород различного генезиса. Эти отличия являются результатом наследования минералами геохимических особенностей исходных пород или магм. Все минералы интрузивных гранитоидов содержат значительно больше редких и рудных элементов, по сравнению с одноименными минералами автохтонных гранитов, выделяющихся более высокими содержаниями галлия и стронция.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдуллаев Г. К. К вопросу о связи морфологии кристаллов пирита с условиями их образования.— «Докл. АН УзССР», 1957, т. 13, № 1, с. 43—48.

Авякян А. А., Мкртчян Г. М. О содержании примесей в кристаллах пирита различной морфологии.— «Докл. АН АрмССР», 1965, т. 41, № 2, с. 112—117.

Азимов П. Т. Распределение аксессуарных минералов и редких элементов в породах Актауского интрузива (Южный Наратау, Западный Узбекистан).— Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. Ташкент, 1967. 22 с. (АН УзССР. Ин-т геологии и геофизики).

Азимов П. Т. Распределение урана и тория в некоторых аксессуарных минералах Актауского гранитоидного массива.— «Докл. АН УзССР», 1970, № 2, с. 45—47.

Азимов П. Т., Айзенштат В. И. и др. Гранитоидные формации Узбекистана. Ташкент, «ФАН», 1970. 256 с. (АН УзССР. Ин-т геологии и геофизики).

Азимов П. Т., Лихойдов Г. Г. Редкоземельные элементы в апатитах из некоторых интрузивов Западного Узбекистана.— «Докл. АН УзССР», 1966, № 5, с. 23—27.

Азимов П. Т., Хамрабаев И. Х. Распределение редкоземельных элементов в породах и минералах Актауского интрузива.— «Узб. геол. журн.», 1965, 5, с. 28—36.

Азимов П. Т., Хамрабаев И. Х. К распределению ниобия и тантала в гранитоидах Актауского интрузива (Западный Узбекистан).— «Узб. геол. журн.», 1966, № 3, с. 39—44.

Айзенштат В. И., Далимов Т. Н., Урунбаев К. У., Ежков Ю. Б. Роль некоторых породообразующих и аксессуарных минералов в фашиально-формационном анализе гранитоидов Чаткало-Кураминских гор.— В кн.: Материалы Второго Среднеазиатского регионального петрографического совещания. Душанбе, «Дониш», 1971, с. 113—114. (Петрогр. ком. АН СССР. Ин-т геологии АН ТаджССР. Упр. геологии Совета Министров ТаджССР. Ин-т геологии и геофизики АН УзССР).

Акрамов М. Б. Аксессуарные минералы и особенности их распределения в Хаврездаринском и Кударинском гранитоидных интрузивах (Центральный Памир).— Автореф. дисс. канд. геол.-минералог. наук. Душанбе, 1968, 26 с. (Тадж. ун-т).

Акрамов М. Б. Об аксессуарном магнетите Хаврездаринского и Кударинского гранитных интрузивов (Центральный Памир).— В кн.: Магматизм и металлогения Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1968, с. 178—191. (АН ТаджССР. Ин-т геологии).

Акрамов М. Б. Особенности распределения аксессуарных минералов в Хаврездаринском и Кударинском гранитоидных интрузивах (Центральный Памир).— «Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук», 1971, № 3 (41), с. 77—85.

Актанов М. Т. Геохимия олова в герцинских гранитоидах Южного Тянь-Шаня (Юго-Восточная Киргизия).— «Изв. АН КиргССР», 1971, № 1, с. 37—43.

Алексиев Е., Хисина Т., Павлова М. Геохимия редких земель в Планском плутоне.— «Изв. Геол. ин-та Бълг. АН. Сер. геохимии, минералогии и петрографии», 1969, кн. 18, с. 47—57.

Алексиев Е., Цветкова В. Геохимични и минералогични изследвания върху монацита от гранитите на Рила Планина.— «Тр. геол. ин-та Бълг. АН. Сер. геохимии и полезни ископаеми», 1962, кн. 3, с. 5—24.

Алексиев Е. И. К вопросу о разделении редкоземельных элементов в магматическом процессе.— В кн.: Проблемы геохимии. Юбилейный сб., посвящ. семидесятилетию акад. А. П. Виноградова. М., «Наука», 1965, с. 369—377. (АН СССР, Ин-т геохимии и аналит. химии).

Амшинский Н. Н., Мариич И. В., Молчанов В. И., Орлова Л. И., Горб А. М. Акцессории гранитоидов Алтая и методика их изучения. М., «Недра», 1964. 176 с.

Аношин Г. Н., Потапьев В. В. Щелочи и элементы-минерализаторы (В. F) в гранитах Кольванского массива.— «Геология и геофизика», 1965, № 7, с. 11—27.

Антипин В. С., Кузьмин М. И., Легейдо В. А. Олово в гранитоидах амуджикано-сретенского комплекса (Восточное Забайкалье).— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2 (4). Материалы к Четвертой научн. конференции по геологии Прибайкалья и Забайкалья, посвящ. 50-летию Советской власти. Чита, 1967, с. 165—167. (Забайкальск. филиал Геогр. об-ва СССР. Читинск. геол. упр. Читинск. район. совет науч.-техн. горн. об-ва).

Апельцын Ф. Р., Фельдман Л. Г. Колумбитоносные граниты. М., Госгеолтехиздат, 1958. 51 с. (Геология месторождений редких элементов. Вып. 2).

Апостолова М. Я. Исследование гранатов кристаллических сланцев Алданского комплекса.— «Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те», 1953, № 7, с. 201—305.

Афанасьев Г. Д. О стронции в минералах пегматитовых и гидротермальных дериватов каледонских интрузий Западного Кавказа.— «Докл. АН СССР», 1948, т. 62, № 5, с. 677—679.

Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. М., Изд. АН СССР, 1958, 139 с. (АН СССР. Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР. Вып. 20).

Ахманова М. В., Леонова Л. Л. Исследование метамиктного распада силикатов с помощью ИК-спектроскопии.— «Труды Минерал. музея АН СССР», 1963, вып. 14, с. 3—31.

Ачкасова Е. Б., Бадалова Р. П., Бадалов С. Т., Палей Л. З. Особенности распределения золота в эндогенных месторождениях Алмалыка.— В кн.: Геология, минералогия и геохимия рудных регионов Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1969, с. 68—72. (АН УзССР. Ин-т геологии и геофизики. [Зап. Узбекист. отд. Всесоюз. минерал. об-ва. Вып. 20]).

Бадалов С. Т. О ванадиевых разновидностях турмалина и граната.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1951, ч. 80, вып. 3, с. 212—213.

Бадалов С. Т., Поваренных А. С. Изоморфные элементы-примеси пиритов.— «Геол. журн.», 1970, т. 30, № 3, с. 27—34.

Бадалов С. Т., Рабинович А. В. К геохимии индия и таллия в Карамазарском рудном регионе (УзССР и ТаджССР).— «Геохимия», 1966, № 11, с. 1368—1372.

Баддингтон А. Ф. Окисные Fe- и Fe-Ti-минералы и концентрации в докембрийских породах штата Нью-Йорк и Нью-Джерси, США.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 234—264.

Баженов А. И. Редкоземельный эпидот из Юго-Восточного Алтая.— «Изв. Томск. политехн. ин-та», 1958, т. 90, с. 119—129.

Баженов А. И. Изменение радиоактивности акцессорного циркона в вертикальных и горизонтальных сечениях Элекмонарского многофазного гранитоидного массива (Горный Алтай).— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск. Изд. Томск. ун-та, 1962, с. 82—86.

Баласанян С. И. Закономерности распределения акцессорных минералов и микроэлементов в гранитоидах Сомхето-Кафанской зоны.— «Изв. АН АрмССР. Геол. и геогр. науки», 1963, т. 16, № 1, с. 3—15.

Балашов Ю. А., Надарейшвили Д. Г., Кекелия М. А. Баланс редкоземельных элементов в габброидах Квиранской интрузии.— «Геохимия», 1970, № 10, с. 1204—1214.

Балашов Ю. А., Соболев Р. Н. Вариации состава и содержания редкоземельных элементов в магнетитах гранитоидов.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 1, с. 196—198.

Балашов Ю. А., Туранская Н. В. Закономерности распределения редкоземельных элементов в породах дифференцированного комплекса Ловозерского щелочного массива в связи с некоторыми вопросами генезиса этого комплекса.— «Геохимия», 1960, № 8, с. 701—713.

Баранов В. И., Ду Ле-тянь. Связь концентрации урана в цирконе, монаците, сфене гранитов с измененностью этих минералов.— «Геохимия», 1961, № 11, с. 1029—1031.

- Баранов В. И., Ду Ле-тянь. К геохимии урана и тория в гранитных породах Кызылтауского массива (Центральный Казахстан).—«Геохимия», 1961₂, № 12, с. 1059—1067.
- Баранов Э. Н. О содержании урана во флюорите.—«Геохимия», 1966, № 8, с. 1006—1009.
- Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, «Дониш», 1966, 366 с.
- Барсанов Г. П., Кузнецов К. М. Особенности касситерита из гранитных пегматитов Центрального Кавказа.—«Труды Минерал. музея АН СССР», 1971, вып. 20, с. 14—24.
- Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. О турмалине дравитового состава.—«Труды Минерал. музея АН СССР», 1964, вып. 15, с. 39—80.
- Барсуков В. Л., Егоров А. П. Некоторые геохимические особенности условий образования месторождений гипогенных боратов.—«Геохимия», 1957, № 8, с. 673—683.
- Барсукова Н. С. О формах нахождения редких элементов в породообразующих и рудных минералах месторождений, связанных с массивами ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Материалы VIII конференции молодых ученых ВИМСа. Ч. 2. М., Ротапринт ВИМС, 1970, с. 18—20.
- Бартницкий Е. Н., Елисеева Г. Д., Щербак Н. П. Изотопный состав свинца в гранитах западной части Украинского щита.—«Геохимия», 1969, № 8, с. 991—996.
- Белов Н. В. Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магмы.— В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. Труды геохимического симпозиума (20—24 дек. 1957 г.). М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 95—100. (АН СССР. Ин-т геохимии и анализ. химии).
- Белолипецкий А. П., Денисов А. П. и др. О некоторых результатах химического и рентгеноструктурного изучения минералов группы эпидота—ортита.— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. [Сб.] 5. Л., «Наука», 1967, с. 129—137. (АН СССР. Кольск. филиал. Геол. ин-т).
- Белолипецкий А. П., Елина Н. А. О составе редких земель в аксессуарных минералах жильных образований щелочных гранитов.— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. [Сб.] 5. Л., «Наука», 1967, с. 124—128. (АН СССР. Кольск. филиал. Геол. ин-т).
- Бельков И. В. Игтриевая минерализация амазонитовых пегматитов щелочных гранитов Кольского полуострова.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 126—139.
- Бельков И. В. Аксессуарная минерализация щелочных гранитов Западных Кейв.— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. [Сб.] 3. Апатиты, 1962, с. 5—19. (АН СССР. Кольск. филиал. Кольск. отд. Всесоюз. минерал. об-ва).
- Бельков И. В., Батиева И. Д. Аксессуарная минерализация пород формации гранодиоритов—тоналитов—плагиигранитов на Кольском полуострове.— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. [Сб.] 8. Л., «Наука», 1971, с. 131—145. (АН СССР. Кольск. филиал. Геол. ин-т).
- Бельков И. В., Елина Н. А. Редкоземельные элементы и иттрий в аксессуарных сфенах из щелочных гранитов Кольского полуострова.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 2. Апатиты, 1971, с. 209—214. (АН СССР. Кольск. филиал. Геол. ин-т).
- Берзина И. Г., Елисеева О. П., Столярова А. Н. Уран в аксессуарных апатитах.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 7, с. 79—86.
- Бершов Л. В. Об изоморфизме Tb⁴⁺, Tu²⁺ и Y³⁺ в цирконах.—«Геохимия», 1971, № 1, с. 48—53.
- Бетехтин А. Г. О хромовых гранатах из Нижне-Тагильского дунитового массива.— В кн.: Академику Д. С. Белянкину к семидесятилетию со дня рождения и сорокапятилетию научной деятельности. [М.], Изд-во АН СССР, 1946, с. 68—73. (АН СССР. Ин-т геол. наук).
- Беус А. А., Ситнин А. А. Геохимические критерии поисков эндогенных месторождений тантала.— В кн.: Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов. (На примере тантала). М., «Недра», 1968₁, с. 60—70.
- Беус А. А., Ситнин А. А. Геохимические особенности распределения тантала в гранитоидах.—«Геохимия», 1968₂, № 5, с. 579—585.
- Благулькина В. А. О составе ильменита из кимберлитов.—«Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1971, ч. 100, вып. 2, с. 194—198.

Блохина Н. А. О происхождении турмалиновых гранитов водораздела рек Майхура — Як-Арча.— «Докл. АН ТаджССР», 1957, № 20, с. 9—13.

Боженко Г. М., Лиса Н. Я. К минералогии пегматитовых образований Западной Волыни.— «Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те», 1950, № 4, с. 241—250.

Бондаренко Л. П. Магнетитсодержащие и другие породы гранулитовой фации метаморфизма (район оз. Чудзьявр на Кольском полуострове).— «Труды Лаб. геологии докембрия АН СССР», 1960, вып. 11, с. 249—269.

Бонштедт Э. М. Титанит (сфен). Л., Изд-во АН СССР, 1934. 63 с. (АН СССР. Ломоносовск. ин-т геохимии, кристаллографии и минералогии. Минералогия Союза. Под общ. ред. акад. А. Е. Ферсмана. Сер. А, вып. 3).

Бонштедт-Куплетская Э. М., Прокопенко Н. М. Ортит из гранитов с р. Басы-джия в Северной Киргизии.— «Зап. Всерос. минерал. об-ва», 1946, ч. 75, вып. 3, с. 173—180.

Борисенко Л. Ф. О распределении скандия в изверженных породах на примере некоторых массивов Советского Союза.— «Геохимия», 1959, № 7, с. 623—627.

Борисенко Л. Ф. О некоторых особенностях распределения галлия в гипербазитах.— «Геохимия», 1963, № 8, с. 746—743.

Борисенко Л. Ф. О некоторых закономерностях распределения элементов-примесей в титаномагнетите и магнетите.— «Геохимия», 1968, № 7, с. 836—842.

Борисенко Л. Ф., Лизунов Н. В. К вопросу о нахождении скандия и некоторых других редких элементов в касситерите.— «Геохимия», 1959, № 1, с. 64—68.

Борисенко Л. Ф., Усков Е. Д., Лучин Н. С. Акцессорные минералы и малые элементы в горнблендитах Гусевогорского массива.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 1, с. 83—96.

Бородин Л. С., Быкова А. В. О циркониевом шорломите.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 141, № 6, с. 1454—1456.

Бородин Л. С., Золотарев Б. П., Сердобова Л. И. Особенности химического состава и распределение титаномагнетита в комплексных массивах ультрабазитов щелочных пород и карбонатитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 5, с. 32—48.

Бородина Н. С. Петрография и геохимия гранитоидных массивов Среднего и Южного Урала, сопровождаемых золотым оруденением.— Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук, Свердловск, 1969. 28 с. (АН СССР. Уральск. филиал. Ин-т геологии и геохимии).

Бородина Н. С., Ярош Н. А. и др. Элементы-примеси в пиритах из гранитоидов Урала и ассоциирующихся с ними рудных месторождений.— В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Сб. 2. Свердловск, 1972, с. 255—260. (АН СССР. Уральск. науч. центр. «Труды Ин-та геологии и геохимии», вып. 93).

Брей Д. М. Распределение второстепенных элементов в изверженных породах района Джемстаун, Колорадо, по данным спектроскопических исследований.— В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., Изд-во иностр. лит., 1952, с. 109—153.

Бровчук И. Ф., Миронюк А. Ф. Распределение олова в палеозойских гранитоидах и осадочно-метасоматических породах Малого Хингана.— В кн.: Геохимические циклы Дальнего Востока. Владивосток, 1969, с. 89—96. (АН СССР. Сиб. отд. Дальневост. филиал. Дальневост. геол. ин-т).

Бугаец А. Н. Гафний и цирконий-гафниевое отношение в цирконах из изверженных и метасоматических пород.— В кн.: Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана. Алма-Ата, 1966, с. 98—103. (М-во геологии СССР. Казахск. науч.-исслед. ин-т минер. сырья. Казахск. правление Науч.-техн. об-ва Горное).

Бурьянова Е. З., Сапрыкин Ф. Я. О распределении германия в минералах осадочных пород реки Хилок (Западное Забайкалье).— «Литоология и полезные ископаемые», 1971, № 1, с. 76—83.

Бушляков И. Н. Особенности химического состава роговой обманки и биотита из гранитоидов Урала как показатели условий их формирования.— В кн.: Вопросы петрохимии. Материалы к совещанию (21—25 апр. 1969 г.). Л., 1969, с. 229—230. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. ин-т. Науч.-техн. горное об-во).

Бушляков И. Н. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхнесетского массива на Урале.— Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1962. 21 с. (АН СССР. Уральск. филиал. Ин-т геологии и геохимии).

Бушляков И. Н. Распределение золота в гранитоидах Верхисетского массива на Урале.— «Геохимия», 1971, № 12, с. 1442—1448.

Вайнштейн Э. Е., Гинзбург А. И., Шевалеевский И. Д. О соотношении гафния и циркония в цирконах гранитных пегматитов.— «Геохимия», 1959, № 2, с. 124—229.

Вайнштейн Э. Е., Сидоренко Г. А. и др. О соотношении индивидуальных редких земель в гадолините.— «Геохимия», 1958, № 3, с. 245—247.

Вайнштейн Э. Е., Тугаринов А. И., Туранская Н. В. О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах.— «Геохимия», 1956, № 2, с. 36—56.

Вальтер А. А., Гурова Е. П. Распределение окраски и морфогенетические особенности флюорита из цемента могилевских песчаников Приднестровья.— «Минерал. сб. Львовск. гос. ун-та», 1966, № 20, вып. 3, с. 389—394.

Вальтер А. А., Гурова О. П., Марченко С. Я. Магнитная восприимчивость флюоритов различного генезиса.— «Доповіді АН УРСР», 1971, Б, № 6, с. 483—487.

Варшал Г. М., Борущкий Б. Е., Соколова М. Н., Шилин Л. Л. О редких землях в апатитах из Хибинских тундр.— В кн.: Методы химического анализа и химический состав минералов. М., «Наука», 1967, с. 78—88. (АН СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии).

Васильева З. В. О роли марганца в апатитах.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1958, ч. 87, вып. 4, с. 455—468.

Васильева З. В., Калинин П. В. Особенности состава и генезиса апатитов Слюдянского района в Южном Прибайкалье.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1961, № 6, с. 45—60.

Васильева З. В., Кудряшова В. И. Апатит из сибирской трапповой формации.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 7, с. 92—97.

Василькова Н. Н., Кукушкина О. К. Связь свойств флюорита с составом элементов-примесей.— «Сборник кратких сообщений по минералогии и геохимии за 1968 г.». Вып. 1. М., 1970, с. 8—18. (Всесоюз. науч.-исслед. ин-т минер. сырья).

Вахрушев В. А. Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерии для генетического расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 147, № 3, с. 707—709.

Вахрушев В. А. Элементы-примеси в магнетите железорудных месторождений Алтае-Саянской области.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. I. Новосибирск, 1963, с. 31—41. (АН СССР. Сиб. отд. «Труды Ин-та геологии и геофизики», вып. 15).

Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1965, 291 с. (АН СССР. Сиб. отд. Ин-т геологии и геофизики).

Вахрушев В. А. Рудные акцессорные минералы и их значение при петрологических исследованиях.— В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. Труды совещания, проведенного Лабораторией акцессорных минералов ИМГРЭ 20—23 ноября 1965 г. М. [обл. 1969], 1968, с. 59—67.

Вахрушев В. А., Арнаутов Н. В. Особенности распределения германия в магнетите различного происхождения.— «Геохимия», 1964, № 2, с. 143—147.

Вахрушев В. А., Семенов В. Н. Закономерности распределения германия в магнетите железорудных месторождений (на примере Алтае-Саянской области и Енисейского края).— «Геохимия», 1969, № 6, с. 683—690.

Ведеполь К. Х. Геохимический обзор распределения цинка.— В кн.: Проблемы геохимии. Юбил. сб., посвящ. семидесятилетию акад. А. П. Виноградова. М., «Наука», 1965, с. 204—210. (АН СССР. Ин-т геохимии и аналит. химии).

Великоборец Т. А., Лукьянченко Е. М. О формах нахождения кобальта в пирите.— «Геохимия», 1970, № 7, с. 359—363.

Вертушков Г. Н. Рutil с речки Сухой Сугомак из окрестностей г. Кыштыма на Урале.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1949, ч. 79, вып. 1, с. 19—25.

Вершковская О. В. Галлий.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. I. Геохимия редких элементов. М., «Наука», 1964, с. 443—464. (АН СССР. Гос. геол. ком. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов).

Ветрин В. Р. О химическом составе акцессорного магнетита стрельнинских гранитов (Кольский полуостров).— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. [Сб.] 5. Л., «Наука», 1967, с. 138—144. (АН СССР. Кольск. филиал. Геол. ин-т).

Ветрин В. Р., Виноградов А. Н. Элементы-примеси в акцессорном магнетите гранитов как индикаторы условий их образования.— В кн.: Вопросы геохимии,

минералогии, петрологии и рудообразования. (Тезисы докладов конференции молодых исследователей ИГФМ АН УССР). Киев, «Наукова думка», 1970, с. 13—15.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.

Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Зыков С. И. и др. Возраст докембрийских пород Украины.— В кн.: Труды Пятой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (19—23 мая 1956 г.). М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 111—133.

Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Зыков С. И. и др. Возраст докембрийских пород Украины.— В кн.: Труды Четвертой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (12—14 мая 1955 г.). М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 95—119.

Виноградова Г. В. Акцессорные минералы Каскельярского гранитоидного комплекса.— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. [Сб.] 5. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1967, с. 105—114. (АН СССР. Кольск. филиал. Геол. ин-т).

Виноградская Г. М. Амфибол из гранито-гнейсов Губенского массива на Южном Урале.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1959, ч. 88, вып. 1, с. 60—71.

Власов К. А. Эманационный процесс и кристаллизационная дифференциация как ведущие факторы образования ряда месторождений редких элементов.— В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 83—93.

Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. (Породы, пегматиты, минералогия, геохимия, генезис). М., Изд-во АН СССР, 1959. 623 с. (АН СССР. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов).

Волкова М. И., Мелентьев Б. Н. Химический состав хибинских апатитов.— «Докл. АН СССР», 1939, т. 25, № 2, с. 121—123.

Воловикова И. М. Акцессорные минералы из гранитоидов юго-западной части Чаткальского хребта.— «Узб. геол. журн.», 1958, № 2, с. 11—27.

Волошин А. В., Милецкий Б. Е. Некоторые особенности поведения ниобия в процессе натриевого метасоматоза.— «Геохимия», 1966, № 4, с. 470—473.

Воронич Т. М., Хамрабаев И. Х., Горьковой О. П. и др. Рудоносность магматических комплексов Узбекистана.— В кн.: Первое Среднеазиатское региональное петрографическое совещание. Тезисы докладов. Ташкент, «Наука», 1965, с. 67—71.

Воронцов А. Е., Лин Н. Г. Рубидий и литий в гранитоидах бугульминского комплекса (Восточный Саян).— «Геохимия», 1966, № 11, с. 1377—1384.

Высокоостровская Е. Б., Шатков Г. А. Гранат в игнибритах Забайкалья.— В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л., «Наука», 1972, с. 137—147. (АН СССР. Секция наук о Земле. Всесоюз. минерал. об-во).

Габов Ю. А., Серых В. И., Михайлова Е. К. Гафний в цирконах из гранитоидов Зерендинского массива.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1965, № 4, с. 65—68.

Гаврилова Л. К., Туранская Н. В. Распределение редких земель в породообразующих и акцессорных минералах некоторых гранитов.— «Геохимия», 1958, № 2, с. 124—129.

Гайдукова В. С. Ванадиевый ильменорутит и некоторые вопросы геохимии ванадия в карбонатитовом процессе.— «Геология месторождений редких элементов», вып. 30. М., «Недра», 1966, с. 77—84.

Галецкий Л. С., Зинченко О. В. Содержание и распределение олова в минералах северо-западной части Украинского щита.— «Минерал. сб. Львовск. гос. ун-та», 1970, № 24, вып. 4, с. 421—416.

Генделев С. Ш. Гранная морфология кристаллов иттриево-железного граната.— «Кристаллография», 1963, т. 8, вып. 3, с. 431—436.

Герасимовский В. И., Борисенок Л. А. О геохимии олова в нефелиновых сенитах.— «Геохимия», 1968, № 7, с. 773—785.

Герасимовский В. И., Беляев Ю. И. О содержании марганца, бария и стронция в щелочных породах Кольского полуострова.— «Геохимия», 1963, № 12, с. 1111—1123.

Герасимовский В. И., Венкина В. А. О ниобиево-танталовом соотношении в минералах Ловозерского массива.— «Геохимия», 1960, № 8, с. 697—700.

Герасимовский В. И., Павленко Л. И., Несмеянова Л. И. К геохимии молибденита в нефелиновых сенитах.— «Геохимия», 1965, № 1, с. 9—15.

Герасимовский В. И., Тузова А. М., Борисенок Л. А., Рассказова В. С. Галлий в породах Ловозерского щелочного массива.— «Геохимия», 1959, № 5, с. 449—454.

Гинзбург А. И. О минералах геохимических индикаторах и их значении при поисках руд редких металлов в пегматитах.— «Докл. АН СССР», 1954, т. 98, № 2, с. 233—235.

Гнатив Г. М. О гранате из гранит-пироксен-плагноклазовых пород Западной Вольны.— «Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те», 1960, № 14, с. 272—284.

Говоров И. Н., Недашковский П. Г., Левашев Г. Б. и др. Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. (Симпозиум. Ч. 1. Доклады). Иркутск, 1970, с. 83—145. (АН СССР. М-во геологии СССР. Ин-т геохимии СО АН СССР. Ин-т минералогии, геохимии и [кристаллохимии] редких элементов. Совет по науч. основам геохим. методов поисков месторождений. II сессия).

Гогель Г. Н. Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1966. 181 с. (АН КазССР).

Гогель Г. Н. Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана и Заилийского Алатау.— В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., «Наука», 1968, с. 124—128. (АН СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии).

Гордиенко В. В., Каменцев И. С. О природе примеси рудия в калиевом полево шпате.— «Геохимия», 1967, № 4, с. 478—481.

Гордиенко В. В., Новикова Ю. Н. К геохимии тантала и ниобия в пегматитах натро-литиевого типа.— В кн.: Минералогия и геохимия. Вып. 2. Л., Изд. Ленингр. ун-та, 1967, с. 145—150.

Горний Г. Я. До питання про визначення форми вхождення скандію до кристалічної решітки цирконів.— «Геологічний журнал», 1961, т. 21, вып. 5, с. 95—97.

Гребенников А. М. Акцессорные минералы-индикаторы редкометалльных гранитоидов кукульбейского комплекса в Восточном Забайкалье.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 4. Чита, 1968, с. 172—174. (Забайкальск. филиал. Геогр. об-ва СССР. Отд. геологии им. В. А. Обручева. IV. Чтения памяти акад. С. С. Смирнова).

Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Новые данные по кристаллохимии и типоморфным особенностям касситерита разного генезиса.— «Труды Минерал. музея АН СССР», 1951, вып. 3, с. 73—92.

Грушкин Г. Г. Состав газовой-жидких включений во флюоритах оловорудного месторождения Хинган.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1969, ч. 98, вып. 6, с. 748—752.

Давлетов И. К. Оценка среднего содержания золота в главных породообразующих минералах интрузивных пород.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 6, с. 1448—1450.

Давлетов И. К., Джакшибаев Ш. Минеральный баланс и особенности поведения золота в процессе становления интрузивного тела.— «Геохимия», 1970, № 12, с. 1446—1455.

Дегенхардт Х. О геохимическом распределении циркония в литосфере.— В кн.: Геохимия редких элементов. Перев. с англ. и нем. М., Изд. иностр. лит., 1959, с. 157—208.

Демин А. М., Полякова В. В., Ситнин А. А. Особенности распределения молибдена, меди и цинка в гранитоидах Мегринского плутона (Малый Кавказ).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 11, с. 27—33.

Денисов А. П., Дудкин О. Б., Елина Н. А. и др. О зависимости физических свойств апатита от примеси редких земель и стронция.— «Геохимия», 1961, № 8, с. 666—675.

Джаффа Г. В. Роль иттрия и других редких элементов в группе граната.— В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., Изд-во иностр. лит., 1952, с. 85—105.

Джрбашян Р. Т. Акцессорные элементы и минералы эффузивных образований Базумского хребта как индикаторы их металлогенической специализации.— В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М., «Наука», 1965, с. 79—101.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1. Орто-силикаты и кольцевые силикаты. М., «Мир», 1965. 371 с.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. Карбонатные силикаты. М., «Мир», 1966. 482 с.

Дистлер В. В., Попов С. Д., Овчарова З. Ф. Стрюверит — акцессорный минерал гранитов.— В кн.: Минералы СССР. М., «Наука», 1963, с. 209—214. (АН СССР. «Труды Минерал. музея», вып. 14).

Дмитриев Л. В., Барсуков В. Л., Дурасова Н. А. Смена парагенезисов как фактор распределения и мобилизации рудного вещества в гранитах.— «Геохимия», 1968, № 3, с. 281—284.

Донцова Е. И. О некоторых закономерностях распределения изотопов кислорода в изверженных горных породах.— «Геохимия», 1966, № 4, с. 430—442.

Другова Г. М., Бугрова В. Д. Гранаты гранулитовой фации Алданского щита в условиях полиметаморфизма.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1964, ч. 93, вып. 1, с. 37—45.

Другова Г. М., Неелов А. Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта.— «Труды Лаб. геологии докембрия АН СССР», 1960, вып. 11, с. 142—216.

Дудкин О. Б. О стронциевом апатите Хибинских тундр.— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова [Сб.] 1. Кировск, 1959, с. 107—111. (АН СССР. Кольск. филиал. Кольск. отд. Всесоюз. минерал. об-ва).

Дудкин О. Б., Померанцева Н. Г. Акцессорные апатит и сфен из ийолитуртитов Хибинского массива.— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. [Сб.] 4. М.—Л., «Наука», 1965, с. 132—142. (АН СССР. Кольск. филиал. Кольск. отд. Всесоюз. минерал. об-ва).

Дудыкина А. С. Парагенетические ассоциации элементов-примесей в гранатах различного генезиса.— «Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР», 1959, вып. 28, с. 90—110.

Дудыкина А. С. К геохимии скандия.— «Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР», 1960, вып. 46, с. 3—54.

Дядченко М. Г. К характеристике гранатов района верхнего течения р. Терев.— «Доповіді АН УРСР», 1957, № 2, с. 179—182.

Египко О. И., Фоминых В. Г., Денисов А. П. Акцессорный магнетит докембрийских гранитоидов юго-восточной части Воронежской антеклизы.— В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. Труды совещания, проведенного Лабораторией акцессорных минералов ИМГРЭ 20—23 ноября 1965 г. М., 1969, с. 165—179.

Елисеева О. П. Массив аплитовидных гранитов на южном склоне Кураминского хребта.— «Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР», 1958, вып. 21, с. 35—48.

Елисеева О. П. Порядок выделения акцессорных минералов на примере некоторых изверженных пород Кураминского и Чаткальского хребтов (Средняя Азия).— «Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР», 1960, вып. 27, с. 92—105.

Елисеева О. П., Муравицкая Г. Н., Семенова Т. Т. Некоторые закономерности распределения радиоактивных элементов, иттрия и гафния в цирконах разновозрастных гранитоидов Северного Казахстана.— «Геохимия», 1968, № 6, с. 742—747.

Ермилова Л. П., Молева В. А., Клевцова Р. Ф. Чухровит — новый минерал из Центрального Казахстана.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1960, ч. 89, вып. 1, с. 15—25.

Ермолаев В. А. Особенности топоминералогии и типоморфии акцессорного циркона в разновозрастных магматических комплексах Восточного Забайкалья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1964, с. 167—170.

Ермолаев В. А., Кузьмин А. М., Ятис А. А. α -радиоактивность отдельных кристаллов акцессорного циркона из пород Аленгуйского массива (Восточное Забайкалье).— «Изв. Томск. политех. ин-та», 1969, т. 165, с. 28—33.

Есимов Б. О. О распределении золота и серебра в рудных минералах скарново-железородного месторождения Чокадамбулак (ТаджССР).— В кн.: Геология и рудоносность Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1971, с. 182—184.

Еськова Е. М., Мухитдинов Г. Н., Халезова Е. Б. Некоторые особенности химико-минералогического состава щелочных пород Вишневых гор.— «Труды Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР», 1959, вып. 3, с. 127—144.

Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н., Казакова М. Е. Парагенетические ассоциации акцессорных элементов в экзоконтактовых фенитизированных породах интрузии

миаскитов Вишневых гор.— «Труды Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР», 1960, вып. 4, с. 51—73.

Жиров К. К., Зыков С. И., Ступникова Н. И. О прочности связи различных изотопов свинца в структуре ортита.— «Геохимия», 1957, № 2, с. 147—154.

Жукова А. С. К геохимии германия.— «Труды Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР», 1959, вып. 3, с. 26—43.

Жукова А. С. Германий.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. I. Геохимия редких элементов. М., «Наука», 1964, с. 531—556. (АН СССР. Гос. геол. комитет СССР. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов).

Журавлев Р. С. Особенности распределения урана и тория в гранитоидах Горной Шории.— Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1968, 22 с. (М-во высш. и средн. спец. образования РСФСР. Новосиб. ун-т).

Журавлев Р. С., Осипов Д. К. Уран в основных породах Патыни и Большой Куль-Тайги в Горной Шории.— «Геохимия», 1965, № 4, с. 490—494.

Забавникова Н. И. Об изоморфных замещениях в сфенах.— «Геохимия», 1957, № 3, с. 226—232.

Забавникова Н. И. Изоморфные замещения в сфенах различных месторождений Советского Союза.— Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. М., 1958. 16 с. (АН СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии).

Завьялова И. В. Гранат альмандин-спессартинового типа из гранитов протерозойской интрузии верховьев р. Алдан.— «Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те», 1953, № 7, с. 304—305.

Завьялова И. В. Акцессорные минералы гранитоидов Восточного Забайкалья.— Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1969, 25 с. (Новосиб. ун-т. Уч. совет по геол.-минерал. наукам).

Завьялова И. В., Матковский О. И. Гранаты из гранитов и гнейсов района Ново-Украинки.— «Геологічний журнал», 1961, т. 21, вып. 4, с. 77—80.

Загянский А. Л. О геохимических особенностях распределения цинка в железных рудах.— «Докл. АН СССР», 1954, т. 99, № 2, с. 285—287.

Закруткин В. В. О роли магнесии в магнетитах как показателе метаморфизма.— В кн.: Научные сообщения за 1964 год. (Сер. техн. и естеств. наук). [Ростов н/Д], Изд. Ростовск. н/Д ун-та, 1965, с. 143—144.

Залашкова Н. Е., Сидоренко Г. А. Стрюверит из пегматитов Монгольского Алтая.— «Труды Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР», 1959, вып. 3, с. 85—88.

Заяц А. П., Куц В. П. Элементы редких земель в акцессорных минералах гнейсов Украинского кристаллического щита.— «Геохимия», 1964, № 11, с. 1209—1211.

Зверева Н. Ф., Гавриленко Б. В. Золото в породообразующих минералах интрузивов крыккудукского комплекса (Северный Казахстан).— «Геохимия», 1971, № 1, с. 114—118.

Здорик Т. Б. Ортит.— В кн.: Редкоземельные силикаты. М., «Недра», 1966, с. 147—157. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. ин-т минерал. сырья. Геология месторождений редких элементов, вып. 26).

Здорик Т. Б., Куприянова И. И., Кумская Н. М. Кристаллический ортит из некоторых метасоматических образований.— «Труды минерал. музея АН СССР», 1964, вып. 15, с. 208—214.

Зилов А. Р., Кузнецова А. И., Черненко А. И. К вопросу о распределении молибдена и бериллия в гранитоидах восточной части Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье).— В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений Прибайкалья. Иркутск, 1963, с. 145—152. (АН СССР. Сиб. отд. «Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та», вып. 13).

Знаменский Е. Б. О распределении титана в гранитах.— «Геохимия», 1957, № 2, с. 109—112.

Знаменский Е. Б., Конусова В. В., Кринберг И. А. и др. Распределение титана, ниобия и тантала в сфенсодержащих гранитоидах.— «Геохимия», 1962, № 9, с. 800—805.

Знаменский Е. Б., Пополитов Э. И., Легейдо В. А. К геохимии олова в гранитоидах.— В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964, с. 47—56. (АН СССР. Сиб. отд. Ин-т геохимии).

Знаменский Е. Б., Рехколайнен Г. И., Пополитов Э. И., Флерова К. Ф. К геохимии редких земель в гранитоидах протерозоя Восточного Саяна.— «Геология и геофизика», 1967, № 2, с. 137—140.

Знаменский Е. Б., Родионова Л. М., Кахана М. М. О распределении ниобия и тантала в гранитах.— «Геохимия», 1957, № 3, с. 222—225.

Знаменский Н. Д., Фоминых В. Г. О составе титаномагнетитов в гранитоидах габбрового ряда Среднего Урала.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 146, № 3, с. 683—688.

Иваницкий Т. В., Гварамадзе Н. Д. К вопросу содержания и распределения некоторых рассеянных элементов в главнейших сульфидах свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии.— «Геохимия», 1960, № 2, с. 139—148.

Иваницкий Т. В., Гварамадзе Н. Д., Мchedlishvili Т. Д. К вопросу распределения свинца, цинка и меди в метасоматически измененных магматических породах (на примере Аджарских интрузий, Грузия).— «Геохимия», 1966, № 12, с. 1450—1456.

Иванов В. В. Минералы индия.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 2. Минералогия редких элементов. М., «Наука», 1964, с. 567—573. (АН СССР. Гос. геол. комитет СССР. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов).

Иванов В. В. Геохимия рассеянных элементов Ga, Ge, Cd, In, Tl в гидротермальных месторождениях. М., «Недра», 1966. 389 с.

Иванов В. С., Нарнов Г. А. Особенности поведения олова в гранитоидных интрузивах Северо-Востока СССР.— «Геохимия», 1970, № 5, с. 601—609.

Иванов Ив. М., Бояджиева Р. Распределение Nb и Ta в пегматитах Среднегорья.— «Изв. Геол. ин-т Бълг. АН. Сер. геохим., минералог. и петрогр.», 1970, кн. 19, с. 61—68.

Иванова Г. Ф., Бутузова Е. Г. Особенности распределения вольфрама, олова и молибдена в гранитах Восточного Забайкалья.— «Геохимия», 1968, № 6, с. 689—700.

Ивантишин М. М. Акцесорні рідкісні мінерали та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського кристалічного щита. Київ, Вид-во АН УРСР, 1960. 244 с. (АН УРСР. «Труди Ін-ту геол. наук. Сер. петрогр., мінералогії та геохімії», вып. 8).

Илупин И. П., Козлов И. Т. Циркон в кимберлитах.— В кн.: Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 254—266.

Ильин Н. П., Иванова Г. Ф. Рентгеноспектральный микроанализ мусковитов из вольфрамородных зон.— «Геохимия», 1972, № 3, с. 288—296.

Ильинский Г. А. О влиянии радиоактивных излучений на окраску флюорита.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1962, ч. 91, вып. 5, с. 613—615.

Ильинский Г. А., Муравьева Л. П. Геохимические особенности циркония и гафния в щелочных породах Алайского хребта.— В кн.: Минералогия и геохимия, Вып. 2. Л., Изд. Ленингр. ун-та, 1967, с. 151—161.

Индукаев Ю. В. О некоторых закономерностях нахождения радиоактивных элементов в контактовых зонах отдельных железнородных полей Алтае-Саянской области.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. 2. Тезисы докладов Всесоюзного совещания в г. Новосибирске. Новосибирск, 1972, с. 51—52. (АН СССР. Сиб. отд. Ин-т геологии и геофизики).

Индукаев Ю. В., Хохлов В. Е. О некоторых закономерностях связи состава гранатов скарновых месторождений с характером оруденения и их поисковое значение.— В кн.: Международный геохимический конгресс (20—25 июля 1971 года, Москва). Тезисы докладов. [Т.] 2. М., 1971, с. 530—531. (Междунар. ассоциация геохимии и космохимии. АН СССР).

Исмаилов М. И., Скачкова Л. А. Корреляционная связь между химическим составом и свойствами гранатов месторождений Лянгар и Койташ.— «Узб. геол. журн.», 1971, № 1, с. 52—55.

Исмаилов М. И., Скачкова Л. А., Балакина А. С. Минералого-геохимические и кристаллохимические особенности гранатов как индикаторы для установления типа оруденения в скарнах Узбекистана.— В кн.: Геология, минералогия и геохимия Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1972, с. 104—109. (АН УзССР. Ин-т геологии и геофизики. [Зап. Узб. отд. Всесоюз. минер. об-ва. Вып. 25]).

Ифантопуло Т. Н. Акцессорные минералы щелочных пород Яманского массива (Средняя Азия).— В кн.: Акцессорные минералы как индикаторы особенностей петрогенезиса. М., «Наука», 1969, с. 79—115.

Казак А. П. Элементы-примеси в рутиле.— «Геохимия», 1969, № 12, с. 1481—1488.

Казидын Ю. В. О различных морфологических типах пирита.— «Кристаллография», 1956, вып. 5, с. 159—166.

Казидын Ю. В., Александров Г. В., Павлова В. В., Панов Е. Н. Признаки молибденоносных интрузий северо-восточной части Забайкалья.— В кн.: Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 76—101. (М-во геологии и охраны недр СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т. Читинск. геол. упр.).

Казидын Ю. В., Александров Г. В., Панов Е. Н. и др. Мезозойские металлоносные интрузии Шилка-Олекминского района (Северо-Восточное Забайкалье). М., «Недра», 1967. 184 с. (Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

Калинин Е. П. Гранитоиды Приполярного Урала, их минералогия и геохимия. (На примере гранитоидов бассейна р. Торговой). Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. М., Изд-во Моск. ун-та, 1970. 21 с.

Калинин Е. П., Голдин Б. А. Распределение тантала и ниобия в апогранитах гранит-гранодиоритового массива Маньхамбо (южная часть Печорского Урала).— «Геохимия», 1967, № 3, с. 312—320.

Калинин Е. П., Юшкин Н. П., Голдин Б. А. Влияние химического состава кристаллов ортита на их твердость.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1968, ч. 97, вып. 5, с. 647—652.

Калинин П. В. Гранаты из пегматитовых жил Южного Прибайкалья.— «Труды Моск. геологоразвед. ин-та», 1955, т. 28, с. 39—46.

Кангур М. А., Тихомиров Н. И. Акцессорные цирконы интрузивных пород Западного Забайкалья.— В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. Труды совещания, проведенного Лабораторией акцессорных минералов ИМГРЭ 20—23 ноября 1965 г. М., 1968 [1969], с. 179—191.

Капустин Ю. Л. Геохимия редкоземельных элементов в карбонатитах.— «Геохимия», 1966, № 11, с. 1311—1321.

Карапетян А. И., Мкртчян Г. М., Мелконян Р. Л. и др. К вопросу о германиносности магнетитов различного происхождения.— «Изв. АН АрмССР. Науки о Земле», 1966, т. 19, вып. 6, с. 62—73.

Карасик М. А. О закономерностях кобальтового оруденения в Покровском железорудном месторождении (Северный Урал).— «Докл. АН СССР», 1947, т. 57, № 4, с. 379—381.

Карпов А. М., Задумина М. И. Геохимические особенности распределения меди в гранитоидах Орского Зауралья.— «Геохим. сб. Саратовск. ун-та», 1971, вып. 5, с. 95—112.

Карпова О. В., Бурова Т. А. Ильменит из основных пород Копанского массива.— В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., «Наука», 1970, с. 216—231.

Каххаров А. К. Распределению малых элементов в скарново-магнетитовых месторождениях юго-западной части Кураминского хребта.— «Узб. геол. журн.», 1959, № 1, с. 37—51.

Каширин К. Ф., Легайдо В. А. Закономерности распределения олова в гранитоидах конкудеро-мамаканского комплекса (Северо-Байкальское нагорье).— «Геохимия», 1967, № 4, с. 418—424.

Кебезинская К. Б. Определение состава минералов группы эпидота по их физическим свойствам.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 4, с. 897—900.

Кирнарский Ю. М. О содержании ниобия и тантала в магнетитах из массивов карбонатитов.— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. [Сб.] 8. Л., «Наука», 1971, с. 180—186.

Киселева И. А., Матвеева А. А. Некоторые закономерности распределения элементов-примесей в магнетитах контактово-метасоматических месторождений (Восточный Саян).— «Геология рудных месторождений», 1967, т. 9, № 6, с. 76—80.

Китаев Н. А., Нестерова А. А., Сарапулова В. Н. Некоторые особенности распределения элементов-примесей в пиритах и коллективной сульфидной фракции из ореолов Балейского золоторудного поля.— «Изв. Томского политехн. ин-та», 1970, т. 239, с. 225—232.

Коваленко В. И., Знаменская А. С., Пополитов Э. И., Абрамова С. Р. Распределение редкоземельных элементов и иттрия в минералах щелочных гранитоидов.— «Геохимия», 1969, № 8, с. 997—1006.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Цэдэн Ц., Владыкин Н. В. Литий-фтористый кварцевый кератофир (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород. — В кн.: Ежегодник по работам 1969 г. Иркутск, 1970, с. 85—88. (АН СССР. Сиб. отд. Ин-т геохимии).

Коваленко В. И., Легейдо В. А., Петров Л. Л., Пополитов Э. И. Олово и бериллий в щелочных гранитоидах (пример рассеяния резко повышенных концентраций олова и бериллия в гранитах). — «Геохимия», 1968, № 9, с. 1078—1087.

Коваленко В. И., Пополитов Э. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М., «Наука», 1970. 258 с. (АН СССР. Сиб. отд. Ин-т геохимии).

Козлов В. Д., Рощупкина О. С. Распределение молибдена в палеозойских гранитоидах Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье). — «Геохимия», 1965, № 12, с. 1459—1468.

Козлова О. Г. Редкие земли в плакиковых шпатах различных месторождений СССР. — «Геохимия», 1957, № 1, с. 46—56.

Козлова П. С. Особенности распределения акцессорных минералов в верхнепермских интрузивных породах юго-западного склона Чаткальского хребта (Средняя Азия). — «Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР», 1960, вып. 27, с. 125—137.

Комаров А. Н., Егоров В. П. О радиографическом изучении урансодержащих пиритов. — «Геология рудных месторождений», 1970, т. 12, № 4, с. 109—111.

Коптяев А. Ф. Ильменорутил из древних конгломератов и его происхождение. — «Труды Ин-та геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР», 1970, вып. 86, с. 126—131.

Корнетова В. А. Об особенностях касситерита из пегматитовой жилы Восточного Забайкалья. — «Труды Минерал. музея АН СССР», 1961, вып. 12, с. 218—222.

Корнетова В. А. Об ассоциации ильменорутила и монацита в пегматитах Сибири. — «Труды Минерал. музея АН СССР», 1963, вып. 14, с. 96—107.

Корнетова В. А., Васильева З. В. О розовом апатите из пегматитовой линзы. — «Труды Минерал. музея АН СССР», 1961, вып. 11, с. 181—183.

Коробушкин И. М. О форме нахождения «тонкодисперсного» золота в пирите и арсенопирите. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 5, с. 1121—1122.

Косалс Я. А., Мазуров М. П. Поведение молибдена, вольфрама, олова, ниобия и тантала в процессе становления Биту-Джидинского гранитного массива (Ю.-З. Прибайкалье). — «Геохимия», 1970, № 6, с. 731—743.

Костерин А. В., Алехина К. Н., Кизюра В. Е. Монацит необычного генезиса. — «Сообщ. Дальневост. филиала Сиб. отд. АН СССР», 1962, вып. 15, с. 23—26.

Костерин А. В., Зуев В. Н., Шевалеевский И. Д. Об отношении Zr/Hf в цирконах некоторых изверженных пород Северной Киргизии. — «Геохимия», 1958, № 1, с. 86—89.

Костерин А. В., Шевалеевский И. Д., Рыбалова Э. К. Об отношении Zr/Hf в цирконах некоторых изверженных пород северного склона Кураминского хребта. — «Геохимия», 1960, № 5, с. 451—454.

Костылева Е. Е., Казакова М. Е. Орит месторождения Бектау-Ата в Казахстане. — «Докл. АН СССР», 1947, т. 56, № 3, с. 285—287.

Костюк В. П. Минералогическая характеристика магматического граната в вулканитах Закарпатья. — «Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те», 1958, № 12, с. 280—296.

Костюк В. П., Сасин Г. Г. Новые данные о возрасте гранатовых липаритодацитов Советского Закарпатья. — «Докл. АН СССР», 1958, т. 118, № 2, с. 369—372.

Кох Ш. Минералы базальтов Венгрии. — «Минерал. сб., Львовск. геол. об-ва при ун-те», 1956, № 10, с. 135—146.

Кочерин И. А., Пятунин В. К., Гайс С. Н. Элементы-примеси в рудах Соколовско-Сарбайской группы магнетитовых месторождений. — «Труды Каз. науч.-исслед. ин-та минер. сырья», 1962, вып. 7, с. 16—32.

Кочуров Л. П. Флюоритсодержащие гранит-порфиры Хапчеранги (Забайкалье). — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1950, ч. 79, вып. 2, с. 153—154.

Кравченко Е. В. Роль акцессорных минералов при выделении и корреляции магматических комплексов (на примере Северного Кавказа). — В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. Труды совещания, проведенного Лабораторией акцессорных минералов ИМГРЭ 20—23 ноября 1965 г. М., 1968 [1969], с. 297—311.

Кравченко С. М., Власова Е. В. Щелочные породы Центрального Алдана: (По материалам изучения акцессорных минералов). М., Изд-во АН СССР, 1962. 190 с. (АН СССР. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов. Труды. Вып. 14).

Кравченко С. М., Ифантопуло Т. Н. Акцессорные минералы Ишимского лейцитосодержащего щелочного комплекса.— В кн.: Акцессорные минералы как индикаторы особенностей петрогенезиса. М., «Наука», 1969, с. 116—166.

Кравченко С. М., Ифантопуло Т. Н. Акцессорные минералы Памбакского щелочного массива.— В кн.: Акцессорные минералы как индикаторы особенностей петрогенезиса. М., «Наука», 1969, с. 23—78.

Красильникова А. В., Летников Ф. А. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов Кокчетавской глыбы.— В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. Труды совещания, проведенного Лабораторией акцессорных минералов ИМГРЭ 20—23 ноября 1965 г. М., 1968 [1969], с. 315—319.

Краснобаев А. А. Геохимия гафния в акцессорных цирконах.— В кн.: Международная геохимическая конференция. (Москва, 1971, 20—25 июля). Тезисы докладов. [Т.] 1. [М., 1971], с. 151—152. (Междунар. ассоциация геохимии и космохимии. АН СССР).

Краснобаев А. А., Сплошнова Н. С., Траянова М. В. Распределение гафния и альфа-активности в цирконах изверженных, метаморфических и осадочных горных пород.— В кн.: Применение математических методов в геологии. (Материалы научной конференции, Алма-Ата, 7—10 окт. 1968 г.). Алма-Ата, «Наука», 1968, с. 77. (АН КазССР. М-во геологии КазССР).

Краснобаев А. А., Траянова М. В., Сплошнова Н. С. Гафний, альфа-активность и их соотношение в акцессорном цирконе изверженных и метаморфических пород.— В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Сб. 2. Свердловск, 1972, с. 233—254. (АН СССР. Уральский научный центр. «Труды Ин-та геологии и геохимии», вып. 93).

Крылов А. Я. Распределение урана и тория в гранитном массиве Джеты-Огуз.— «Труды Радиового ин-та АН СССР», 1956, т. 7, с. 200—208.

Крылов А. Я., Антрашенок Л. Я. О формах нахождения урана в гранитоидах.— «Геохимия», 1959, № 3, с. 246—251.

Крылов И. Н. Гранат из верхнепротерозойских гранитов западной части Восточного Саяна.— «Вестн. Ленингр. ун-та», Сер. геологии и географии, 1960, вып. 1 (№ 6), с. 88—92.

Крылова М. Д., Дагелайский В. Б. Скандий в метаморфических породах и минералах (распределение и вопросы термометрии).— В кн.: Международный геохимический конгресс (20—25 июля 1971 года, Москва). Тезисы докладов [Т.] 2. [М., 1971], с. 494—495. (Междунар. ассоциация геохимии и космохимии. АН СССР).

Кудрин В. С., Кудрина М. А., Щурига Т. Н. Редкометалльные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. М., «Недра», 1965. 147 с. (Гос. геол. ком. СССР. Всесоюз. науч.-исслед. ин-т минерал. сырья. Геология месторождений редких элементов. Вып. 25).

Кудрявцева А. И. Некоторые закономерности распределения золота в минералах скарнов Тарданского месторождения.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 1. Кызыл, 1969, с. 68—71. (М-во геологии РСФСР. Красноярское геол. упр. Тувинская комплексная геол. экспедиция. Красноярский краев. совет НТО «Горное»).

Кузнецов Ю. А. О проблеме происхождения магматических пород.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1953, № 1, с. 81—97.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

Кузьменко М. В. Закономерности распределения тантала и ниобия в слабо дифференцированных редкометалльных гранитных пегматитах и особенности их генезиса.— «Труды Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР», 1963, вып. 16, с. 27—75.

Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Тантал и ниобий. Генетические типы месторождений и геохимия. М., «Наука», 1968. 341 с. (АН СССР. М-во геологии СССР. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов).

Кузьмин В. И. О специализации магматических комплексов в отношении борана на примере отдельных районов Красноярского края.— В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 198—221.

Кузьмин М. И. Закономерности распределения редких элементов в мезозойских гранитоидах центральной части Восточного Забайкалья. Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1966. 20 с. (АН СССР. Сиб. отд. Ин-т земной коры).

Кулик Н. А. Акцессорный гранат лейкократовых пород Актауского интрузива.— «Уч. зап. Ленингр. ун-та. Сер. геол. наук», 1962, вып. 13, с. 222—233.

Кумскова Н. М., Хвостова В. А. Рентгенографическое изучение минералов группы эпидот-ортита.— «Геохимия», 1964, № 7, с. 660—671.

Куроода П., Санделл Э. Геохимия молибдена.— В кн.: Геохимия редких элементов. Перев. с англ. и нем. М., Изд. иностр. лит., 1959, с. 209—264.

Куц В. П. Особенности распределения, морфология и состав акцессорных монацитов из кристаллических пород Приазовья.— «Минерал. сб. Львовск. ун-та», 1966, № 20, вып. 2, с. 279—284.

Кушмурадов О. О распределении ниобия и тантала в некоторых гранитоидных массивах Северного Нуратау (Западный Узбекистан).— В кн.: Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1966, с. 110—113. (АН УзССР. Ин-т геологии и геофизики).

Кушмурадов О. Петрографо-геохимические особенности гранитоидных массивов центральной части Северного Нуратау и их отношение к оруденению (Западный Узбекистан). Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. М.— Ташкент, 1967, 23 с. (Моск. ун-т. Ин-т геологии и геофизики АН УзССР).

Лавренко Е. И. Гранаты алданского комплекса.— «Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те», 1953, № 7, с. 294—301.

Лавренко Е. И., Лазыко Е. М. О гранатах из архейских и протерозойских отложений Алданского щита.— «Докл. АН СССР», 1954, т. 99, № 4, с. 613—616.

Лазаренко Е. К., Матковський О. І., Винар О. М., Шашкіна В. П., Гнатів Г. М. Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині. [Львів], Вид-во Львівськ. ун-ту, 1960, 509 с.

Ларсен Е. С., Фейр Ж. Распределение урана и тория в интрузивных породах.— В кн.: Ядерная геология. М., Изд. иностр. лит., 1956, с. 104—122.

Латиш В. Т. Про ортит і титаніт гранітів Токівського масиву.— «Вісник Київськ. ун-ту», 1959, № 2. Сер. геол. та геогр., вып. 1, с. 43—50.

Лебедев А. П. Эпидотовый диорит из Восточной Сибири.— «Труды Петрогр. ин-та АН СССР», 1936, вып. 7—8, с. 105—112.

Лебедев А. П. О свинцесодержащем турмалине с Малого Хингана.— «Докл. АН СССР», 1937, т. 14, № 3, с. 125—127.

Лебедев А. П., Богатиков О. А. Апатит в некоторых основных интрузивах Сибири.— В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., «Наука», 1970, с. 170—176. (АН СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии).

Лебедев В. И. Некоторые результаты изучения гранатов метаморфизованных основных пород и гнейсов Беломорья.— «Вест. Ленингр. ун-та». Сер. геологии и географии, 1959, вып. 3 (№ 18), с. 5—20.

Лебедев В. И., Нагайцев Ю. В. Граниты и гранаты Северо-Западного Приладожья.— В кн.: Минералогия и геохимия. Вып. 2. Л., Изд. Ленингр. ун-та, 1967, с. 162—175.

Легейдо В. А. Геохимия олова в гранитоидах Восточной Сибири. Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1967. 18 с. (АН СССР. Сиб. отд. Ин-т земной коры).

Легейдо В. А. Геохимия олова в гранитоидах Восточной Сибири.— В кн.: Ежегодник по работам 1968 г. Иркутск, 1969, с. 130—136. (АН СССР. Сиб. отд. Ин-т геохимии).

Леонова В. А., Елина Н. А. О составе редкоземельных элементов в апатитах из гранитных пегматитов Северо-Западного Беломорья.— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. [Сб.] 7. Л., «Наука», 1969, с. 97—107. (АН СССР. Кольск. филиал. Геол. ин-та).

Леонова Л. Л. Распределение тория в минералах гранитоидов Сусамырского батолита (Ц. Тянь-Шань).— «Геохимия», 1962, № 6, с. 490—496.

Леонова Л. Л. Уран и торий в варисских щелочных интрузивах Матча и Турпи (Южный Тянь-Шань).— «Геохимия», 1964, № 9, с. 956—959.

Леонова Л. Л. Уран и торий в альбитизированных и кварц-серпичитовых породах.— В кн.: Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. М., «Наука», 1966, с. 219—226. (АН СССР. Ин-т геохимии и аналит. химии).

- Леонова Л. Л. Уран и торий в процессе кристаллизации.— В кн.: Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. М., «Наука», 1966₂, с. 152—167. (АН СССР. Ин-т геохимии и аналит. химии).
- Леонова Л. Л., Гаврилин Р. Д., Багреев В. В. Поведение урана и тория в интрузивном комплексе повышенной щелочности (на примере массива Кызыл-Омпул, Сев. Тянь-Шань).— «Геохимия», 1961, № 12, с. 1053—1068.
- Леонова Л. Л., Класова Н. С. К геохимии титана в интрузивном процессе.— «Геохимия», 1964, № 4, с. 348—356.
- Леонова Л. Л., Погиблова Л. С. Уран в минералах пород интрузии гор Кызыл-Омпул (Северная Киргизия).— «Геохимия», 1961, № 10, с. 901—906.
- Леонова Л. Л., Ренне О. С. О распределении урана, тория и калия в однородных гранитах.— «Геохимия», 1964, № 8, с. 788—794.
- Леонова Л. Л., Таусон Л. В. Распределение урана по минералам каледонских гранитоидов Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань).— «Геохимия», 1958, № 7, с. 650—659.
- Липова И. М., Маева М. М. О связи Zr/Hf отношения в цирконе с морфологией кристаллов.— «Геохимия», 1971, № 10, с. 1261—1267.
- Липова И. М., Шевалеевский И. Д. Об отношении Zr и Hf в цирконах из пегматитов различного состава.— «Геохимия», 1961, № 7, с. 634—636.
- Липова И. М., Шевалеевский И. Д., Тузова А. М. О соотношении циркония и гафния в гранитоидах Верхисетской интрузии.— «Геохимия», 1957, № 2, с. 133—141.
- Лисицын А. Е., Хитров В. Г. Распределение бора в минералах некоторых изверженных и метаморфических пород Среднего Урала по результатам микроспектрального анализа.— «Геохимия», 1962, № 3, с. 259—268.
- Лунц А. Я. К минералогии и генезису акцессорного ортита из пегматитов щелочных гранитов восточной части Балтийского щита.— «Изв. АН ЛатвССР», 1968, № 2 (247), с. 77—85.
- Лутков В. С. Петрология и геохимия каракульского комплекса (Северный Памир). Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. М., 1971. 25 с. (АН СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии).
- Львов Б. К. Содержание и распределение акцессорных минералов в гранитоидах Кочкарского района на Ю. Урале.— Учен. зап. Ленингр. ун-та. Сер. геол. наук, 1962, вып. 13, с. 190—221.
- Львов Б. К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). [Л.], Изд-во Ленингр. ун-та, 1965. 164 с.
- Львов Б. К., Жангуров А. А. Акцессорный монацит из гранитов и метаморфических пород Восточно-Уральского антиклинория.— В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., «Наука», 1968, с. 196—204. (АН СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии).
- Львов Б. К., Петрова Н. И. Акцессорный циркон из гранитоидов восточного склона Южного Урала.— В кн.: Минералогия и геохимия. Вып. 1. Изд-во Ленингр. ун-та, 1964, с. 62—94.
- Лыхин А. Г., Кубышкина Е. В. Особенности рудоносных гранитоидов Джугджура.— В кн.: Пятая научная конференция молодых сотрудников ИМГРЭ. Материалы. М., 1967, с. 54—57. (АН СССР. М-во геологии СССР. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов).
- Ляхович В. В. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита.— «Труды Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР», 1959, вып. 3, с. 89—103.
- Ляхович В. В. Элементы редких земель в акцессорных минералах гранитоидов.— «Геохимия», 1962, № 1, с. 37—52.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы эффузивных и субэффузивных пород.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963₁, № 12, с. 80—90.
- Ляхович В. В. Петрографо-минералогические особенности амблигонит- и сподуменосодержащих гранитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963₂, № 3, с. 63—82.
- Ляхович В. В. О зависимости содержания акцессорных минералов в гранитоидах от состава биотита.— «Геология и геофизика», 1965₁, № 8, с. 105—117.
- Ляхович В. В. О роли микровключений при минералого-геохимических исследованиях.— В кн.: Минеральные микровключения. М., «Наука», 1965₂, с. 5—16. (АН СССР. Гос. геол. ком. СССР. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов.)

Ляхович В. В. Рациональная методика извлечения акцессорных минералов из гранитоидов. М., «Недра», 1966. 47 с.

Ляхович В. В. Особенности распределения редкоземельных элементов по акцессорным минералам гранитов.— «Геохимия», 1967, № 7, с. 828—833.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., «Наука», 1967. 448 с. (АН СССР. М-во геологии СССР. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов).

Ляхович В. В. Акцессорные минералы. Их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М., «Наука», 1968. 276 с. (АН СССР. М-во геологии СССР. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов.)

Ляхович В. В. Акцессорные минералы трещинных гранитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 12, с. 73—81.

Ляхович В. В., Баринский Р. Л. Особенности состава редких земель в акцессорных минералах гранитоидов.— «Геохимия», 1961, № 6, с. 467—479.

Ляхович В. В., Овчинников Л. Н. Некоторые черты геохимии гранитоидов и их рудоносность.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. (Симпозиум. Ч. 1. Доклады). Иркутск, 1970, с. 47—82. (АН СССР. М-во геологии СССР. Ин-т геохимии СО АН СССР. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов. Совет по науч. основам геохим. методов поисков месторождений. II сессия).

Ляхович В. В., Червинская А. Д. О влиянии процессов ассимиляции на распространение акцессорных минералов в гранитоидах.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 5, с. 67—78.

Ляхович В. В., Шевалеевский И. Д. О соотношении циркония и гафния в акцессорном цирконе гранитоидов.— «Геохимия», 1962, № 5, с. 440—452.

Ляхович В. В., Шевалеевский И. Д. К характеристике акцессорного циркона из докембрийских гранитоидов Русской платформы и Украинского кристаллического щита.— «Минерал. сб. Львовск. ун-та», 1965, № 19, вып. 3, с. 304—317.

Макаров В. Н., Макарова Э. И. О возможности оценки состава эпидот-диопсидового ряда по рентгенометрическим данным.— «Минерал. сб. Львовск. ун-та», 1971, № 25, вып. 2, с. 176—178.

Макрыгина В. А., Петров Б. В., Глазунова А. Д. Поведение Co, Ni, Cr и V в некоторых метаморфических породах Патомского нагорья.— «Геохимия», 1969, № 8, с. 939—951.

Малеев Е. Ф. Новые находки магматического граната в Закарпатье.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 7, с. 28—34.

Малхасян Э. Г. Жильные породы Даралгеза.— «Сб. науч. трудов Ереванск. политехн. ин-та», 1955, № 11, с. 23—36.

Маракушев А. А., Полин Ю. К. О распределении галлия в минералах архейских метаморфических пород Алданского щита.— «Геохимия», 1961, № 2, с. 181—183.

Марченко Е. Я. Магнийсодержащий гранат из пегматитов Приазовья.— «Доповіді АН УРСР», 1961, № 12, с. 1626—1629.

Марченко Е. Я. К вопросу о происхождении акцессорного сфена в гранитоидах Приазовья.— «Минерал. сб. Львовск. ун-та», 1967, № 21, вып. 1, с. 109—113.

Марченко Е. Я. О некоторых особенностях акцессорного монацита из докембрийских кристаллических пород юго-восточной части УССР.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 5, с. 1153—1155.

Марченко Е. Я. Об акцессорном цирконе гранитоидов докембрия Приазовской питающей провинции.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 4, с. 882—884.

Марченко Е. Я., Сухидька Н. Я., Чашка О. И. Ниобий и тантал в акцессорном магнетите гранитоидов докембрия Приазовья.— «Доповіді АН УРСР. Сер. Б», 1969, № 12, с. 1072—1076.

Марченко Е. Я., Чашка О. И. Про розподіл титану у сфенвміщуючих гранітах докембрію Приазов'я.— «Доповіді АН УРСР. Сер. Б», 1962, № 1, с. 10—13.

Марченко Е. Я., Шербатов В. П. К вопросу о распределении галлия в гранитоидах Приазовья.— «Геохимия», 1966, № 11, с. 1373—1377.

Масгутов Р. В. Некоторые данные к вопросу о мартитизации.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1957, вып. 1 (26), с. 96—98.

Масгутов Р. В. Об одной разновидности циркона из Центрального Казахстана.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1958, вып. 1 (30), с. 12—46.

Матигас В. В., Карманова И. Г. О содержании тантала и ниобия в турмалинах из гранитных пегматитов.— В кн.: Минеральное сырье. Вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 78—81. (Гос. геол. ком. СССР).

- Матковский О. И. Эпидотизация гранитоидов осницкого комплекса Вольны.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те, 1956, № 10, с. 288—297.
- Матковский О. И., Матвиенко А. Д. Акцессорные минералы в камерных пегматитах разной продуктивности и вмещающих их гранитах Коростенского плутона.— «Минерал. сб. Львовск. ун-та», 1971, № 25, вып. 3, с. 246—258.
- Мезенцев М. П., Нефедов В. А. Пикроильменит из кимберлитоподобных пород восточного склона Приполярного Урала.— «Труды Тюменск. индустр. ин-та», 1970, вып. 11, ч. 1, с. 82—85.
- Меликсетян Б. М. О некоторых особенностях процесса турмалинизации.— «Изв. АН АрмССР. Геол. и геогр. науки», 1959, т. 12, № 5, с. 3—14.
- Меликсетян Б. М. Акцессорные минералы в породах Мегринского плутона.— «Изв. АН АрмССР. Геол. и геогр. науки», 1960, т. 13, № 2, с. 9—30.
- Меликсетян Б. М. О соотношении циркония и гафния в цирконах из пород Мегринского плутона.— «Изв. АН АрмССР. Геол. и геогр. науки», 1960, т. 13, № 5, с. 27—32.
- Меликсетян Б. М. Закономерности распределения меди, молибдена в породах Ордубадо-Мегринского плутона (Малый Кавказ).— В кн.: Труды Второй Закавказской конференции молодых научных сотрудников геологических институтов АН ГССР, АрмССР и АзССР при участии молодых научных сотрудников Института геологии ТССР. Баку, Изд-во АН АзССР, 1960, с. 169—184.
- Меликсетян Б. М. К геохимии урана и тория в некоторых гранитоидах юга Армянской ССР.— «Изв. АН АрмССР. Геол. и геогр. науки», 1961, т. 14, № 2, с. 21—41.
- Меликсетян Б. М. Минералого-геохимические особенности щелочных пород Мегринского плутона.— «Зап. Арм. отд. Всесоюз. минерал. об-ва», 1963, вып. 2, с. 57—80.
- Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона (Армянская ССР).— В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 320—347.
- Меликсетян Б. М. Закономерности распределения акцессорных минералов в гранитоидах Мегринского плутона.— В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., «Наука», 1968, с. 95—108. (АН СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии).
- Меликсетян Б. М. К геохимии молибдена, олова и вольфрама в щелочных породах Армянской ССР.— «Изв. АН АрмССР. Науки о Земле», 1969, т. 22, № 4, с. 26—39.
- Мельгунов С. В. Уран и торий в процессе формирования метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае. Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1970. 23 с. (АН СССР. Сиб. отд. Учен. совет Ин-та геологии и геофизики).
- Мельниченко А. К., Могаровский В. В. Бериллий в гранитоидах Гиссарского плутона.— «Докл. АН ТаджССР», 1968, т. 11, № 6, с. 52—56.
- Миловский А. В. Геохимическая характеристика акцессорного и рудного магнетитов (Восточный Саян).— «Геохимия», 1962, № 12, с. 1094—1100.
- Минеев Д. А. О некоторых геохимических особенностях радиоактивных редкоземельных минералов.— «Геохимия», 1960, № 2, с. 131—138.
- Минеев Д. А. Редкоземельный эпидот из пегматитов.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 127, № 4, с. 865—868.
- Минеев Д. А. Средние составы лантаноидов в минералах.— «Геохимия», 1968, № 7, с. 825—835.
- Минеев Д. А., Ступникова Н. И. О природе радиоактивности ортитов и соотношении в них урана, тория и редких земель.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 129, № 4, с. 916—918.
- Мирошниченко Л. А., Калинин С. К., Замятина Г. М. Германий в скарнах Центрального Казахстана.— «Геохимия», 1971, № 5, с. 596—600.
- Митрофановская С. Н. Петрохимические и геохимические особенности редкометалльных гранитов массива Акчатау. Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1970. 19 с. (АН КазССР. Отд. наук о Вселенной и о Земле. Ин-т геол. наук).
- Михайлов Д. А., Быкова В. С. Метасоматические сфен и ортит диопсидовых пород Алданского щита.— В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.—Л., «Наука», 1966, с. 77—87. (АН СССР. Лаб. геологии докембрия).

Михайлова Ю. В., Панкратьев П. В. Некоторые особенности распределения висмута в сульфидных рудопроявлениях Юго-Западного Гиссара.— «Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. об-ва», 1970, вып. 21, с. 155—161.

Мищенко В. С., Куц В. П., Орлова Л. А. К геохимии галлия в высокотемпературных постамагматических процессах.— «Геохимия», 1966, № 4, с. 443—452.

Мнацаканян А. Х. Акцессорно-минералогические и геохимические особенности меловых вулканических серий Северной Армении как индикаторы комагматичности и металлогенической специализации вулканических комплексов.— В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М., «Наука», 1965, с. 39—78.

Морозова Л. И., Перец В. С. Акцессорные монацит, циркон, ильменит из каолиновой коры выветривания Украинского щита.— «Минерал. сб. Львовск. ун-та», 1965, № 19, вып. 4, с. 530—533.

Москалева С. В., Орлова М. Т. О генезисе гранатовых пироксенитов массива Крака на Южном Урале.— «Материалы Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1960, вып. 28, с. 143—147.

Мурадов З. М. Рутил из Якабарских гор.— «Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. об-ва», 1964, вып. 16, с. 80—82.

Мурата К., Розе Г., Каррон М. О характере изменений содержания редкоземельных элементов в монаците.— В кн.: Редкоземельные металлы. Сборник статей. М., Изд. иностр. лит., 1957, с. 32—41.

Мустафаев Г. В. Особенности распределения олова в гранитоидах и минералах Далидагского и Мехманинского массивов (Малый Кавказ).— «Докл. АН АзССР», 1964, т. 20, № 10, с. 57—60.

Мустафаев Г. В. Характер распределения меди в гранитоидах и минералах Далидагского и Мехманинского массивов (Малый Кавказ).— «Докл. АН АзССР», 1965, т. 21, № 6, с. 26—30.

Мустафаев Г. В. К распределению свинца и цинка в некоторых гранитоидных интрузивах Малого Кавказа.— «Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле», 1966, № 3, с. 39—44.

Муталов М. Г., Пшеничный Г. Н. Некоторые особенности распределения индия в рудах медноколчеданных месторождений Южного Урала.— В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 10. Уфа, 1970, с. 156—161. (Башкирск. филиал АН СССР. Ин-т геологии).

Мязь Н. И., Колтун Л. И. Включения минералообразующих растворов в эпидоте.— «Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те», 1960, № 14, с. 325—327.

Мясников В. С., Карпова О. В. Апатит из основных пород Южного Урала.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 249—265. (АН СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Науч. совет по рудообразованию. Отд. наук о Земле. М-во геологии СССР).

Мясников В. С., Николаева Е. А., Карпова О. В. Минеральный состав ортоамфиболитов Кусинского массива (Южный Урал).— В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., «Наука», 1970, с. 134—149.

Наливкин А. Б. Ильменорутил Тимана.— «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1968, т. 131, с. 34—42.

Нарсеев В. А. О форме нахождения редких земель и скандия в цирконах.— В кн.: Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана. Алма-Ата, 1966, с. 115—120. (М-во геологии СССР. Каз. науч.-исслед. ин-т минерал. сырья. Каз. правление Науч.-техн. об-ва Горное).

Нарсеев В. А., Бугаец А. Н. К геохимии титана, тантала и ниобия в гранитоидах Тарбагатай.— В кн.: Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана. Алма-Ата, 1966, с. 80—88. (М-во геологии СССР. Каз. науч.-исслед. ин-т минерал. сырья. Каз. правление науч.-техн. об-ва Горное).

Наумова И. И., Аникин И. Н. Зависимость морфологии кристаллов искусственного рутила от примесей и условий получения.— «Минерал. сб. Львовск. ун-та», 1966, № 20, вып. 4, с. 580—582.

Недашковский П. Г. Распределение олова и бериллия в гранитоидах Дальнего Востока в зависимости от особенностей их состава и кристаллизации.— В кн.: Вопросы петрохимии. Материалы к совещанию (21—25 апр. 1969 г.). Л., 1969, с. 403—404. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т. Науч.-техн. об-во Горное).

Недашковский П. Г., Дербаремдикер М. М., Славкина С. Н. и др. Распределение акцессорных элементов в гранитоидах Улканского массива.— В кн.: Гео-

химические циклы Дальнего Востока, Владивосток, 1969, с. 65—76. (АН СССР. Сиб. отд. Дальневост. филиал. Дальневост. геол. ин-т).

Недашковский П. Г., Лаговская Е. А., Демченко В. С. Закономерности изменения состава редких земель в акцессорных минералах щелочных гранитов и связанных с ними щелочных метасоматитов.— В кн.: Геохимические циклы Дальнего Востока, Владивосток, 1969, с. 29—36. (АН СССР. Сиб. отд. Дальневост. филиал. Дальневост. ин-т).

Недашковский П. Г., Нарнов Г. А. Закономерности распределения олова в оловоносных гранитах, апогранитах и замещенных пегматитах Дальнего Востока.— «Геохимия», 1968, № 7, с. 786—794.

Недашковский П. Г., Погорелова М. Г. Закономерности распределения акцессорного бериллия в гранитоидах Дальнего Востока.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР. (Тезисы докладов на Первом Дальневосточном петрографическом совещании). Хабаровск, 1967, с. 185—187.

Недомолкин В. Ф., Крюков Ю. В. Металлогенетические особенности некоторых гранитоидов Нэттэвээмского массива.— «Колыма», 1968, № 2, с. 42—44.

Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1962. 334 с. (АН СССР. Сиб. отд. Труды Якут. филиала. Сер. геол., сб. 12).

Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., «Наука», 1966. 379 с. (АН СССР. Сиб. отд. Якут. филиал. Ин-т геологии).

Некрасов И. Я. Распределение тантала и ниобия в магматических и постмагматических породах и минералах Северо-Востока СССР.— В кн.: Экспериментальные и теоретические исследования минеральных равновесий. М., «Наука», 1968, с. 73—96. (АН СССР. Ин-т физики твердого тела).

Некрасов И. Я., Лебедева Л. И. К геохимии скандия в породах и минералах Северо-Восточной Якутии.— В кн.: Экспериментальные и теоретические исследования минеральных равновесий. М., «Наука», 1968, с. 138—163. (АН СССР. Ин-т физики твердого тела).

Некрасова Р. А., Гамянина В. В. Состав редких земель в минералах кимберлитов.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 2, с. 449—452.

Некрасова Р. А., Рождественская И. В. О соотношении циркония и гафния в цирконах из кимберлитов и аллювиальных отложений.— В кн.: Экспериментальные и теоретические исследования минеральных равновесий. М., «Наука», 1968, с. 164—173. (АН СССР. Ин-т физики твердого тела).

Нестеренко Г. В., Студеникова З. В., Савинова Е. Н. Редкие и рассеянные элементы в скарнах Тырнауза.— «Геохимия», 1958, № 3, с. 228—234.

Никитина Е. И., Сотников В. И. Поведение акцессорных минералов при формировании кварц-мусковитовых грейзенов.— В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., «Наука», 1968, с. 181—186. (АН СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии).

Никитина Е. И., Сотников В. И. Типоморфные особенности акцессорных минералов титана грейзеновых образований Горного Алтая.— В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. Труды совещания, проведенного Лаб. акцессорных минералов ИМГРЭ 20—23 ноября 1965 г. М., 1968₂ [1969], с. 254—264.

Никитина Е. И., Сотников В. И., Щербакова М. Я., Гилинская Л. Г. Эволюция акцессорного апатита по данным ЭПР.— «Геология и геофизика», 1969, № 4, с. 136—140.

Никифорова И. К., Кизюра В. Е., Кочановский В. М., Петров В. М. О соотношении циркония и гафния в акцессорном цирконе некоторых гранитоидов Дальнего Востока.— В кн.: Геохимия и минералогия магматических образований. Владивосток, 1966, с. 28—34. (АН СССР. Дальневост. филиал. Дальневост. геол. ин-т).

Ножкин А. Д. О редкоземельно-ториевом флюорите.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1971, ч. 100, вып. 3, с. 334—337.

Ножкин А. Д., Мустафин В. З. Ортит из скарнов Енисейского кряжа.— «Изв. Томского политех. ин-та», 1964, т. 127, вып. 1, с. 75—89.

Нокколдс С. Р., Митчелл Р. Л. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными и рассеянными элементами извержен-

ных пород и их минералов.— В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. Сборник статей. М., Изд-во иностр. лит., 1952, с. 295—366.

Омельченко Ф. Н. О химическом составе гранатов гранито-гнейсового комплекса Ильменских гор.— «Науч. зап. Львовск. политехн. ин-та», 1956, вып. 46, с. 90—93.

Онтюев Д. О. О составе некоторых рудообразующих турмалинов.— «Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР», 1956, вып. 3, с. 340—346.

Онтюев Д. О., Здобнова С. И., Дудыкина А. С. Некоторые закономерности в распределении редких щелочей (Li, Rb, Cs) и других элементов-примесей в слюдах редкометалльных месторождений Джидинского рудного поля.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 3, с. 95—108.

Орса В. И. Про співвідношення цирконію, гафнію, урану та торію в акцесорних цирконах гранітоїдів Середнього Придніпров'я.— «Доповіді АН УРСР», 1965, № 10, с. 1348—1352.

Орса В. И. Гнейсо-мигматитовая формация и гранитоиды центральной части Среднего Приднепровья. Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. Киев, 1967. 24 с. (АН УССР. Ин-т геол. наук).

Орса В. И., Елисеева Г. Д. Акцессорные сфены из мигматитов Среднего Приднепровья.— «Минерал. сб. Львовск. ун-та», 1965, № 19, вып. 3, с. 318—324.

Орса В. И., Елисеева Г. Д., Казанцева А. И. К характеристике редких земель акцессорных минералов древних формаций Среднего Приднепровья.— «Геохимия», 1967, № 2, с. 243—247.

Осадчий В. К., Куц В. П. Колумбітоносні граніті Приазов'я.— «Доповіді АН УРСР. Сер. Б», 1968, № 12, с. 1090—1093.

Осипов Д. К., Журавлев Р. С., Комарницкий Г. М. Геохимия урана в гранитоидах Верхне-Кондомского массива (Горная Шория).— «Геология и геофизика», 1964, № 6, с. 48—57.

Осипов Д. К., Журавлев Р. С. Уран и торий в магматических породах Кузбасса.— «Геохимия», 1965, № 5, с. 619—624.

Осипов Д. К., Журавлев Р. С. Распределение урана и тория в щелочных магматических породах Кузнецкого Алатау.— В кн.: Геохимия и минералогия радиоактивных элементов Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970, с. 72—104. (АН СССР. Сиб. отд. Ин-т геологии и геофизики).

Пампура В. Д. Поведение рубидия, лития, бария и стронция в процессах окорудного метаморфизма гранитоидов. (На примерах молибденовых месторождений Восточного Забайкалья).— В кн.: Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований. М., «Наука», 1965, с. 161—174. (АН СССР. Сиб. отд. Ин-т геохимии).

Панских Е. А. О распределении титана в магнетитах железорудных проявлений Джагдинского горст-антиклинория (Хабаровский край).— В кн.: Материалы VIII конференции молодых ученых ВИМСа. Ч. 1. Секция геологии, геохимии и поисков месторождений полезных ископаемых (12—15 мая 1970 г.). М., 1970, с. 80—83. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. ин-т минерал. сырья).

Перчук Л. Л., Павленко А. С. Влияние температуры на распределение некоторых изоморфных компонентов между сосуществующими минералами щелочных пород.— «Геохимия», 1967, № 9, с. 1063—1082.

Петрова З. И. Особенности распределения редких элементов в джидинском интрузивном комплексе (Западное Забайкалье). Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1966. 22 с. (АН СССР. Сиб. отд. Ин-т земной коры).

Петрова З. И., Легейдо В. А. К геохимии олова в магматическом процессе.— «Геохимия», 1965, № 4, с. 482—489.

Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Новосибирск, Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1961. 111 с. (АН СССР. Сиб. отд. Труды Ин-та геологии и геофизики, вып. 6).

Плескова М. А., Железнова Е. И. Содержание урана во флюорите, определенное по следам от осколков деления урана.— В кн.: Сборник кратких сообщений по минералогии и геохимии за 1968 г. Вып. 1. М., 1970, с. 23—27. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. ин-т минерал. сырья. Труды Ин-та).

Плошко В. В., Богданова В. И. Минералы группы эпидота в породах Уруштенского магматического комплекса (Северный Кавказ).— В кн.: Минералы СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 122—139. (АН СССР. Минерал. музей. Труды, вып. 14).

Подольский А. М. Геохимические и минералогические признаки ниобиевых гранитов на примере некоторых массивов северо-западной части Центрального Казахстана.— В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 267—282.

Подпорина Е. К. Тантал и ниобий в корях выветривания некоторых гранитоидов Средней Азии.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 2, с. 454—457.

Пожирицкая Л. К., Развозжаева Э. А. О содержании редких элементов в магнетитах и слюдах из карбонатитов Восточной Сибири.— В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1966, с. 69—84. (АН СССР. Сиб. отд. Ин-т геохимии).

Полевских Р. И. Метасоматические процессы и ниобо-танталовая минерализация в гранитоидах Вознесенского рудного района.— В кн.: Геохимические циклы Дальнего Востока. Владивосток, 1969, с. 105—114. (АН СССР. Сиб. отд. Дальневост. филиал. Дальневост. геол. ин-т).

Полканов А. А., Маслеников В. А., Глебова-Кульбах Г. О., Шуркин К. А. Ведущая физико-химическая направленность процесса образования гранитов (на примере докембрийских гранитоидов восточной части Балтийского щита).— В кн.: Химия земной коры. Труды Геохимической конференции, посвящ. столетию со дня рождения акад. В. И. Вернадского. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 86—101.

Половинкина Ю. Ир. О происхождении кордиеритовых гранитов — бердичевский гранит Украины.— «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1963, т. 98, с. 174—193.

Полтавец З. И., Полтавец Ю. А. Сравнительная геохимическая характеристика пиритов различного генезиса Сарбайского месторождения.— В кн.: Ежегодник 1970. Свердловск, 1971, с. 77—78. (На обл.: Уральский науч. центр АН СССР. Ин-т геологии и геохимии).

Поляков А. И. Геохимия тория в щелочных породах Кольского полуострова. М., «Наука», 1970. 166 с. (Шмунтцит.: АН СССР. Ин-т геохимии и аналит. химии).

Поляков А. И., Кот Г. А. Распределение тория по минералам в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива.— «Геохимия», 1965, № 1, с. 73—85.

Пополитов Э. И., Знаменский Е. Б., Коваленко В. И., Цыханский В. Д. Распределение ниобия и тантала в кислых и щелочных породах Северо-Восточной Тувы.— В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1965, с. 88—96. (АН СССР. Сиб. отд. Ин-т геохимии).

Портнов А. М., Горобец Б. С. Люминесценция апатита из различных типов горных пород.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 1, с. 199—202.

Проخورов В. Г. Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию). Красноярское кн. изд-во, 1970. 188 с. (Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геологии, геофизики и минер. сырья М-ва геологии СССР, вып. 102).

Проخورов В. Г., Косицина А. Ф., Панкратова Н. П., Хайретдинов И. А. К вопросу использования магнетитов как минералов-индикаторов.— В кн.: Материалы геологической конференции. Красноярск, 1966, с. 265—271. (Красноярское геол. упр. Красноярский краев. совет НТО «Горное»).

Проخورов К. В. Третичные гранитоиды Камчатки. М., «Наука», 1964. 134 с. (АН СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии).

Путалова Р. В. Некоторые данные о замещении ильменита рутилом и анатазом.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1959, вып. 3, с. 82—88.

Путалова Р. В. Редкоземельный акцессорный циркон Арсаланского массива (Чингиз).— Труды Ин-та геол. наук АН КазССР», 1963, т. 7, с. 301—310.

Путалова Р. В. Акцессорные минералы гранитоидов хребта Чингиз. Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1967. 17 с. (АН КазССР. Ин-т геол. наук).

Рабинович А. В. Минералого-геохимические особенности магматических комплексов южного склона Гиссарского хребта.— В кн.: Геология СССР. Т. 24. Таджикская ССР. Ч. 1. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 413—422.

Рабинович А. В., Бадалов С. Т. К геохимии меди некоторых интрузивных пород Кармазара и Западного Узбекистана.— «Геохимия», 1971, № 2, с. 243—248.

Рабинович А. В., Баскова З. А. Характер распределения свинца в некоторых гранитоидах Восточного Забайкалья.— «Геохимия», 1959, № 6, с. 546—549.

Рабинбвич А. В., Муравьева А. Н., Жданова М. В. Содержание молибдена в некоторых породах и минералах интрузивных образований Восточного Забайкалья.— «Геохимия», 1958, № 2, с. 118—123.

Расулов Ш. К. К геохимии ниобия, тантала и титана в продуктах коры выветривания гранитоидов Карнабского массива (Западный Узбекистан).— «Узб. геол. журн.», 1972, № 1, с. 97—100.

Расс И. Т. Некоторые редкие элементы в сфенах и апатитах Кокшаровского дифференцированного комплекса ультраосновных щелочных пород (Приморье).— «Геохимия», 1964, № 3, с. 230—241.

Расс И. Т. Редкоземельные элементы в пироксенах и апатитах Ковдорского щелочно-ультраосновного массива.— «Геохимия», 1968, № 9, с. 1120—1127.

Рехарский В. И. Молибден в минералах интрузивных пород.— В кн.: Очерки геохимии руты, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М., «Наука», 1970, с. 192—200.

Рехарский В. И., Крутецкая О. В. Молибден в породах юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня.— «Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР», 1960, вып. 46, с. 55—76.

Ристич М. Урановые и ториевые месторождения Югославии.— В кн.: Материалы Международной конференции по мирному использованию атомной энергии, состоявшейся в Женеве 8—20 авг. 1953 г. Т. 6. Геология урана и тория. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 741—749.

Родионов Д. А. Особенности распределения среднего арифметического в условиях асимметрических распределений содержаний.— «Геохимия», 1963, № 7, с. 689—693.

Рожков И. С., Раковский Э. Е., Беренштейн Л. Е. и др. О неравномерности распределения золота в горных породах и минералах (по данным радиоактивного анализа).— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 4, с. 927—930.

Руб А. К. Типоморфные особенности минералов-спутников танталового и оловянного оруденения (на примере месторождений Ханкайского массива). Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. М., 1972, 26 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. ин-т минерал. сырья).

Руб М. Г. Граниты гродековского и марьяновского интрузивных комплексов в южном Приморье и основные черты их металлогенности.— «Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР», 1956, вып. 3, с. 114—187.

Руб М. Г. Грейзены юго-западного Приморья и их генезис.— «Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР», 1957, вып. 5, с. 97—163.

Руб М. Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов (на примере Балыгычано-Сугуйского района).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 4, с. 34—57.

Руб М. Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов (на примере Балыгычано-Сугуйского и Мяо-Чанского районов). М., «Наука», 1970, 363 с.

Руб М. Г., Ашихмина Н. А., Магидович Т. С. Акцессорные минералы как один из индикаторов комагматичности и металлогенической специализации эффузивных, субвулканических и интрузивных образований (на примере Северо-Востока СССР).— В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М., «Наука», 1965, с. 7—38. (АН СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии).

Руб М. Г., Коптев-Дворников В. С. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. (Симпозиум. Ч. 1. Доклады). Иркутск, 1970, с. 3—46. (АН СССР. М-во геологии СССР. Ин-т геохимии СО АН СССР. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов. Совет по науч. основам геохим. методов поисков месторождений. II сессия).

Руб М. Г., Макеев Б. В., Васильева Г. Л. Металлогенические особенности гранитоидов Мяо-Чанского интрузивного комплекса (Хабаровский край).— В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 222—244.

Руб М. Г., Руб А. К., Лосева Т. И. Слюды как индикаторы рудоносности гранитоидов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 10, с. 73—85.

Руб М. Г., Токсубаева Г. П., Чернов Б. С. Особенности состава и генезиса вольфрамоносного магматического комплекса одного из районов Приморья.— «Советская геология», 1969, № 4, с. 3—21.

Рудашевский Н. С. О датолите и турмалине одного из месторождений Сибири.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1969, ч. 98, вып. 2, с. 200—206.

Рябоконт В. В. Редкоземельная минерализация пегматондных гранитов и пегматитов Верхнего Побужья.— В кн.: Полезные ископаемые Украины. (Тезисы докладов IV конференции молодых геологов Украины). Киев, «Наукова думка», 1966, с. 209—212. (Ин-т геол. наук АН УССР. М-во геологии УССР).

Рябоконт С. М. Апатит из пегматитовых жил бассейна рек Горного и Гнилого Тикичей.— «Геологічний журнал», 1956, т. 16, вып. 4, с. 53—60.

Рябоконт С. М. Рудные минералы в метаморфических породах Сурской и Конской магнитных аномалий.— В кн.: Конституция и свойства минералов. [Сб.] 1. Киев, «Наукова думка», 1966, с. 95—109. (АН УССР. Укр. отд. Всесоюз. минерал. об-ва).

Савоненков В. Г. Возрастные соотношения и некоторые геохимические особенности гранитов Центральной Украины. Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. М., 1961. 20 с. (АН СССР. Ин-т геохимии и аналит. химии).

Самвелян Е. В. Рутил в актинолитовых сланцах Арзаканского месторождения титана (Цаххуняцкий хребет).— «Изв. АН АрмССР. Науки о Земле», 1970, т. 23, № 1, с. 89—92.

Сандомирский А. Я., Кравченко Н. С. Некоторые геохимические критерии молибденоносности интрузий на примере Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья.— В кн.: Геохимические циклы Дальнего Востока. Владивосток, 1969, с. 59—64. (АН СССР. Сиб. отд. Дальневост. филиал. Дальневост. геол. ин-т).

Сахарова М. С. Типоморфные особенности состава пирита золото-сульфидных месторождений.— «Труды Минерал. музея АН СССР», 1968, вып. 18, с. 228—234.

Свяжин Н. В. Акцессорные ортиты из Вишневогорского щелочного комплекса.— В кн.: Минералы изверженных горных пород и руд Урала. Л., «Наука», 1967, с. 7—26. (АН СССР. Уральский филиал).

Седенко С. М., Миронюк Л. М. Германиеносность железных руд и метаморфических пород центральной части Криворожского бассейна.— «Геологический журнал», 1972, т. 32, № 1, с. 96—101.

Семенов Е. И. Связь состава редких земель с составом и структурой минералов.— «Геохимия», 1958, № 5, с. 452—461.

Семенов Е. И. Минералогия редких земель. (Минералогия, генетические типы минерализации и основные черты геохимии редкоземельных элементов). М., Изд-во АН СССР, 1963. 412 с. (АН СССР. Гос. геол. комитет СССР. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов).

Семенов Е. И., Кулаков М. П., Костюнина Л. П. и др. О содержании скандия в кварц-флюоритовых пегматитах Казахстана.— «Геохимия», 1966, № 2, с. 244—246.

Сергеева Н. Е. К геохимии тантала и ниобия на одном из пегматитовых месторождений Сибири.— «Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология», 1960, № 4, с. 29—35.

Сердюченко Д. П. Альмандины из некоторых месторождений Северного Кавказа и Украины.— «Зап. Всеросс. минерал. об-ва», 1933, ч. 62, вып. 1, с. 97—102.

Сердюченко Д. П. Граниты Южного Тимана и их акцессорные минералы. М., Изд-во АН СССР, 1959. 104 с. (АН СССР. СОПС. Сектор минерально-сырьевых ресурсов).

Сердюченко Д. П., Пап А. М. Особенности состава и происхождения ортита и титанита из кристаллических пород белорусского докембрия.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 1, с. 166—169.

Сердюченко Д. П., Пап А. М., Баровская В. М., Быкова А. В. Безториевый монацит из докембрийских гнейсов Белоруссии и его генезис.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 4, с. 917—919.

Серых В. И. К геохимии никеля в гранитоидах.— «Геохимия», 1964, № 9, с. 898—907.

Серых В. И. Геология и геохимия позднекаледонских гранитоидов юго-восточной части Кокчетавского массива (Северный Казахстан). Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. М., 1966. 21 с. (Моск. ун-т. Геол. факультет. Кафедра петрографии).

Сидоренко А. В. Некоторые вопросы развития петрографии.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 4, с. 17—27.

Ситнин А. А., Леонова Т. Н. О находке стрюверита в экзоконтактовых грейзенах одного из гранитных массивов Восточной Сибири.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 137, № 3, с. 685—687.

Скорняков П. И. Иттрийсодержащий флюорит из оловорудного месторождения Днепровского.— «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та золота и редких металлов. Раздел 2. Геология», 1959, вып. 41, с. 10—12.

Слепнев Ю. С., Мелентьев Г. Б. Особенности распределения тантала и ниобия в редкометалльных гранитных пегматитах Саян.— «Геохимия», 1962, № 3, с. 280—284.

Сливко М. М. Исследование турмалинов некоторых месторождений СССР. Львов, Изд. Львовск. ун-та, 1955. 127 с. (Львовск. геол. об-ва при Львовск. ун-те).

Сливко М. М. Редкие и рассеянные элементы в турмалинах.— «Проблемы геохимии», 1959, вып. 1, с. 261—271.

Слободской Р. М. О мобилизации рудного вещества при процессах автотаморфизма гранитоидов.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 151, № 4, с. 944—945.

Сморчков И. Е. Кислые интрузии Зеренского района (Восточное Забайкалье) в связи с их оловоносностью.— «Труды Ин-та геол. наук АН СССР», 1941, вып. 55, с. 1—44.

Сморчков И. Е., Павлова Г. А. Жильные породы района реки Гавасай (Курминский хребет) и некоторые особенности распределения в них аксессуарных минералов.— «Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР», 1958, вып. 21, с. 186—197.

Соболев В. С., Спитковская С. М., Эпштейн Р. Я. Первичный магматический гранат (альмандин) в дацитах Закарпатской области.— «Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те», 1955, № 9, с. 316—319.

Соболев Н. Д., Лебедев-Зиновьев А. А., Назарова А. С. и др. Неогеновые интрузивы и докембрийский фундамент района Кавказских минеральных вод.— «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та минер. сырья», 1959, вып. 3, с. 1—212.

Соболев С. Ф. Габбро-тоналитовый комплекс Полярного Урала. (По материалам изучения аксессуарных минералов и редких элементов.) М., «Наука», 1965. 163 с.

Соболев С. Ф. Аксессуарный апатит из основных пород Урала.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 271—277. (АН СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Науч. совет по рудообразованию. Отд. наук о Земле. М-во геологии СССР).

Соколов Ю. М., Быкова В. С., Мануйлова М. М. Гранаты пегматитовых жил Северо-Байкальского пегматитового пояса.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1962, ч. 91, вып. 5, с. 537—549.

Соседко А. Ф. Материалы по минералогии и геохимии пегматитов Алтын-тау.— «Труды Кара-Калпакской комплексной экспедиции 1931—1932 гг.», 1935, т. 4, вып. 5, с. 75—101.

Сотников В. И., Никитина Е. И. Аксессуарные минералы метасоматитов как индикаторы особенностей процесса рудогенеза и металлогении.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1968, с. 170—198. (АН СССР. Сиб. отд. Ин-т геологии и геофизики).

Сотников В. И., Никитина Е. И., Лаврентьев Ю. Г., Семенов В. И. Особенности состава аксессуарного апатита из метасоматитов и гранитоидов различных формационных типов.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 1, с. 189—192.

Спирidonov Э. М. Состав аксессуарного магнетита пород криккудукского интрузивного комплекса Северного Казахстана.— В кн.: Аксессуарные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. Труды совещания, проведенного Лабораторией аксессуарных минералов ИМГРЭ 20—23 ноября 1965 г. М., 1968 [1969], с. 156—164.

Стаац, Остеруолд. Уран в месторождениях плавикового шпата в Томас Рэйндж, штат Юта.— В кн.: Материалы Международной конференции по мирному использованию атомной энергии, состоявшейся в Женеве 8—20 авг. 1953 г. Т. 6. Геология урана и тория. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 327—331.

Ставров О. Д., Столяров И. С., Иовчева Э. И. Некоторые черты геохимии и вопросы генезиса Верх-Исетского гранитоидного массива (Средний Урал).— «Геохимия», 1969, № 12, с. 1490—1500.

Старик И. Е., Лазарев К. Ф. О форме нахождения атомов урана и тория в радиоактивных минералах.— «Радиохимия», 1959, т. 1, вып. 1, с. 60—65.

Старик И. Е., Старик Ф. Е., Авдзейко Г. В. и др. Некоторые данные об абсолютном возрасте докембрийских образований.— В кн.: Труды Четвертой сессии Ко-

миссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (12—14 мая 1955 г.). М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 83—94.

Студеникова З. В., Глинкина М. И., Корнилова К. И. К геохимии вольфрама и молибдена.— В кн.: Геохимические циклы. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 178—186. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов, Пробл. 1).

Стульчиков В. А., Куделя В. К., Оставненко А. И. Пирит из кварцевозолоторудной формации Верховцевского района Украинского щита.— «Доповіді АН УРСР. Сер. Б», 1970, № 11, с. 985—987.

Стульчиков В. А., Фомин А. Б. Кобальт и никель в магнетитах из ультрабазитов Среднего Побужья и Верховцевского района УКЩ.— «Доповіді АН УРСР. Сер. Б», 1970, № 6, с. 492—494.

Таусон Л. В. К геохимии урана в гранитоидах Черновинского массива (Горный Алтай).— «Геохимия», 1956, № 3, с. 9—17.

Таусон Л. В. Геохимия лития, рубидия и таллия в магматическом процессе.— В кн.: Геохимические циклы. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 93—100. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 1).

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. 231 с. (АН СССР. Ин-т геохимии и анализ. химии).

Таусон Л. В., Кравченко Л. А. Особенности распределения свинца и цинка по минералам каледонских гранитоидов Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань).— «Геохимия», 1956, № 1, с. 81—89.

Таусон Л. В., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Петров Л. Л. Бериллий в мезозойских гранитоидах Восточного Забайкалья.— «Геохимия», 1969, № 8, с. 952—963.

Таусон Л. В., Кузьмин М. И., Легейдо В. А. Сравнительное поведение олова в оловоносных и неоловоносных гранитах Восточного Забайкалья.— «Геохимия», 1966, № 2, с. 161—167.

Таусон Л. В., Шерemet Е. М., Антипин В. С. Закономерности распределения молибдена в мезозойских гранитоидах Северо-Восточного Забайкалья.— «Геохимия», 1970, № 8, с. 917—924.

Тихоненкова Р. П., Нечаева И. А., Осокин Е. Д. Петрология калиевых щелочных пород. (На примере Сыннырского щелочного массива в Бурятской АССР). М., «Наука», 1971. 219 с. (АН СССР. М-во геологии СССР. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов).

Толок А. А., Нарнов Г. А., Тарарин И. А. О поведении редких элементов при дифференциации гйабиссальных щелочных габброидов натриевого ряда (олово).— «Геохимия», 1971, № 1, с. 39—47.

Трофимова Л. А., Сыромятников Н. Г., Иванова Э. И. О формах нахождения урана и тория в аксессуарных магнетите, ильмените и цирконе из гранитов.— «Труды Ин-та геол. наук АН КазССР», 1971, т. 31, с. 168—177.

Трухин Ю. П., Петрова В. В. Эпидот Больше-Банного и Паратунского месторождений.— В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М., «Наука», 1970, с. 100—110. (АН СССР. Сиб. отд. Ин-т вулканологии).

Тугаринов А. И., Вайнштейн Э. Е. Закономерности распределения редких земель, циркония, гафния в изверженных горных породах.— В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. (Труды Геохим. симпозиума 20—24 декабря 1957 г.). М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 20—34. (АН СССР. Ин-т геохимии и анализ. химии).

Тугаринов А. И., Вайнштейн Э. К., Шевалеевский И. Д. О соотношении гафния и циркония в цирконах изверженных и метасоматических пород.— «Геохимия», 1956, № 4, с. 28—37.

Туровский С. Д. О методике и значении изучения аксессуарных минералов и химических элементов изверженных горных пород. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1960. 60 с. (АН КиргССР. Ин-т геологии).

Увадьев М. Д., Голованов И. М. О золотоносности скарново-халькопирит-магнетитовых руд. Ирису.— В кн.: Геология и рудоносность Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1971, с. 161—164.

Усков М. Н. О кристаллохимических особенностях распределения редких земель в аксессуарном сфене.— В кн.: Конституция и свойства минералов. 2. Киев, «Наукова думка», 1967, с. 94—103. (АН УССР. Укр. отд. Всесоюз. минерал. об-ва).

Усманов У. Аксессуарные рутил, ильменорутит, апатит, монацит и ксенотим из микроклинитов.— «Зап. Кирг. отд. Всесоюз. минерал. об-ва», 1965, вып. 5, с. 23—31.

Федорчук В. П. О рутиле из некоторых карбонатных жил Алайского хребта.— «Докл. АН УзССР», 1956, № 9, с. 13—15.

Феофилов П. П. О природе зеленой окраски флюорита.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1956, ч. 85, вып. 4, с. 569—571.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. 1. Гранитные пегматиты. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940. 712 с.

Ферсман А. Е. Полезные ископаемые Кольского полуострова. Современное состояние, анализ, прогноз. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941. 335 с. (АН СССР. Совет по изучению производ. сил).

Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С., Траянова М. В. Литий, рубидий, стронций и свинец в гранитоидах Урала.— «Геохимия», 1969, № 1, с. 72—82.

Филиппов М. С., Комлев Л. В. Ториты Среднего Приднепровья.— «Труды Радиев. ин-та АН СССР», 1958, т. 8, с. 241—249.

Филиппов М. С., Комлев Л. В. Уран и торий в гранитоидах Среднего Приднепровья.— «Геохимия», 1959, № 5, с. 437—448.

Филипповская Т. Б., Шевнин А. Н., Дубакина Л. С. Ванадиевые гранаты и гидротранаты из нижнепалеозойских углисто-кремнистых сланцев Ишимской Луки (Северный Казахстан).— Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 5, с. 1173—1176.

Фомин А. Б., Козак С. А. Распределение хрома, кобальта и никеля в ультраосновных породах Среднего Побужья.— «Геохимия», 1971, № 12, с. 1433—1441.

Фоминых В. Г. Состав магнетитов из рябиновских гранитов на Южном Урале.— В кн.: Материалы к Первой Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1967, с. 88—89. (Уральское территори. геол. упр. Уральский филиал АН СССР. Свердл. горн. ин-т. Свердл. обл. науч.-техн. об-во Горное. Навстречу 50-летию Советской власти).

Фоминых В. Г., Знаменский Н. Д. Цинк в магнетитах гранитоидов Урала.— В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Сб. 2. Свердловск, 1972, с. 261—263. (АН СССР. Уральский науч. центр. «Труды Ин-та геологии и геохимии», вып. 93).

Фоминых В. Г., Свяжин Н. В. О составе аксессуарных магнетитов и титаномagnetитов щелочных пород Среднего Урала.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 155, № 5, с. 1088—1090.

Фоминых В. Г., Ярош Н. А. Распределение элементов семейства железа в различных генетических типах гранитоидов Урала.— В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Сб. 2. Свердловск, 1972, с. 175—188. (АН СССР. Уральский науч. центр. «Труды Ин-та геологии и геохимии», вып. 93).

Фоминых В. Г., Ярош Н. А. Состав и распределение магнетита в различных типах гранитоидов Урала.— «Труды Ин-та геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР, 1970, вып. 85, с. 167—202.

Францессон Е. В. Сопоставление магнитных свойств и химического состава ильменитов из кямберлитовых трубок Якутии.— «Геология и геофизика», 1962, № 6, с. 89—96.

Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— «Труды Иркутского ун-та», 1951, т. 5, вып. 2, с. 38—68.

Хаберландт Х. Значение рассеянных элементов в геохимических исследованиях.— В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. Сборник статей. М., Изд-во иностр. лит., 1952, с. 14—40.

Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент. Изд-во АН УзССР, 1958. 471 с. (АН УзССР. Ин-т геологии).

Хамрабаев И. Х., Азимов П. Т. Аксессуары как критерий металлогенности магматических комплексов.— В кн.: Аксессуарные минералы в решении вопросов металлогенности и происхождения магматических комплексов. Труды совещания, проведенного Лабораторией аксессуарных минералов ИМГРЭ 20—23 ноября 1965 г. М., 1968. [обл. 1969], с. 127—130.

Хамрабаев И. Х., Урунбаев К. Геохимические особенности гранитоидных интрузивов Западного Узбекистана, центральной части Чаткало-Кураминских гор и распределение в них некоторых аксессуаров и малых элементов.— В кн.: Аксессуарные минералы изверженных пород. М., «Наука», 1968, с. 141—149. (АН СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии).

Хамрабаев И. Х., Урунбаев К. У. К геохимии золота в магматическом процессе.— В кн.: Международный геохимический конгресс. (20—25 июля 1971 года, Москва). Тезисы докладов [Т.] 1. [М., 1971], с. 175—176. (Междунар. ассоциация геохимии и космохимии. АН СССР).

Хвостова В. А. Минералогия ортита. М., Изд-во АН СССР, 1962. 119 с. (АН СССР. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов. Труды, вып. 11).

Хвостова В. А., Сретенская Н. Г. Оловосодержащий стрюверит из редкометальных гранитных пегматов.— «Труды Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов», 1963, вып. 16, с. 137—140.

Хомяков А. П. Распределение редкоземельных элементов в карбонатно-гематитовых жилах Западного Танну-Ола.— «Геохимия», 1964, № 1, с. 85—88.

Хомяков А. П., Францесон Е. В. Состав апатита из карбонатитов Якутской алмазонасной провинции и распределение в нем редкоземельных элементов.— «Геология и геофизика», 1971, № 12, с. 121—125.

Цветкова-Голева В., Караджова Б. Вверху ортита от рилските гранити.— «Изв. Геол. ин-та Бълг. АН. Сер. геохимия, минералогия и петрография», 1968, кн. 17, с. 111—121.

Цамбелл Б., Ярковский Я. Редкие элементы в пиритах колчеданных месторождений Западных Карпат и возможность их использования при решении генетических проблем оруденения.— В кн.: Проблемы геохимии. Юбил. сб., посвящ. 70-летию акад. А. П. Виноградова. М., «Наука», 1965, с. 249—266. (АН СССР. Ин-т геохимии и аналит. химии).

Черны П. Парагенезисы ниобиевого и танталового рутила в гранитных пегматитах.— «Минерал. сб. Львовск. ун-та», 1964, № 18, вып. 1, с. 25—31.

Чесноков Б. В. Рutilлсодержащие эклогиты Шубинского месторождения на Южном Урале.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1959, № 4, с. 124—136.

Чистяков В. К. К вопросу о формах вхождения элементов-примесей в магнетит.— «Геохимия», 1970, № 2, с. 217—227.

Чистяков В. К. Эпидоты из некоторых месторождений Западной Сибири.— «Доклады VII научной конференции, посвященной 40-летию Великой Октябрьской Социалистической революции», вып. 4, 1957, с. 44—45.

Чухров Ф. В., Шлайн Л. Б. Об изменениях вещественного состава при грейзенизации Коунрадского массива.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 9, с. 27—47.

Шендерова А. Г. О хромсодержащем дравите Криворожья.— «Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те», 1955, № 9, с. 324—326.

Шипулин Ф. К. Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними оруденения. М., Изд-во АН СССР, 1957. 282 с. (АН СССР. Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 8).

Ширванзаде И. А., Алиев Р. М., Джафаров Э. М. К вопросу о твердости магнетита.— «Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле», 1969, № 4, с. 55—60.

Ширяева В. А., Шмакин Б. М. О составе турмалинов из мусковитовых пегматитов Восточной Сибири.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1969, ч. 98, вып. 2, с. 166—174.

Шмакин Б. М. Архейские гранитоиды Куранахского флогопитоносного района на Алдане.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1958, № 10, с. 46—60.

Шмакин Б. М. Геохимия мусковитовых пегматитов Восточной Сибири. Автореф. дисс. д-ра геол.-минералог. наук. М., 1970. 51 с. (Всесоюз. науч.-исслед. ин-т минерал. сырья).

Шмакин Б. М., Степан М. О. Два сфена из архейских пегматитов Алданского щита.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1961, № 10, с. 59—65.

Шмакин Б. М., Ширяева В. А. Распределение редкоземельных и некоторых других элементов в апатитах из мусковитовых пегматитов Восточной Сибири.— «Геохимия», 1968, № 8, с. 962—969.

Шмакин Б. М., Ширяева В. А. О составе редкоземельных минералов в мусковитовых пегматитах Восточной Сибири.— «Геохимия», 1970, № 10, с. 1263—1268.

Шоу Д. М. Геохимия индия.— В кн.: Геохимия редких элементов. Перев. с англ. и нем. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 265—304.

Шоу Д. М. Геохимия таллия.— В кн.: Геохимия редких элементов. Перев. с англ. и нем. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 335—409.

Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Состав акцессорного титаномagnetита в различных генетических типах гранитоидов Урала.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 139, № 5, с. 1208—1210.

Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Генетическое и практическое значение изучения акцессорных окисных железо-титановых минералов в изверженных горных породах.— В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., «Наука», 1968, с. 281—

287. (АН СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии).

Шуклюков Ю. А., Комаров А. Н. Треки осколков деления урана в монаците.— «Бюлл. комиссии по определению абсол. возраста геол. формаций АН СССР», 1970, вып. 9, с. 20—26.

Щерба Г. Н., Замятина Г. М., Калинин С. К., Мухля К. А. Германий в некоторых грейзенах Казахстана.— «Геохимия», 1966, № 11, с. 1365—1368.

Щербак В. М. О твердости магнетита метасоматических месторождений, сформировавшихся в различных термодинамических условиях.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1969, ч. 98, вып. 2, с. 216—219.

Щербак М. П. Новий генетичний тип акцесорної рідкоземельної мінералізації на Українському кристалічному щиті.— «Доповіді УРСР», 1961, № 8, с. 1072—1075.

Щербак Н. П., Бартицкий Е. Н., Елисеєва Г. Д. Геохимия процессов гранитообразования в докембрии Украинского щита.— В кн.: Международный геохимический конгресс. (20—25 июля 1971 года, Москва). Тезисы докладов. [Т.] 2. [М., 1971], с. 617—618. (Междунар. ассоциация геохимии и космохимии. АН СССР).

Щербаков Ю. Г. Геохимические особенности и условия образования золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Автореф. дисс. д-ра геол.-минерал. наук. М., 1972. 38 с. (АН СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии).

Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А. К геохимии золота.— «Геохимия», 1964, № 6, с. 518—528.

Щербина В. В. О геохимических условиях выделения окисных соединений из силикатов.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. [Т.] 2. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 152—159. (АН СССР. Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии).

Щербина В. В., Якубович К. И. Граниты изоморфной смесимости в зависимости от генетических условий.— В кн.: Химия земной коры. Труды Геохимической конференции, посвящ. столетию со дня рождения акад. В. И. Вернадского. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 306—311.

Эдельштейн И. И. К геохимии никеля.— «Геохимия», 1960, № 7, с. 601—609.

Эдельштейн И. И., Михайлов Ю. Я., Генина Л. А. Условия формирования никелистых пиритов на Южном Урале.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 2. Свердловск, 1969, с. 109—111.

Эль Вадани С. А. Геохимия германия.— В кн.: Геохимия редких элементов. Перев. с англ. и нем. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 411—434.

Эфендиев Г. Х., Бабаева З. Э. Распределение серебра, висмута и золота в сульфидных минералах полиметаллических месторождений Малого Кавказа (Азербайджанская ССР).— Исслед. в обл. неорган. и физ. химии. Баку, «Элм», 1970, с.

Эфендиев Г. Х., Гейдаров А. С. К геохимии молибдена в Далидагском интрузиве (Малый Кавказ).— «Изв. АН АзССР. Сер. геол. и геогр. наук», 1959, № 6, с. 91—101.

Юрк Ю. Ю. Петрология уманского и антоновского гранитных плутонов. Киев, Изд-во АН УССР, 1953. 302 с. (АН УССР. Ин-т геол. наук).

Юрк Ю. Ю. Редкие минералы пегматитов Приазовья. Киев, Изд-во АН УССР, 1956. 68 с. (АН УССР. Ин-т геол. наук).

Юрк Ю. Ю., Марченко С. Я., Чашка О. И. Акцесорний ортит з гранітів і пегматитів в докембрію Приазов'я.— «Доповіді АН УРСР. Сер. Б», 1970, № 3, с. 225—227.

Юрк Ю. Ю., Рябоконь С. М. Об источниках рутила в аллювиальных отложениях.— «Докл. АН СССР», 1950, т. 74, № 3, с. 595—598.

Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. Турмалин из гранитоидов с. Деревки.— «Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те», 1957, № 11, с. 265—272.

Якубович К. И. Редкие земли во флюорите Покрово-Киреевского месторождения (Восточное Приазовье).— «Геохимия», 1965, № 11, с. 1376—1378.

Яловенко И. П., Юрьева А. Л. Акцесорный монацит в породах Ново-Украинского массива.— «Минерал. сб. Львовск. ун-та», 1967, № 21, вып. 3, с. 299—304.

Ярошевский А. А. К вопросу о связи формы кристаллов граната с условиями минералообразования.— «Труды Минерал. музея АН СССР», 1959, вып. 10, с. 137—141.

Ященко Н. Я. Возможности использования состава акцесорного и рудного магнетитов для установления генетической связи контактово-метасоматических месторождений с гранитоидами.— В кн.: Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1969, с. 113—122. (М-во геологии КазССР. Труды Центр. Казахстанск. геол. упр., вып. 3).

Ahrens L. H. Some observations on the uranium and thorium distributions in accessory zircon from granitic rocks.—«*Geochim. et cosmochim. acta*», 1965, v. 29, N 6, p. 711—716.

Ahrens L., Cherry R., Erlank A. Observations on the Th—U relationship in zircons from granitic rocks and from kimberlites.—«*Geochim. et cosmochim. acta*», 1967, v. 31, N 12, p. 2379—2387.

Altschuler Z. S., Clarke R. S., Young E. J. Geochemistry of uranium in apatite and phosphorite.—«*U. S. Geol. Surv.*» Profess. Paper, 1958, N 314-D, p. 45—87.

Arsenijevič M. Prethodna razmatranja raspodele berilijuma, kalaja, nobijijuma i molibdene u mineralina granitoida kao indikatora geohemijskin polja u oblasti dinarida i Karpato—Balkanskog luka.—*Radovi Inst. geol.-rudar. istraž. i ispit.*, 1967, god. 3, sv. 3, p.

Arsenijevič M. O geohemiji Li u biotitsko—amfibolitskom tipu granita (Ravno Bučje—Stara planina).—*Radovi Inst. geol.-rudar. istraž. i ispit.*, 1968, god. 4, sv. 4, p.

Aswathanarayana U. Studies on South Indian radioactive minerals. Pt. 2. Allanite from Madura.—*Proc. Indian Acad. Sci. A*, 1953, v. 38, N 3.

Bartholome P., Katekeshia F., Ruiz J. Lopez. Cobalt zoning in microscopic pyrite from Kamoto, Republic of the Congo (Kinshasa).—«*Mineral. depos.*», 1971, v. 6, № 3, p. 167—176.

Beer K. E. The petrography of some of the riebeckite—granites of Nigeria.—*Great. Brit. Geol. Surv. and Museum, Atomic Energy Div., Rept.*, 1952, N 116, p. 1—38.

Bizouard H., Capdevila R., Gaven C. Microanalyse de grenats d'aplites et de granite de Galice orientale (Espagne).—*Bol. geol. y minero*, 1970, v. 81, N 2—3, p. 185—190.

Bjørerlykke H. The granite pegmatites of Southern Norway.—«*Amer. Mineralogist*», 1937, v. 22, N 4, p. 262—268.

Black P. M. A note on the occurrence of allanite in hornfelses at Paritu, Coromandel County.—*N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 1970, v. 13, N 2, p. 343—345.

Bouska V., Pokorný J., Adam J. Krystalochemické vzťahy rutilu a železnateho rutilu.—*Sbor. geol. věd. G.*, 1972, t. 10, s. 45—67.

Bowie S. H. U., Horne J. E. T. Cheralite, a new mineral of the monazite group.—«*Mining. Mag.*», 1953, v. 30, N 2, p. 93—99.

Brammal A., Bracewell S. Garnet in the Dartmoor granite. Petrogenetic significance.—«*Nature*», 1933, v. 131, N 3303.

Brammal A., Bracewell S. The variability of garnet in granite.—*Mining mag.*, 1936, v. 24, N 1, p. 48—56.

Bright N. F. H., Turnock A. C. Nonstoichiometric tantalum magnetites.—*J. Amer. Ceram. Soc.*, 1966, v. 49, N 3, p. 170—172.

Brooks C. K. The concentrations of zirconium and hafnium in some igneous and metamorphic rocks and minerals.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, N 3, p. 411—416.

Brooks C., Riley J. K., Schultz P. K. Contributions to Australasian mineralogy: 1. A new zinc-bearing ilmenite from Broken Hill.—*AMDEL Bull.*, 1970, N 10, p. 48—50.

Brown R. N., Riley J. F., Schultz P. K. Contributions to Australasian mineralogy: 1. A new zinc-bearing ilmenite from Broken Hill.—*AMDEL Bull.*, 1970, N 10, p. 48—50.

Buddington A. F., Fahey J. Z., Vlisidis A. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite.—*Amer. J. Sci.*, 1955, v. 253, N 9, p. 497—532.

Butler J. R. Geochemistry and mineralogy of rock weathering.—*Geochim. et I. The Lizard area, Cornwall.*—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1953, v. 4, N 4, p. 157—178.

Cambel B., Jarkovský J. On the character of the distribution of manganese, vanadium, molybdenum and titanium in pyrites.—*Geol. Sbor.*, 1967, Sv. 18, N 1, s. 11—27.

Carmichael I. The occurrence of magnesian pyroxenes and magnetite in porphyritic acid glasses.—*Mineral. Mag.*, 1963, v. 33, N 260, p. 394—403.

Carobbi G., Mazzi F. Sulla possibilità di una sostituzione parziale del calcio con uranio nel reticolo dell'apatite.—*Rend. Soc. mineral. ital.*, 1959, N 15, p. 340—343.

Carobbi G., Pieruccini R. Spectrographic analysis of tourmalines from the Island of Elba, with correlation of color and composition.—*Amer. Mineralogist*, 1947, v. 32, N 3—4, p. 121—130.

Chessex R., Delalogue M. Données sur les teneurs en hafnium et en yttrium des zircons.—*Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, 1965, Bd 45, H. 1, S. 294—315.

- Coleman R., Delevaux M. Occurrence of selenium in sulphides from some sedimentary rocks of the western United States.—*Econ. Geol.*, 1957, v. 52, N 5, p. 499—527.
- Cordon S. Thorium—free monazite from Llallaqua.—*Brazill. Not. Nat. Sci. Philadelphia*, 1939, N 2, p.
- Cross Ch. On the occurrence of topaze and garnet in lithofises of zhyolite.—*Amer. J. Sci.*, 1886, v. 31, N 186.
- Cruft E. F. Minor elements in igneous and metamorphic apatite.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1966, v. 30, N 4, p. 375—398.
- Danchin R. V., d'Orey F. Chromian spinel exsolution in ilmenite from the Premier Mine, Transvaal, South Africa.—*Contribs Mineral. and Petrol.*, 1972, v. 35, N 1, p. 43—49.
- Dekate Y. G. Tungsten occurrences in India and their genesis.—*Econ. Geol.*, 1967, v. 62, N 4, p. 556—561.
- Dennen W. H., Shields R. Ittria in zircon.—*Amer. Mineralogist*, 1956, v. 41, N 7—8, p. 655—657.
- Derville H., Hée A., Jarovoj M. Les zircons d'une granite des Crêt (Gazon de Faing, Vosges).—*Bull. Serv. carte géol. Alsace et Lorraine*, 1956, t. 9, N 1, p. 19—34.
- DeVore G. W. The role of adsorption in the fractionation and distribution of elements.—*J. Geol.*, 1955, v. 63, N 2, p. 159—190.
- Duncan A. R., Taylor S. R. Trace element analyses of magnetites from andesitic and dacitic lavas from Bay of Plenty, New Zealand.—*Contribs Mineral. and Petrol.*, 1968, v. 20, N 1, p. 30—33.
- Fleischer M. Minor elements in some sulphide minerals.—*Econ. Geol.*, 1956, v. 50, pt. 11, p. 970—1024.
- Fleischer M. Hafnium content and hafnium-zirconium ratio in minerals and rocks.—*U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1955, N 1021-A, p. 1—13.
- Ford I. H., Ollier C. D. Radioactivity of zircons.—*Nature*, 1955, v. 176, N 4487, p. 834.
- Foster W. R. Usefull aspects of the fluorescens of accessory — mineral — zircon.—*Amer. Mineralogist*, 1948, v. 33, N 11—12, p. 724—735.
- Fron del C. Zirconium: mineralogy and geochemistry.—*Advances Nucl. Engng.*, 1957, N 2, p. 305—312.
- Gegotek E. Piemontyt z Marcinkowa.—*Arch. mineral.*, 1955, t. 19, N 1, s. 141—142.
- Goldschmidt V. M. *Geochemistry*. Oxford, 1954, 731 p.
- Goldsmith R., Snyder G. L., Conclin N. M. Sphene in granitic gneisses at southeastern Connecticut.—*U. S. Geol. Surv., Profess Paper*, 1961, N 424—D, p. 310—311.
- Görz H., White E. H. Minor and trace elements in Hf—soluble zircons.—*Contribs Mineral. and Petrol.*, 1970, v. 29, N 2, p. 180—182.
- Green J. C. Geology of the Storkollen — Blankenberg area, Krager, Norway.—*Norsk. geol. tidsskr.*, 1956, v. 36, N 2, p. 89—140.
- Green W. D., Damon P. E., Allen I. Uranium and thorium diffusion in magnetite.—*Program. 1962, Annual Meeting. November, 1962.*
- Griffin W. L., Murthy V. R. Distribution of K, Pb, Sr and Ba in some minerals revant to basalt genesis.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, v. 32, N 11, p. 1389—1414.
- Gurrie K. L. Variations of the hafnium — zirconium ratio of granitic rocks from Eastern Ontario.—*Canad. Mineralogist*, 1962, v. 7, N 2, p. 264—271.
- Haberlandt H. Die systematische Grundlage und die Fortschritte in der Erforschung der Spurenelemente als geochemische Leitelemente in Mineralien und Erzen.—*Fortschr. Mineral.*, 1952, Bd 31, S. 76—89.
- Haggerty S. E. The Laco magnetite lava flow, Chile.—*Annual. Rept Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst.*, 1968—1969, 1970, p. 329—330.
- Hall B. A., Eckelmann F. D. Significance of variations in abundance of zircon and statistical parameters of zircon populations in a granodiorite dike, Bradford, Rhode Island.—*Amer. J. Sci.*, 1961, v. 259, N 8, p. 622—634.
- Haleckova H., Smejkalova M. Radioaktiv no nerosty v ricanske zule.—*Sbor. Vysoké školy chem. technol. Praze. odd. mineral.*, 1957.
- Hallbauer D. Die akzessorischen Schwerminerale der westerzgebirgischen Granite.—*Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.*, 1961, Bd 97, H. 1, S. 35—50.
- Hamil B. M., Nackowski M. P. Trace element distribution in accessory magnetite from quartz monzonite intrusives and its relation to sulphide mineralization in the Basin and Range province of Utah and Nevada. A preliminary report. In: *Third international geochemical exploration symposium. (Program and abstracts)*. Toronto, 1970, p. 36.

- Harada Z. Zur Kenntnis der japanischen Bormineralien.— J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., 1939, ser. 4, N 5.
- Harry W. T., Emeleus C. H. Mineral layering in some granite intrusions of S. W. Greenland.— Internat. Geol. Congr., 1960, pt. 14, p. 172—181.
- Hasegawa S. Chemical studies of allanites from the new localities in Fukushima and Kagawa prefectures.— Sci. Repts Tôhoku Univ. Ser. 3, 1958, v. 6, N 1, p. 39—56.
- Hawley J. Spectrographic studies of pyrite in some eastern Canadian gold mines.— Econ. Geol., 1952, v. 47, N 3, p. 260—304.
- Hayase Z. Uranium contents of zircons in granite.— Mineral. J. Japan, 1954, v. 1, N 3, p.
- Hegemann F. Die geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel in Pyrit.— Z. angew. Mineral., 1943, Bd 4, p.
- Hegemann F., Albrecht F. Zur Geochemie oxidischer Eisenerze.— Chem. Erde. 1954, Bd 17, H. 2, S. 81—103.
- Heinrich E. Mineralogy and geology of radioactive raw materials. N. Y., 1958. 654 p.
- Hickling N. L., Phair C., Moore R., Rose H. J. Boulder Crk batholith, Colorado. Part. I. Allanite and its bearing upon age patterns.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, v. 81, N 7, p. 1973—1993.
- Hogarth D. D. The apatite—bearing veins of Nisikkatch Lake, Saskatchewan.— Canad. Mineralogist, 1957, v. N 149, p. 44—52.
- Hoppe G. Die Formen des akzessorischen Apatits.— Ber. Geol. Ges., 1962, Bd 7, H. 2, S. 233—239.
- Huang Kan Tzu. Discovery of a variety of Garnet in the volcanic rocks in Kuantien. Liaoning.— Geol. Rev., 1957, v. 17, N 4.
- Huckenholz H. G. Die Verteilung des Niobs in den Gesteinen und Mineralen der Alkalibasalt—Assoziation der Hoheifel.— Geochim. et cosmochim. acta, 1965, v. 29, N 8, p. 807—820.
- Hurley P. M., Fairbairn H. W. Ratio of thorium to uranium in zircon, sphene and apatite (abstract).— Bull. Geol. Soc. America, 1955, v. 66, N 12, pt 2, p. 1578.
- Hurley P. M., Fairbairn H. W. Abundance and distribution of uranium and thorium in zircon, sphene, apatite, epidote and monazite in granitic rocks.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1957, v. 38, N 6, p. 939—944.
- Hurley P. M., Goodman C. Helium age measurement. I. Preliminary magnetite index.— Bull. Geol. Soc. America, 1943, v. 54, N 3, p. 305—324.
- Hutton C. O. Metamorphism in the Lake Wakatipu region, western Otago, New Zealand. N 7. Dept. Scient. and Industr. Res., Geol. Mem., 1940, N 5, p. 1—90.
- Hutton C. O. Allanite from Yosemite National Park, Tuolumne Co., California.— Amer. Mineralogist, 1951, v. 36, N 3—4, p. 233—248.
- Ianovici V., Ionescu J. Contributii la mineralogia masivului alcalin de la Ditrău. III. Reexaminarea titanitului.— Stud. si cerc. geol., geofiz. geogr. Ser. geol., 1970, v. 15, N 1, p. 53—62.
- Jaffe H. W. Reexamination of sphene (titanite).— Amer. Mineralogist, 1947, v. 32, N 11—12, p. 637—642.
- Jamasaki M. Noten an rock—forming minerals (2) Carnets from volcanic rocks.— J. Geol. Soc. Japan., 1958, v. 64, N 758.
- Jeffery P. G. The geochemistry of tungsten, with special reference to the rocks of the Uganda Protectorate.— Geochim. et cosmochim. acta, 1959, v. 16, N 4, p. 287—295.
- Johansson K. Bidrag till Gladhammargruvornas mineralogi.— Mineralogi och Geologi, 1924, Bd 9, N 8.
- Joder H. Almandite garnets Stability range.— Amer. Mineralogist, 1955, v. 11, N 3—4, p. 342.
- Jung D. Untersuchungen an Granat in einem Felsitporphyr. Beitrag zur Frage der Herkunft rhyolitischer Schmelzen.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1961, H. 1, S. 1—11.
- Koděra M., Krist E., Matherny M. Charakter granatov z Burzova a Pomjaska.— Geol. Sbor., 1957, roc. 8, N 2, s. 273—305.
- Kalb G. Die Kristalltracht von Bravoite und Pyrit als Kriterium zur Beurteilung der Isomorphie.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1952, H. 3, S. 90—93.
- Katada M., Murayama M. Sillimanite—garnet bearing fine—grained granite (Otagiri granite) exposed et East of Kisokoma — gattake.— Bull. Geol. Surv. Japan, 1961, v. 12, N 3, p. 113—121.

- Kato T. A study of monazite from the Ebisu Mine, Gifu prefecture.—*Mineral. J. Japan*, 1958, v. 2, N 4, p. 224—235.
- Kato Yuzo. Zn contents in granitic rocks.—*J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol.*, 1970, v. 63, N 2, p. 63—74.
- Brooks C. K. On the distribution of zirconium and hafnium in the Skaergaard intrusion, East Greenland.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, v. 33, N 3, p. 357—374.
- Kimura K., Hironaka Y. On vamagutilite—a phosphorusbearing variety of zircon found of Yamaguti village, Nagano prefecture.—*J. Chem. Soc. Japan*, 1936, v. 57, p. 1190—1194.
- Kind A. Der magmatische Apatit, seine chemische Zusammensetzung und seine physikalischen Eigenschaften.—*Chem. Erde*, 1938, Bd 12, H. 1, S. 50—81.
- Kostov I., Panayotov G. Rare earths in epidote and orthite.—*Докл. Болг. АН*, 1967, т. 20, № 10, с. 1057—1059.
- Kraus E., Scott J. Über interessante amerikanische pyrite Krystall.—*Z. Kristallogr.*, 1907, v. 43.
- Kretz R. Chemical study of garnet, biotite, and hornblende from gneisses of south-western Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals.—*J. Geol.*, 1959, v. 67, N 4, p. 371—402.
- Kresten P. Die Verwendbarkeit des Zr/Hf—Verhältnisses für petrogenetische Aussagen.—*Geol. fören. Stockholm förhandl.*, 1970, v. 92, N 3, p. 414—418.
- Labhart T. P., Rybach L. Abundance and distribution of uranium and thorium in the syenite of Piz Giuv (Aar—Massif, Switzerland).—*Chem. Geol.*, 1971, v. 7, N 4, p. 237—251.
- Lange H. Geochemische Untersuchungen on oxydischen Fe—Mineralien aus dem Elbingeröder Komplex.—*Geologie*, 1957, H. 6/7, S. 610—639.
- Larsen E. S., Fletcher M. H., Cisney E. A. Strontian apatite.—*Amer. Mineralogist*, 1952, v. 37, N 7—8, p. 656—658.
- Larsen E. S., Waring C. L. Zoned zircon from Oklahoma.—*Amer. Mineralogist*, 1953, v. 38, N 11—12, p. 1118—1125.
- Leblanc M. Magnétites nickéifères dans les serpentinites du Graara central. (Anti-Atlas, Maroc).—*Notes et mém. Serv. géol. Maroc*, 1969, v. 29, N 213, p. 165—170.
- Lee D. E., Mays P. E., van Loenen R. E., Rose H. T., Jr. Accessory epidote from hybrid granitoid rocks of the Mount Wheeler mine area, Nevada.—*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1971, N 750—C, p. 112—116.
- Lee D. E., Mays R. E., van Loenen R. E., van Rose H. T. Accessory sphene from hybrid rocks of the Mount Wheeler mine area, Nevada.—*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper.*, 1969, N 650-B, p. 41—46.
- Levinson A. A., Borup R. A. High hafnium zircon from Norway.—*Bull. Geol. Soc. America*, 1959, v. 70, N 12, pt 2, p. 1638.
- Lewis J. Chemical composition and physical properties of magnetite from the ejected plutonic blocks of the Soufriere volcano, St. Vincent, West Indies.—*Amer. Mineralogist*, 1970, v. 55, N 5—6, p. 793—807.
- Mackeown F. A., Klemic H. Rare earth—bearing apatite at Mineville, Essex country, New York.—*U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1956, N 1046-B, p. 9—23.
- Mangez G. Le massif d'Orda—Oudenqui.—*Bull. Direct. mines et geol. Couv. gen.*, 1957, N 8.
- Tung-Hung Mang. Discovery of rare—element minerals in post—Cambrian granitic pegmatite.—*Geol. Rev. Tichih lunping*, 1958, v. 18, N 4, p. 317—319.
- Mantei E. J., Brownlow A. H. Variation in gold content of minerals of the Marysville quartz diorite stock, Montana.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 31, N 2, p. 225—235.
- Marble J. P. Lead-uranium ratio and possible geologic age of allanite from Greemwich, Massachusetts.—*Amer. Mineralogist*, 1950, v. 35, N 9—10, p. 845—852.
- Marmo V. On the TiO₂—content of magnetites as a petrogenetic hint.—*Amer. J. Sci.*, 1959, v. 257, N 2, p. 144—149.
- Marvin U. B. Lunar niobian rutile.—*Earth and Planet. Sci. Letters*, 1971, v. 11, N 1, p. 7—9.
- Matula Ivan. Prispěvek ku geochemii pyritovna lozisku Fichtenhübel v spískogemerskom rudohori.—*Geol. práce. GUDS. SAV*, 1969, N 48, p. 81—90.
- McKie D. Notes on some minerals from Tanganyika.—*Rec. Geol. Surv. Tanganyika*, 1955 (Publ. 1958), N 5, p. 81—94.

Merlin O. H., Picciotto E., Wilgain S. Etude photographique de la distribution de la radioactivité dans la granodiorite de l'Adamello.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1957, v. 11, N 3, p. 171—188.

Michalek Z. Molibdenum in iron sulphide minerals.—*Miner. Bull. Acad. polon. Sci. Ser. sci. chim., geol. et geogr.*, 1958, v. 6, N 12, p. 777—783.

Milton C., Blade L. V. Preliminary note on Kimzeyite, a new zirconium garnet.—*Science*, 1958, v. 127, N 3310, p. 1343.

Misik M. Akcesorické minerály malokarpatských zúlový masívov.—*Geol. sbor.*, 1955, r. 6, s. 161—174.

Miyashiro A. Calcium—poor garnet in relation to metamorphism.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1953, v. 4, N 4, p. 179—208.

Miyashiro A., Seki Y. Enlargement of the composition field of epidote and piemontite with rising temperature.—*Amer. J. Sci.*, 1958, v. 256, N 6, p. 423—430.

Morais Marília Xavier de. Radioactividade de cristais de alanita de uma rocha da serra do Gerez.—*Mem. e notíc. Museu lab. mineral. e geol. Univ. Coimbra e Centro estud. geol.*, 1963, N 55, p. 95—102.

Morais Marília Xavier de. Radioactividade de cristais de zircon e de xenotima do enderbitó de entre Salazar e Dondo (Angola).—*Mem. et notíc. Museu e lab. mineral. e geol. Univ. Coimbra e Centro estud. geol.*, 1969, N 61, p. 85—90.

Morgan J. H., Auer M. L. Optical, spectrographic and radioactivity studies of zircon.—*Amer. J. Sci.*, 1941, v. 239, N 4, p. 305—311.

Murata K. J., Rose H. J., Carron M. K. Systematic variation of rare earths in monazite.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1953, v. 4, N 6, p. 292—300.

Nagasawa Hiroshi. Rare earth concentrations in zircons and apatites and their host dacites and granites.—*Earth and Planet. Sci. Letters*, 1970, v. 9, N 4, p. 359—364.

Nemeč F. Mikroelements of tourmalines, muscovites and lepidolites from West Moravian pegmatites.—*Bull. internat. Acad. tchèque sci. Cl. sci. math., natur. et méd.*, 1953, v. 52, N 2, p. 93—97.

Nemeč D. Fluorine in tourmalines.—*Contribs Mineral. and Petrol.*, 1969, v. 20, N 3, p. 235—243.

Nickel E. H. A zirconium—bearing garnet from Oka, Quebec.—*Canad. Mineralogist*, 1960, v. 6, N 4, p. 549—550.

Nishikawa Y. Gallium content of rocks and minerals of Japan.—*J. Chem. Soc. Japan, Pure Chem. Sec.*, 1958, v. 79, N 3, p. 351—354.

Nodop G. Beitrag zur Kenntnis von Anatas, Rutil und Zinnstein.—*Hamburger Beitr. angew. Mineral. und Kristallphys.*, 1956, H. 1, S. 239—284.

Norton D. A. X-ray fluorescence as applied to cyrtolite.—*Amer. Mineralogist*, 1957, v. 42, N 7—8, p. 492—505.

Ödman O. H. Manganese mineralisation in the Ultevis district, Jokkmokk, north Sweden. II. Mineralogical notes. *Arsbok Sveriges Geol. Undersök, Ser. C.*, 1950, v. 44, N 2, p. 1—28.

Oliver R. L. The origin of garnets in the borrowdale volcanic series and associated rocks, English lake district.—*Geol. Mag.*, 1956, v. 43, N 2, p. 121—139.

Omori K., Konno H. A new yttrian apatite enclosed in quartz from Naegi, Gifu Prefecture, Japan.—*Amer. Mineralogist*, 1962, v. 47, N 9—10, p. 1191—1195.

Omori K., Hasegawa S. Chemical compositions of perthite, ilmenite, allanite and pyroxmangite occurred in pegmatites of a vicinity of Iwaizumi Town, Iwate prefecture.—*Sci. Repts Tohoku Univ.*, 1956, Ser. 3, v. 5, N 2, p. 129—137.

Oshima Osamu. Compositional variation of magnetite during the eruption and its bearing on the stage of crystallization of magma of Futatsu-dake, Haruma Volcano.—*Miner. J.*, 1971, v. 6, N 4.

Overstreet W. C. Metamorphic grade and the abundance of ThO₂ in monazite.—*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1960, N 400-B, p. 55—57.

Pabst A. Garnet from Vesicles in Rhyolithe near Ely, Nevada.—*Amer. Mineralogist*, 1938, v. 23, N 2, p. 101—103.

Pellas P. Sur la repartition de thorium dans allanites.—*Bull. Soc. franç. mineral. et cristallogr.*, 1955, v. 78, N 4—8, p. 257—261.

Peltola E., Vuorelainen Y., Häkli T. A. A chromian tourmaline from Outokumpu, Finland.—*Bull. Geol. Soc. Finland*, 1968, N 40, p. 35—38.

Picciotto E. Distribution de la radioactivité dans les roches éruptives.—*Bull. Soc. belge geol., paleontol. et hydrol.*, 1950, v. 5, N 70, p.

Power G. M. Chemical variation in tourmalines from south-west England.— *Mineral. Mag.*, 1968, v. 36, N 284, p. 1078—1089.

Putman G. W., Burnham C. W. Trace elements in igneous rocks, Northwestern and Central Arizona.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1963, v. 27, N 1, p. 53—106.

Recker K. Über den Einbau von Uran in Calciumfluorid.— *Fortschr. Mineral.*, 1961, Bd 39, H. 1, S. 69—72.

Ramdohr P. Ein Zinnvorkommen in Marmor, bei Arandis Deutsch.— *Südwestafrika*.— *Neues Jahrb. Mineral., Geol. und Paläontol. A.*, 1936, v. 70.

Ramdohr P. Die Erzminerale in gewöhnlichen magmatischen Gesteinen.— *Abhandl. Preuss. Akad. Wiss., math.—natur. wiss. Kl.*, 1940, N 2, S. 1—43.

Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. 2. Aufl. Berlin, 1955. 875 S.

Rao A. T., Rao K. S. R., Sriramadas A. Allanite from apatite veins near Kapsipatnam, Cissakapatnam district, Andhra Pradesh.— *Proc. Indian Acad. Sci.*, 1969, v. B. 69, N 1, p. 15—19.

Rastall R., Wilcockson W. The accessory minerals of the granitic rocks of the English Lake district.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1915, v. 71.

Revello G., Chiorboli S. Sulla presenza di pirite cobaltifera a Funtana Raminosa (Sardegna).— *Ricerca scient.*, 1969, v. 39, N 10—12, p. 904—908.

Roy S. Ore microscopic studies of the vanadium—bearing titaniferous iron ores of Mayurbhanj with a detailed note on their texture.— *Proc. Nat. Inst. India*, 1954, v. 20, N 6, p. 691—702.

Sansoni G. Vergleichende Untersuchungen über die Urangelhalte von Zirkonen unter besonderer Berücksichtigung ihrer Morphologie.— *Chem. Erde*, 1966, Bd 25, H. 1, S. 1—95.

Schurmann H. M. E., Bot A. C. W., Niggli E., Houtermans F. G., Geiss J. Preliminary note on age determinations of magmatic rocks by means of radioactivity.— *Geol. en mijnbouw*, 1955, v. 17, N 9, p. 217—223.

Schurmann H., Bot A., Steensme J. J. S. a. l. Second preliminary note on age determinations of magmatic rocks by means of radioactivity.— *Geol. en mijnbouw*, 1956, Jg. 18, N 10, p. 312—330.

Schwellnus C., Willemsse I. Titanium and vanadium in the magnetic iron ores of Bushveld complex.— *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 1943, v. 46.

Seki Y. Relation between chemical composition and lattice constants of epidote.— *Amer. Mineralogist*, 1959, v. 44, N 7—8, p. 720—730.

Sen N., Nockolds S. R., Allen R. Trace elements in minerals from rocks of the S. Californian batholith.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1959, v. 16, N 1/3, p. 58—78.

Serre Ratsimandisa R. Mesure de radioactivité et détermination de l'europium par voie spectrale sur des monazites de Madagascar.— *C. r. sem. géol.*, 1968—1969, p. 167—171.

Shannon E. Note on garnet from a pegmatite in Idaho.— *Amer. Mineralogist*, 1922, v. 7.

Siivola J. Ilmenorutile and strüverite from Penikola, Somero, SW Finland.— *Bull. Geol. Soc. Finland*, 1970, N 42, p. 33—36.

Silver L. T. Uranium—lead method of zircons.— *Ann. Acad. Sci.*, 1961, v. 91, N 2, p. 279—283.

Silver L., Chodos A. Petrological and geochronological implications of composition variations in igneous zircons.— *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1966, v. 47, N 3.

Simpson E. Contributions to the mineralogy of Western Australia. Series VI.— *Roy. Soc. W. Australia*, 1931, N 17.

Smith W. L., Franck M. L., Sherwood A. M. Uranium and thorium in the accessory allanite of igneous rocks.— *Amer. Mineralogist*, 1957, v. 42, N 5—6, p. 436—437.

Sousa A. de. Quelques considérations sur la composition chimique d'une allanite du filon de Boa Esperança, Alto Ligonha.— *Bol. Soc. geol. Portugal*, 1953, v. 11, N 1, p. 75—78.

Stanton R. L. Studies of polished surfaces of pyrite and some implications.— *Canad. Mineralogist*, 1957, v. 6, p. 87—118.

Steyn J. G. D. Spectrographic and X-ray data on some fluorites from the Transvaal, South Africa.— *Mineral. Mag.* 1954, v. 30, N 224, p. 327—332.

Stoicovici E., Petreuş I. Studii piritelor autigene din oligocenul Maramureşului.— *Studii şi cercetări geol., geofiz., geogr. Ser. geol.*, 1969, v. 14, N 2, p. 317—336.

Szabo J. Granat und Cordierit in den Trachyten Ungarus.— *Neues Jahrb.*, 1885, v. 1.

- Theobald P. K., Jr., Thompson C. F. Zinc in magnetite from alluvium and from igneous rocks associated with ore deposits—U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1962, N 450—C, p.72—73.
- Tilton G., Aldrich L. The reliability of zircons as age indicators.—Trans. Amer. Geophys. Union, 1955, v. 36, N 3, p. 531.
- Tilton G. R., Patterson C., Brown H. a. l. Isotopic composition and distribution of lead, uranium, and thorium in a Precambrian granite.—Bull. Geol. Soc. America, 1955, v. 66, N 9, p. 1131—1148.
- Tomita T. Radioactivity of zircon.—Takso Karaky, 1956, N 26—27.
- Ueda T. The crystal structure of allanite.—Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B, 1955, v. 22, N 2.
- Ukai Y., Kawakami T., Kimura Y. The relation between the minute content of uranium in zircon and its mineralogical characters.—Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B, 1959, v. 25, N 4, p. 247—261.
- Umegaki F., Hobara T., Saeda A. Pegmatite minerals found in southwest Japan. II. Some pegmatite deposits in the Onsen and Ochi regions, Ehime Prefecture.—J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C, 1957, v. 2, N 1, p. 29—52.
- Vincent E. A., Phillips R. Iron-titanium oxide minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Part 1. Chemistry and ore microscopy.—Geochim. et cosmochim. acta, 1954, v. 6, N 1, p. 1—26.
- Virgo D. Partition strontium between coexisting K—feldspar and plagioclase in some metamorphic rocks.—J. Geol., 1968, v. 76, N 3, p. 331—346.
- Vousden P. An explanation of the structures of hexagonal barium titanate and titanium dioxide.—Acta Crystallogr., 1956, v. 9, pt 141, p. 141—142.
- Wager L. R., Mitchell R. L. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma—a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland.—Geochim. et cosmochim. acta, 1951, v. 1, N 3, p. 129—208.
- Wagner G. A. Fission track dating of apatites.—Earth and Planet. Sci. Letters, 1968, v. 4, N 5, p. 411—415.
- Watson T. L., Taber S. The virginia rutile deposits.—U. S. Geol. Surv. Bull., 1909, N 430.
- Wedepol K. H. Investigations on the geochemical distribution of lead. (Astr.).—Bull. Geol. Soc. America, 1956, v. 67, N 12, pt 2, p. 1741.
- Wedepol K. H. Untersuchungen zur Geochemie des Zinks.—Geochim. et cosmochim. acta, 1953, v. 3, N 2/3, p. 93—142.
- Wedepol K. H. Untersuchungen zur Geochemie des Bleis.—Geochim. et cosmochim. acta, 1956, v. 10, N 1/2, p. 69—148.
- Weibel M. Über Titanit von Graubünden. Untersuchungen an Kristallen von der Muotta Naira und vom Tobel Drun.—Beitr. Mineral. und Petrogr., 1957, Bd 5, H. 4, S. 373—378.
- Willgallis A. Zur Mikrosondenanalyse der U—Th—Minerale im Malsburger Granit.—Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1970, Bd 114, H. 1, S. 48—60.
- Wright W. I. The composition and occurrence of garnets.—Amer. Mineralogist, 1938, v. 23, N 7, p. 436—445.
- Yamaguchi M. Alpha—activity of granite and andesite zircons from southwest Japan measured with nuclear emulsion.—Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. D, 1961, v. 11, N 1, p. 49—59.
- Yamasaki M. Notes on rocks—forming minerals. 2. Garnet from vol. canic rocks.—J. Geol. Soc. Japan, 1958, v. 64, N 758.
- Young J. A. Keilhauite, a guide mineral to the sterling granite gneiss of Rhode Island.—Amer. Mineralogist, 1938, v. 23, N 3, p. 149—152.
- Zeschke G. Radioactive Fluorit—Lagerstätten.—Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1956, H. 3, S. 59—67.
- Zies E. G. The concentration of the less familiar elements through igneous and related activity.—Amer. J. Sci., 1938, v. 23, N 35 A, p. 47—64.
- Zorkovsky B. Chemicka povaha granatev z granatovych andezitov od Tisovga a Siatorosa.—Geol. sbor., 1950, sv. 1, p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Глава I. Акцессорные минералы гранитоидов	6
Глава II. Формы нахождения редких элементов в акцессорных минералах	19
Глава III. Содержание редких и рудных элементов в акцессорных минералах	23
Циркон	23
Апатит	46
Магнетит	65
Сфен	104
Ильменит	132
Рутил	149
Монацит	160
Ортит	172
Флюорит	188
Турмалин	198
Пирит	214
Эпидот	227
Гранат	239
Заключение	265
Список литературы	275

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

Валерий Владимирович Ляхович

Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛАХ ГРАНИТОИДОВ

Редактор издательства *А. М. Антокольская*

Технический редактор *А. Г. Иванова*

Корректоры *Г. А. Меркулова, В. А. Ионкина*

Сдано в набор 20/VI 1973 г.

Подписано в печать 12/XI 1973 г.

Т-17492.

Формат 70×100¹/₁₆.

Бумага № 2.

Печ. л. 19,5.

Усл. п. л. 25,35.

Уч.-изд. л. 24,09.

Тираж 1000 экз.

Заказ № 505/11540—14.

Цена 2 р. 74 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

1178

2 p. 7 1/2

HEAPA-1973