

И. Н. БУШЛЯКОВ. В. В. ХОЛОДНОВ

ГАЛОГЕНЫ

В ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ
И РУДОНОСНОСТИ
ГРАНИТОИДОВ



« НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Институт геологии и геохимии
им. академика А.Н. Заварицкого

И.Н.БУШЛЯКОВ. В.В.ХОЛОДНОВ

4694

ГАЛОГЕНЫ В ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ И РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
В.Н. САЗОНОВ



МОСКВА
"НАУКА"
1986



Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 1986.

Работа посвящена изучению состава ведущих фтор- и хлорсодержащих минералов: биотитов, амфиболов, апатитов, что дало возможность выявить распределение галогенов (хлора и фтора) в различных типах гранитоидов и метаморфических пород Урала и ряда других регионов СССР. Установлено, что содержание галогенов в минералах является индикатором флюидного режима и физико-химических условий происхождения горных пород, а также их рудоносности.

Для геохимиков, петрологов, специалистов в области металлогении. Ил. 57. Табл. 25. Библиогр. 245 назв.

Рецензенты:

доктор геол.-минерал. наук *В.Б. Болтыров*,

доктор геол.-минерал. наук *В.Н. Анфилогов*

Иван Никифорович Бушляков, Владимир Васильевич Холоднов
ГАЛОГЕНЫ В ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ И РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

*Утверждено к печати Институтом геологии и геохимии
им. академика А.Н.Заварицкого УНЦ АН СССР*

Редактор *Н.И.Зардишвили*. Редактор издательства *Е.Д.Лебедева*
Художник *А.Г.Кобрин*. Художественный редактор *М.Л.Храмцов*
Технический редактор *Г.И.Астахова*. Корректор *Е.Н.Сафронникова*

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ № 31200

Подписано к печати 31.10.86. Т – 15171. Формат 60 × 90 1/16
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 12,0 + 0,4 вкл. Усл.кр.-отт. 12,6. Уч.-издл. 14,9
Тираж 700 экз. Тип. зак. 800. Цена 2р. 30к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ВВЕДЕНИЕ

Важная роль летучих элементов-минерализаторов (F, Cl, CO₂ и др.) в процессах породо- и рудообразования признается многими исследователями. Установлено, что одной из главных причин возникновения различных магм и связанных с ними рудоносных флюидов является изменение режима летучих компонентов [4, 41, 43, 44, 72, 98, 99, 111, 152, 195, 242].

В настоящей работе приведены результаты изучения распределения важнейших летучих элементов-минерализаторов F и Cl в различных формационных типах гранитоидов и метаморфических пород Урала и некоторых других регионов СССР.

Рассматривается поведение галогенов в процессе формирования гранитоидов как на этапе зарождения магм, так и в процессе их эволюции на месте становления массивов, а также история флюидного режима в процессе развития Уральской эвгеосинклинали — от ранней океанической стадии до поздней континентальной. При этом предпринята попытка увязать эволюцию газового режима эндогенных процессов с металлогенией, найти критерии оценки металлогенической специализации и потенциальной рудоносности гранитоидов различных формаций.

Особое внимание уделено изучению поведения галогенов в гидроксилсодержащих минералах (амфиболе, биотите, апатите и др.), что дает возможность судить о содержании и поведении галогенов в магматических расплавах и флюидах.

Объектами исследования были все ведущие формационные типы гранитоидов Урала, а также ареальные и зональные метаморфические комплексы. Кроме того, были исследованы гранитоиды из различных регионов СССР: Северного Тянь-Шаня (колл. Р.Г. Юсупова), Восточного Саяна и Тувы (колл. В.Л. Хомичева), Западного Забайкалья (колл. Б.А. Литвиновского), Северного Прибайкалья (колл. Э.Г. Конникова), Приморья (колл. Г.А. Валу́й и С.И. Стрижковой), Таймыра (колл. А.В. Феногорова), Северо-Востока СССР (колл. И.А. Загрузиной), а также метаморфических пород Кольского полуострова (колл. Э.Б. Наливкиной), Центральной Карелии (колл. С.Н. Лобач-Жученко), Беломорья (колл. Г.М. Друговой), Украины (колл. Э.Б. Наливкиной и И.Н. Дагелайской), Памира (колл. В.С. Луткова), Алданского щита (колл. Г.М. Друговой и И.Н. Дагелайской). Всем вышеуказанным товарищам авторы выражают искреннюю благодарность.

Таблица 1

Определения фтора в стандартных образцах

Стандартный образец	Массовая доля фтора в стандарте, вес. %	Получено в результате химического анализа	Погрешность определения F в стандарте
СГД-1 габбро-диорит	0,12	0,12	±0,01*
		0,10	
		0,11	
		0,12	
СГ-1 гранит	0,30	0,39	±0,06*
		0,30	
		0,31	
		0,24	

* Доверительная вероятность 0,95.

Для определения F и Cl в породах и минералах использовались химический и рентгеноспектральный анализы, причем определения F и Cl проводились фотометрическим методом из одной навески (аналитики Л.И. Меттих, Н.Н. Дурнева, С.В. Березикова и др.): фтор — по ослаблению синей окраски тория с арсеназо-I, а хлор — роданидным методом. Чувствительность определения для F — $2 \cdot 10^{-6}\%$, а для Cl — $0,2 \cdot 10^{-4}\%$, относительная погрешность определения F и Cl — 8—10% (табл. 1).

Основная масса определений F и Cl в минералах выполнена количественным рентгеноспектральным методом на микроанализаторе УХА-5 в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР по методике, разработанной В.А. Вилисовым [33], при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе зонда 100 нА и экспозиции 200 с, когда предел обнаружения F достигает 0,1—0,05%, а Cl — 0,01%. Фтор определяли, измеряя интенсивность аналитической линии FK_{α} во втором порядке отражения от псевдокристалла MYR. Использовался амплитудный дискриминатор, который позволял повысить контрастность спектра, подавить мешающие анализу линии других элементов (CaK_{β}^6 , NaK_{α}^3 и др.) и улучшить точность измерения фона. Фоновую интенсивность измеряли с двух сторон от аналитической линии на свободном от характеристических линий участке спектра для всех исследованных нами минералов. Для устранения систематических ошибок, связанных со спецификой физико-химических свойств исследуемых минералов и особенностями определения F в них, использовали определенные методические приемы [33], что позволило повысить предел обнаружения F до 0,05%. Воспроизводимость результатов измерения, проведенная на однородных по составу образцах искусственного фторфлогопита, составила ~ 5—6%.

Одновременное измерение интенсивности линии ClK_{α} с помощью кристалла-анализатора РЕТ при этих условиях возбуждения не вызывает особых трудностей при измерении и позволяет достичь предела обнаружения Cl в исследуемых минералах — 0,01%. Приведенные

Таблица 2

Сопоставление определений фтора и хлора в минералах химическим и рентгено-спектральными методами (в вес. %)

Номер проб	Минерал	Химический анализ		Рентгеноспектральный анализ	
		F	Cl	F	Cl
УФ-37	Биотит	0,44	0,035	0,42	0,03
КЛ-4	"	0,20	0,016	0,33	0,02
ИЛ-8	"	0,20		0,33	0,03
СЕЛ-1	"	0,64	0,07	0,73	0,03
9084	"	0,69	0,29	0,68	0,34
СК-7	"	1,37	0,08	1,52	0,06
НТ-2	"	1,63	0,038	1,66	0,043
ИШ-1	"	3,63	0,29	3,88	0,17
АР-13	Амфибол	0,57	0,14	0,33	0,17
АР-14	"	0,31	0,04	0,25	0,05
А-33	"	0,71	0,02	0,49	0,02
АР-7	Апатит	3,67		3,52	
А-ХVI	"	3,58	0,03	3,57	
А-XXIII	"	3,91		3,96	
А-40	"	3,07	Следы	3,18	0,08
Ар-16	"	2,97		3,29	
Ар-8	"	3,29		3,26	
И-7225	"	2,12	0,22	2,29	0,34

величины пределов обнаружения экспериментально подтверждены многочисленными данными по определению F и Cl в химически проанализированных пробах (табл. 2).

Практика показывает, что самым важным критерием выбора образца сравнения является близость величин поглощения в нем и в анализируемом образце. В этом случае поправка на поглощение слабо зависит от ускоряющего напряжения, а потери энергии электронов в углеродной пленке, наносимой на непроводящие образцы, и торможение за счет образования объемного заряда (каждый из эффектов может составлять 1—2 кВ) не могут приводить к дополнительной погрешности анализа, превышающей воспроизводимости метода. Большинству требований, предъявляемых к образцам сравнения, удовлетворяют искусственный фторфлогопит с содержанием F = 8,6% и галит с содержанием Cl = 60,7%.

Для учета поправки на поглощение использовался метод [34], основанный на модели "эффективной глубины" и распространенный в длинноволновую область рентгеновского излучения и в область больших превышений энергии электронов зонда над потенциалом возбуждения (для $FK_{\alpha}E_i = 0,69$ кэВ). Методика реализована в программах на ЭВМ БЭСМ-6 и 15ВСМ-5 (ДЗ-28) и проверена на 530 анализах в широкой области атомных номеров и ускоряющих напряжений, при этом 71% определений укладывается в

пределы $\pm 5,5\%$. Расчет содержания легких элементов проверен на фторидах и окислах — расхождение результатов составляет около 5% .

Проведена проверка сходимости результатов химического анализа и рентгеноспектрального микроанализа природных минералов на фтор и хлор (см. рис. 2).

Статистическая обработка результатов определения F и Cl в минералах химическим и рентгеноспектральным методами показала, что систематическая погрешность определений при доверительной вероятности 0,95 незначима, а сходимость результатов определений зависит от уровня содержания элемента (возрастая с уменьшением концентрации) и составляет для F — 5—30%, а для Cl — 40—70%.

Неоценимую помощь в работе авторам оказали сотрудники Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР М.Н. Тюшнякова, В.И. Шаламова, Т.И. Вавуленко, А.В. Кравцов, А.Н. Рязанова, М.Б. Владимирова, выделявшие монофракции породообразующих и акцессорных минералов, за что авторы выражают им искреннюю благодарность. Особо признательны авторы Д.С. Штейнбергу и А.А. Краснобаеву за постоянную поддержку исследований и за критическое обсуждение результатов исследований на различных этапах работы.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГАЛОГЕНОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Фтор и хлор присутствуют практически во всех типах горных пород. Их геохимии посвящено значительное количество работ в СССР за рубежом [132, 71, 37, 176, 73, 74, 177, 178, 179, 4, 5, 42, 44].

МЕТЕОРИТЫ

Наиболее полные исследования содержаний F и Cl в метеоритах проведены Гринлендом и Ловерингом [207]. Среднее содержание F в различных типах хондритов колеблется от 130 до 195 г/т, а Cl — от 126 до 560 г/т. В ахондритах содержание F ниже (4—92 г/т). Для железных метеоритов данных о содержании F нет, по косвенным расчетам оно не выше 0,1 г/т. Содержания Cl варьируют в более широких пределах: наиболее обогащены им углеродсодержащие и энстатитовые хондриты (45—994, среднее 368 г/т), в меньшей мере обычные хондриты (5—190, среднее 106 г/т) и минимальные значения характерны для ахондритов (8—35, среднее 17 г/т) [230]. На основании этих данных метеориты характеризуются отношением F и Cl, близким к 1, при некотором преобладании Cl над F в хондритах ($F/Cl = 0,3—1,0$). По-видимому, близкие концентрации F и Cl могут иметь и некоторые породы верхней мантии Земли.

Основным хлорсодержащим минералом в хондритах является хлорапатит (3—6% Cl). Минералами-концентраторами и носителями F и Cl являются также амфибол (рихтерит) и пироксен.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Ультрабазиты. Содержания F и Cl в ультраосновных породах Земли являются наиболее низкими и в среднем составляют: F — 20 г/т, Cl — 32 г/т ($F/Cl = 0,6$).

Наиболее полные сведения по содержанию F и Cl в разных типах ультраосновных пород из различных провинций мира приводят авторы работы [236]. Из 55 образцов ультраосновных пород F был определен ими только в 30, в остальных образцах содержание F было ниже предела чувствительности метода (8 г/т). Из 12 образцов включений перидотитов в базальтах только в 7 образ-

Таблица 3

Содержание F и Cl (в г/т) в ультрабазитах Урала

Порода, минерал	Номер пробы	Массив	F	Cl
<i>Дунит-гарцбургитовая формация</i>				
Гарцбургит	35/4	Рай-Из	1300	Не обн.
Дунит	6-Н	Нуралинский	900	300
α-хризотил	6-Нм	"	700	300
Антигоритовый серпентинит	2159	Баженовский	Не обн.	1000
Антигорит	2159 м	"	900	1300
Лизардитовый серпентинит	2341	"	Не обн.	1300
Лизардит	2341 м	"	1300	380
α-хризотиловый серпентинит	2301	"	260	1000
α-хризотил	0Г м	"	420	2500
Хризотил-асбест	1/ХА	"	1000	800
<i>Дунит-клинопироксенитовая формация</i>				
Дунит	К-1	Кытлымский	1200	Не обн.
Клинопироксенит	К-2	"	5800	400
Дунит	К-18	"	800	Следы
α-хризотил	К-18 м	"	500	900
Энстатит	2-Э	"	1400	190
Антигоритовый серпентинит	2828	Верхне-Тагильский	500	100
Антигорит	2828 м	То же	400	5000
Пироксеновый анортозит	С-125/203	Сарановский	480	200
Антигоритовый серпентинит	С-197	"	420	500
Лизардитовый серпентинит	С-309	"	510	500
Аподунитовый	С-443	"	710	200
"	С-198/2	"	470	450
Антигорит	М-153	"	380	300
"	С-125	"		
"	590	"	Не обн.	2200
Офит	С-172	"	400	3800
Клинохлор из жилки в хромите	С-270	"	500	200

цах обнаружен F (среднее — 21 г/т), а в 5 образцах содержание F ниже 8 г/т.

Более высокие содержания F обнаружены во включениях ультраосновных пород (перидотитах) в кимберлитах — при средних содержаниях F — 252 г/т, Cl — 200 г/т, F/Cl — 1,26. Основным минералом-концентратом F здесь является флогопит. Еще выше

содержания F (до 660 г/т) в кимберлитах и эклогитах Сибири [140].

В альпинотипных ультрабазитах содержание F варьирует в пределах от 8 до 48 г/т, составляя в среднем 19 г/т, Cl — 300 г/т. В процессе серпентинизации содержание Cl резко возрастает, а F несколько уменьшается. По данным [199], при серпентинизации дунитов и перидотитов содержание Cl в них увеличивается в 5—7 раз.

В ультрабазитах Урала содержание F находится в пределах 0—1300 г/т (среднее 590 г/т), а Cl — от 0 до 1000 г/т (среднее 333 г/т), $F/Cl = 1,77$ (табл. 3). Увеличение содержаний F отмечается в породах дунит-клинопироксенитовой формации (Кытлымский массив), а Cl — в породах дунит-гарцбургитовой формации (Рай-Из, Баженовский массивы). Минимальные содержания F и максимальные Cl отмечены и в дифференцированном Сарановском массиве.

Основные породы. Содержание F в основных породах (габбро, диоритах и кварцевых диоритах) варьирует в пределах 130—6200 г/т, составляя в среднем 467 г/т. Это несколько выше, чем в породах ультраосновного состава, что обусловлено прежде всего обогащением габбро и диоритов амфиболом и биотитом, являющимися главными минералами-концентраторами F.

Содержание Cl в основных породах варьирует в пределах 50—600 г/т, составляя в среднем 250 г/т.

Повышенными содержаниями F (до 0,47 вес. %) характеризуются породы повышенной щелочности (габбро-сиениты и др.), содержание Cl в них не превышает 200 г/т. Показано [37, 72, 84], что хлором обогащены щелочные и субщелочные магматические расплавы и что в процессе дифференциации последних содержание Cl уменьшается.

Гранитоиды. Содержание F в гранитоидах варьирует в широких пределах от 0,01 до 3,2%. В наиболее распространенных типах гранитов известково-щелочной серии содержание F составляет 0,01—0,08%. Самые низкие концентрации F установлены [146] в докембрийских ультраметаморфических гранитоидах (0,014—0,024%), в палингенных гранитоидах щелочного (0,03—0,07%) и известково-щелочного ряда (0,045—0,10%). Значительно выше концентрации F в гранитоидах, производных трахиандезитовых (латитовых) магм (0,06—0,21%), в редкометальных агпайтовых гранитоидах, генетически связанных со щелочными оливниновыми базальтами (0,02—0,27%). Самые высокие концентрации F характерны для посторогенных редкометальных гранитоидов, связанных с тектоно-магматической активацией орогенных складчатых поясов. Так, в редкометальных гранитах щелочного ряда [156] содержания F составляют 0,08—0,14%, в плюмазитовых редкометальных лейкогранитах и литий-фтористых гранитах — 0,14—0,70% при наибольших концентрациях F в онгонитах (0,5—3,2%), являющихся, по данным [64, 65, 68, 69], субвулканическими аналогами литий-фтористых редкометальных гранитов.

Изучение геохимии F и Cl в магматическом процессе показало,

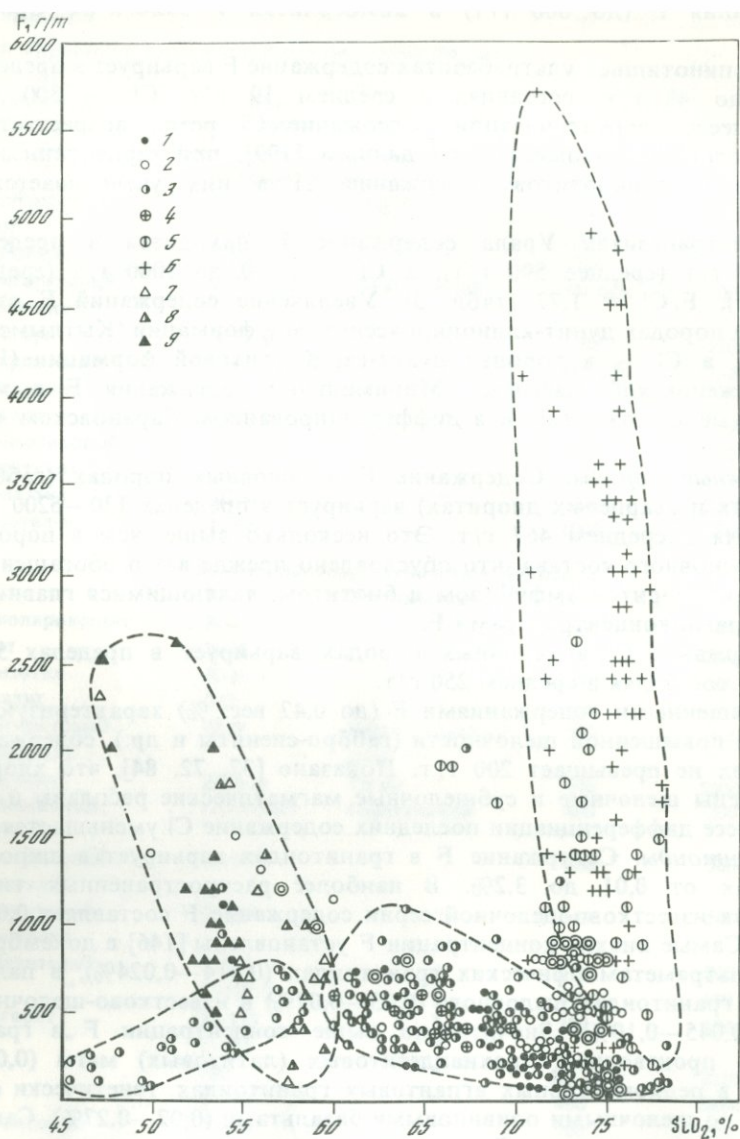


Рис. 1. Соотношения содержаний фтора и кремнезема в гранитоидах и щелочных породах [23]

1 — плутонические гранитоиды Урала; 2 — гипабиссальные гранитоиды Урала; 3 — плутонические и гипабиссальные габброиды и гранитоиды Центрально-Азиатского складчатого пояса [119]; 4 — мезо- и гипабиссальные гранитоиды Сьерро-Невады [196]; 5 — редкометалльные гранитоиды Центрального Казахстана [134]; 6 — редкометалльные гранитоиды Монголии [64]; 7—9 — щелочные породы: 7 — Ильменского комплекса [96], 8 — Бердяшского массива [96], 9 — Ловозерского массива [37]

что содержание этих элементов в значительной мере зависит от состава пород. В известково-щелочной серии пород отмечена прямая корреляция F и SiO_2 в интервале содержаний последнего 45—60% и обратная для остальных составов (рис. 1) [23], что объясняется совместным действием нескольких факторов. На начальном этапе становления магматического очага главную роль в накоплении F играет содержание гидроксилсодержащих мафических минералов, преимущественно амфибола, в меньшей степени биотита, как главных носителей F. В дальнейшем происходит уменьшение цветного индекса, а содержание F и его доля в гидроксильной группе мафических минералов значительно увеличиваются (от 10 до 70%). Поведение фтора в данном случае аналогично поведению железа, содержание которого в фемических минералах по мере увеличения кислотности пород возрастает, а в самих породах одновременно снижается. Эта аналогия сохраняется вплоть до мезократовых разновидностей гранитов.

Аляскитовое направление эволюции гранитного расплава, возникающее на магматической стадии, определяет появление самостоятельной серии, для которой характерно постепенное увеличение содержания F при постоянном содержании кремнезема, отвечающем граниту. Содержание F в породах этих серий варьирует от 0,05 до десятых долей процента и даже до 1—3% в онгонитах и их полнокристаллических гранитных аналогах. Фтор концентрируется в биотитах за счет уменьшения доли гидроксила и только на заключительных стадиях эволюции входит в состав самостоятельных минералов — флюорита и топаза. В щелочных породах наблюдалось аналогичное распределение F.

Таким образом, особенности поведения фтора в магматическом процессе позволяют выделить три серии интрузивных пород. Наиболее распространенная из них фиксирует эволюцию магмы от основного до наиболее легкоплавкого гранитного состава, отвечающего эвтектике кварц—полевые шпаты—фемические минералы. Две котектические серии, одна из которых варьирует в рамках гранитного состава, а другая — нефелин-сиенитового и соответствуют двум абсолютным температурным минимумам в магматических системах.

В отличие от F геохимическая история Cl в магматическом процессе приводит к его практически полному удалению из магматического очага на этапах становления, дифференциации и кристаллизации магм. Поэтому Cl имеет сравнительно невысокую распространенность в интрузивных горных породах. Отмечена зависимость содержаний Cl в породах от их кремнекислотности (рис. 2). Для интрузивных пород известково-щелочной серии в ряду от габбро до гранита характерен инверсионный тип распределения Cl с максимумом накопления в породах промежуточного состава (диоритах и тоналитах) и минимумом — в породах кислого состава. В этом случае, по-видимому, проявляется тенденция накопления Cl в железомagneвых гидроксилсодержащих минералах, количество которых максимально именно в породах промежуточного состава. Таким

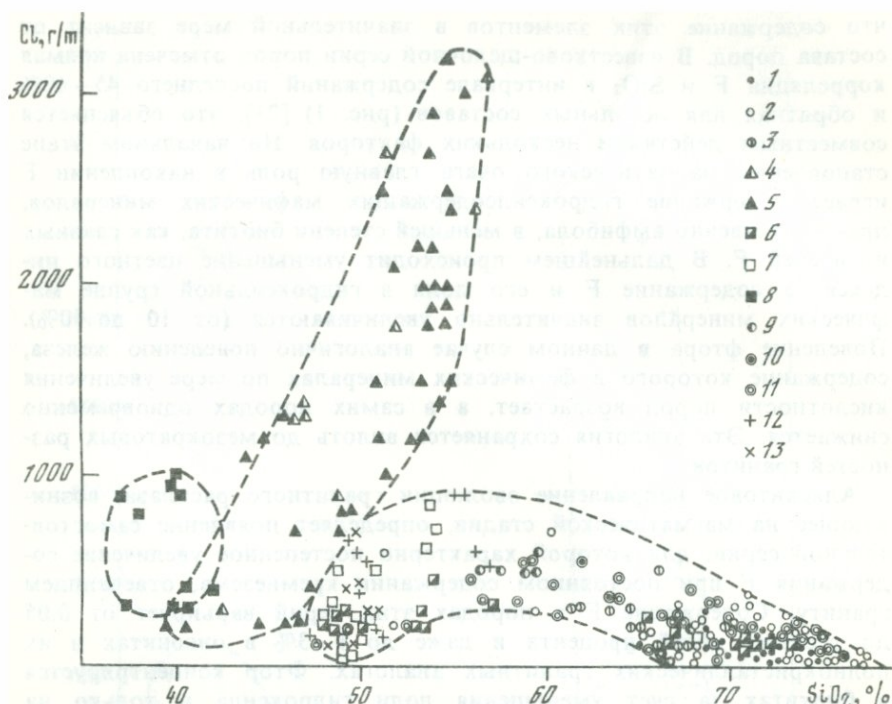


Рис. 2. Соотношения содержаний хлора и кремнезема в различных горных породах

1 — плутонические гранитоиды Урала; 2 — гипабиссальные гранитоиды Урала; 3 — мезо- и гипабиссальные гранитоиды Сьерро-Невады [196, 197]; 4 — эффузивные щелочные породы [40], 5 — интрузивные щелочные породы [40]; 6 — метаморфиты амфиболитовой фации; 7 — основные интрузивные породы; 8 — ультраосновные породы; 9 — сyenиты Бердяшского массива (Урал) [96]; 10 — гипабиссальные гранитоиды джидинского комплекса (Забайкалье) [84]; 11 — гипабиссальные гранитоиды Восточного Забайкалья [30]; 12 — континентальные базальты и андезиты [184]; 13 — морские базальты [221]

образом, в известково-щелочной серии пород выявлено сходное поведение F и Cl (см. рис. 1 и 2).

Щелочные породы. Геохимия F в щелочных породах наиболее детально исследована на примере массивов Кольского полуострова [37], Южного Урала [96] и некоторых других регионов [40]. Содержание F в щелочных породах является наиболее высоким, хотя и варьирует в широких пределах (50—12300 г/т), составляя в среднем 1400 г/т [75]. Установлена обратная зависимость содержаний F в щелочных породах от содержания в них кремнезема (см. рис. 1). Термодинамические расчеты и эксперименты подтвердили [71, 72], что отделение F из щелочного расплава возрастает с увеличением его кремнекислотности.

Основными минералами-концентраторами F в щелочных породах являются: апатит, амфибол, биотит, сфен, лампрофиллит, астрофиллит, ринколит и др. На заключительных стадиях формирования апагитовых нефелиновых сyenитов образуется также виллиомит (NaF).

В Ильменогорском щелочном массиве минимальные концентрации F (0,06—0,10%) свойственны лейкократовым, биотитовым и пироксеновым разностям магматических и метасоматических пород (биотитовым миаскитам и сиенитам, пироксеновым сиенитам и фенитам), а максимальные — более меланократовым, амфиболсодержащим породам: экзоконтактовым и фенитизированным амфиболитам (0,49—0,50%), гибридным разностям щелочных пород, сандыитам (0,38%), пироксен-амфиболовым фенитам (0,30%) и сиенитам (0,25%).

В нефелиновых сиенитах Бердяушского массива содержания F составляют 0,03—0,18%. В Ловозерском массиве средние содержания F варьируют от 0,06% (уртиты) до 1,5% (амфиболовые луявриты). Высокие концентрации F (0,12—0,22%) отмечены в карбонатитах [62].

Щелочные породы характеризуются также довольно высокими содержаниями Cl. По-видимому, избыток щелочей препятствует удалению из них Cl в виде газовой составляющей [40]. Максимальные концентрации последнего (0,8—1,3%) характерны для содалитовых сиенитов Кайзерштулл [40], несколько меньше содержания Cl (0,50—0,78%) в содалитовых сиенитах и эвдиалитовых луявритах Ловозерского массива. В породах этого массива содержание Cl увеличивается от ранних фаз (0,20%) к более поздним (0,64%) и сопровождается увеличением содержаний H₂O (до 1,17%), SO₃ (от 0,10 до 0,29%) и снижением P₂O₅ (от 0,52 до 0,08%). В целом, в агапитовых нефелиновых сиенитах содержания Cl выше (2807 г/т), чем в миаскитовых (1254 г/т).

В щелочных породах хорошо выражена тенденция возрастания содержаний Cl с повышением их кремнекислотности (см. рис. 2). При этом содержания его изменяются от 0,02 до 0,5%, иногда до 1—2% (массивы Кайзерштулл, Ловозерский и др.). Для F как было показано выше, зависимость от кремнезема прямо противоположная.

Минералами-концентраторами Cl в щелочных породах являются амфибол, содалит, галит.

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Анализ распределения F и Cl в эффузивных породах разного состава показывает большие их вариации. Впервые на значительные колебания содержаний галогенов в базальтах обратил внимание Х.О. Корренс [82]; Г.А. Шатковым [170] установлена зависимость распределения F и Cl в базальтах от их геотектонической позиции, строения земной коры, режима развития подвижных зон. Согласно данным этого исследования минимальные концентрации F и Cl ($F/Cl = 1,0$) имеют океанические базальты ареальных излияний Тихого океана (Гавайские острова) и Срединно-Атлантического хребта. Основные и средние эффузивы островных дуг характеризуются значительно более высокими (в 2—5 раз) концентрациями F. Это подтверждают и наблюдаемые различия в составе вулканических газов. В эксгаляциях вулканов Гавайских островов

содержится значительно меньше F и Cl, чем в вулканических газах Камчатки, Курильских, Японских и Алеутских островов. Континентальные базальты имеют наиболее высокие содержания F и Cl в областях автономной тектоно-магматической активизации и в континентальных рифтовых зонах ($F = 200\text{--}5200$ г/т, $Cl = 40\text{--}800$ г/т при $F/Cl = 5,0$). С последними часто сопряжены крупные флюоритоносные провинции мира (Восточно-Монгольско-Приаргунская, Восточно-Африканская и др.). Предполагается генетическая связь флюоритовых месторождений с фтороносными щелочными базальтоидами [181]. Значительно более низкими концентрациями F характеризуются базальты поздней орогенной стадии развития подвижных поясов ($F = 290\text{--}820$ г/т, $Cl = 20\text{--}130$ г/т, $F/Cl = 7,3$) окраинно-материковых вулканических поясов ($F = 150\text{--}1060$ г/т, $Cl = 20\text{--}170$ г/т, $F/Cl = 8,2$) и траппов платформ ($F = 100\text{--}600$ г/т, $Cl = 50\text{--}100$ г/т, $F/Cl = 2\text{--}6$). Для всех типов континентальных базальтов, в отличие от океанических, характерны высокие концентрации F при значительном преобладании его над Cl ($F/Cl > 5$).

Существенное влияние на распределение F и Cl в базальтах оказывает их состав, особенно содержание щелочей. На основании данных по распределению F в 300 образцах различных типов базальтов и ассоциированных с ними пород из континентальных (США, Заир, Декан, Южная Африка) и океанических (Гавайи, Срединно-Атлантический хребет) регионов установлено [186], что фтор имеет четкую положительную корреляцию только с калием. При этом содержание F и K_2O закономерно увеличивается от толеитовых к щелочным разностям базальтов на континентах и от толеитовых к нефелинитам на Гавайях, что хорошо согласуется с природой и минеральным составом самих базальтов.

В кварцевых толеитах фенокристаллы и основная масса всегда сложены безводными минералами. Минеральная ассоциация почти такая же, как и кварцевых толеитов, хотя в них отмечаются ничтожные количества роговой обманки или цеолитов. Характерной чертой щелочных базальтов является присутствие в них керсутита и биотита; цеолиты также обычны для этих пород. Предполагается, что заметное обогащение пород фтором и калием обусловлено процессом прогрессивного фракционирования, в результате которого от расплавов отделяются первичные минеральные фазы (оливин, плагиоклаз, клино- и ортопироксены), не содержащие гидроксил, фтора и бедные калием.

Обратная тенденция характерна для кремнекислых и щелочных расплавов, где при фракционировании фторсодержащих фаз — амфибола, биотита и апатита отмечено снижение содержаний F относительно K_2O . При фракционировании безводных минералов в остаточном расплаве [207] совместно с F и K_2O концентрируются также SiO_2 , CaO, FeO + Fe_2O_3 , TiO_2 , S, Cl, H_2O , P_2O_5 . Преимущественной потери какого-либо летучего компонента при этом не отмечается, о чем свидетельствует, например, положительная корреляция между содержаниями F, Cl, P_2O_5 , H_2O и K_2O в низко-

калиевых базальтах осевой зоны Красного моря [1]. На основании различий в отношениях F/K_2O для океанических (0,08—0,17), континентальных и островодужных ($F/K_2O = 0,025—0,05$) базальтов сделан вывод [203], что флогопит — главный источник фтора и калия в верхней мантии при образовании континентальных и островодужных базальтовых магм, тогда как для базальтовых магм океанических регионов более вероятным источником F и K_2O является паргасит, имеющий более высокое отношение F/K_2O .

Поведение F в более кислых разновидностях вулканитов (андезитах, дацитах и риолитах), по-видимому, аналогично [38, 170, 117, 206]. Наиболее высокие концентрации F установлены в андезитах областей автономной тектоно-магматической активизации, а минимальные — в андезитах окраинно-материковых вулканических поясов и островных дуг. По сравнению с базальтами в большей части островодужных андезитов содержания F заметно понижены. В базальтовых лавах Ключевского вулкана содержание F, например, составляет 550—660 г/т, в андезитовой лаве вулкана Безымянного — 480—510 г/т, в базальтах и андезитах Японии соответственно 140—870 г/т и 97—780 г/т [170]. Установлено, что в островодужных областях процесс извержения и остывания основной магмы сопровождается большим выходом F в газовую фазу, чем в случае более кислых магм [112 и 13]. Показано, что с уменьшением основности лав от базальтов к андезитам и дацитам уменьшается содержание галоидных газов (HF и HCl) и увеличивается доля углекислоты.

Аналогичная закономерность проявляется при остывании отдельных базальтовых потоков, где с понижением температуры лавы уменьшаются количества, а затем и полностью исчезают в газовых струях H_2S , HCl, HF и CO , что сопровождается увеличением на средних стадиях относительного количества сернистых газов, а на более поздних — и CO_2 .

Характерна также тесная связь между содержанием F в породах и типом ферро-магнезиальных фенокристаллов [206]. Гиперстеновые андезиты имеют наиболее низкие содержания F (142—212 г/т), роговообманковые — промежуточные ($F = 238—292$ г/т), а роговообманково-биотитовые — наиболее высокие ($F = 279—368$ г/т). Предполагается, что наблюдаемые содержания F в андезитах являются первичными и, по-видимому, отражают концентрации F в исходных расплавах. Установлено, что тип ферро-магнезиальных фенокристаллов оказывает существенное влияние на тренд распределения F в породах. В гиперстеновых андезитах содержания F увеличиваются (от андезито-базальтов к андезитам) с ростом в породах содержания SiO_2 и K_2O , тогда как в роговообманковых разновидностях они уменьшаются от андезито-базальтов к дацитам. В первом случае распределение F контролируется фракционированием безводных минеральных фаз, а во втором — гидроксилсодержащих минералов: амфибола и биотита.

Распределение Cl в эффузивных породах обнаруживает некоторые особенности. Для вулканических пород океанической и острово-

дужной ассоциаций в целом характерна повышенная хлороносность, отношение F/Cl для них в большинстве случаев < 1 . В океанических базальтах содержания Cl составляют 38—454 г/т. Более высокие содержания Cl (до 568 г/т) установлены для базальтов осевой зоны Красного моря [1]. Для последних характерно наиболее низкое отношение F/Cl (0,3).

Вулканические породы островных дуг имеют заметно более высокие концентрации Cl , особенно в породах повышенной основности. В базальтах и андезитах содержания Cl составляют 100—1200 г/т, а отношение $F/Cl < 0,5$ ($F = 100$ —600 г/т), в дацитах 300—800 г/т, $F/Cl = 0,3$ ($F = 200$ —300 г/т).

Высокие концентрации Cl характерны и для некоторых траппов, например, в восточной части Сибирской платформы [118]. Здесь содержания Cl в породах составляют 1300—7800 г/т, а отношения $F/Cl = 0,13$ —0,25 ($F = 200$ —1300 г/т). В то же время в других типах континентальных базальтов концентрации F резко преобладают над концентрациями Cl ($F/Cl > 5$), при концентрациях $Cl = 40$ —800 г/т.

Высокие концентрации Cl известны также и в некоторых типах эффузивов щелочного состава (фонолитах, трахитах и др.), а также в вулканических стеклах [229]. Вероятная форма нахождения Cl в стеклах — это обильные газовой-жидкие включения [218].

Данные по распределению F и Cl в вулканиках Урала пока немногочисленны. Нами получены первые сведения о содержании F и Cl в некоторых палеозойских вулканиках риолит-базальтовой, андезит-базальтовой и базальт-трахитовой формаций, а также триасовой трапповой формации Урала (табл. 4,5).

Наиболее низкие концентрации F установлены в кабанской и красноуральской риолит-базальтовых формациях ($F = 250$ —700 г/т). В андезит-базальтовой и базальт-трахитовой формациях содержание F (600—1200 г/т) и Cl (3—12 г/т) значительно выше. Они возрастают от более ранних формаций к поздним, с повышением щелочности последних. При этом в каждой из формаций наиболее высокие содержания F и Cl характерны для субвулканических и пирокластических фаций и резко пониженные для лавовых фаций. Значительно более высокие содержания F (2200—2800 г/т) и Cl (190—1500 г/т) установлены в триасовых платформенных базальтах и риолитах Урала. В кислом вулканическом стекле содержания F и Cl заметно выше, чем в базальтовом. В более раскристаллизованных породах (гранофирах, долеритах и др.) концентрации Cl резко понижены (до 100 г/т и менее), а содержания F более выдержаны. Потеря Cl при раскристаллизации пород в данном случае составляет почти 90%. Отмечается некоторое перераспределение F и Cl между внутренними и внешними частями эффузивных покровов: с увеличением содержаний Cl во внутренних зонах (до 500 г/т, против 190 г/т — во внешних), а F во внешних (2800 г/т, против 2300 г/т). По-видимому, как и во многих других случаях, это связано с преимущественной миграцией F в зоны пониженных температур и давлений (эндокон-

Таблица 4

Содержания F и Cl (в г/т) в базальтах Тагильского прогиба, Урал

Формация	Фация	Номер пробы	F	Cl
Кабанская риолит-базальтовая	Лавовая	T-275	500	Не обн.
	Субвулканическая	T-272	700	"
Кабанско-Кумбинская андезит-базальтовая	Лавовая	T-46	770	"
	Пирокластическая	T-276ж	700	"
	"	T-276е	600	"
	Субвулканическая (жерловая)	T-276б	820	400
Красноуральская риолит-базальтовая	Жильная	T-276в	870	Не обн.
	Лавовая	T-312б	250	"
Красноуральско-Туринская андезит-базальтовая	Субвулканическая	T-312	350	"
	Лавовая	T-151	250	"
Трахибазальтовая субформация базальт-трахитовой формации	Пирокластическая	T-230в	1100	"
	"	T-230б	1200	"
	Субвулканическая (жерловая)	T-231	1000	12
	Жильная	T-150	700	3
	Лавовая	T-314б	1000	Не обн.
субформация базальт-трахитовой формации	Субвулканическая	T-214ж	900	6
	Гиалокластит	T-3б	1100	9

Таблица 5

Содержание F и Cl (в г/т) в вулканитах трапповой формации Зауралья*

Депрессия	Фация	Порода	Номер пробы	F	Cl
Петровская	Основание покрыва	Базальт	103-56	2800	190
"	Середина покрыва	"	108-56	2300	500
"	Верхи покрыва	Миндалекаменный базальт	110-56	2800	190
Кушмурунская	Лавовая	Базальтовое стекло	351-58	2200	1300
"	"	Кислое стекло	К-636-160	2300	1500
Теченская	Субвулканическая	Гранофир(риолит)	49-62	3200	100
Тюменская	Интрузивная	Долерит меланократовый	3-61	1300	300
Юламановская	"	Микродолерит	415-57	1710	Не обн.

* По К.П. Иванову [56].

такты и апикальные зоны массивов), а для Cl — с преимущественной его дегазацией, особенно во внешних зонах. Аналогичные закономерности для F, например, установлены в риолитах Тырнаузского рудного поля [117], когда увеличение содержаний F (от 200 до 700 г/т) происходит от центральных частей тела к его контактам.

Первые данные, полученные по вулканитам Урала, кроме того, показывают, что наблюдается направленное увеличение содержаний галогенов (особенно F) от ранних геосинклинальных формаций к более поздним — платформенным. Это соответствует изменению состава минерализаторов в формациях, отвечающих различным этапам развития подвижных поясов [170]. Последнее может быть интерпретировано и как отражение процесса изменения строения земной коры Урала от ранней типично океанической через островодужную к континентальной [57]. Принципиально иной тип эволюции минерализаторов характерен для областей автономной тектоно-магматической активизации, например, для эффузивов западного Забайкалья [100]. Здесь отчетливо проявлена тенденция заметного снижения концентрации F (при некотором увеличении Cl) с уменьшением возраста пород. В трахибазальтах карбона среднее содержание F составляет 2600 г/т, а Cl — 120 г/т, в юрских — 1400 г/т и 400 г/т, в четвертичных — 300 г/т и 100 г/т. Этот тип эволюции минерализаторов, по-видимому, указывает на заметную "океанизацию" континентальной коры, чем и обусловлена эволюция состава галогенов в сторону сближения их с типично океаническим типом распределения. На Урале близкий тип эволюции галогенов наблюдается в рифейских эффузивах западного склона Южного Урала, где в ранне- (айская трахибазальтовая формация) и средне-рифейское время (шатакская трахириолит-базальтовая формация) происходило заложение и развитие рифтоподобных структур в пределах восточной окраины Русской платформы [120, 129]. По данным вышеуказанных авторов среднее содержание F и Cl в трахибазальтах айской свиты соответственно составляют 782 г/т (600—900 г/т) и 80 г/т (50—200 г/т); в шатакских метабазальтах F значительно меньше — 160 г/т (50—500 г/т), что свидетельствует о снижении содержаний F в процессе развития рифтогенного магматизма Урала.

Таким образом, на Урале также как и в других регионах мира выявляются две ведущие тенденции в поведении F — прогрессивная (накопление F), характерная для геосинклинального вулканизма, и регрессивная (обеднение F), связанная с процессами тектоно-магматической активизации и рифтогенеза. Для Cl также отмечен некоторый рост его концентраций от более древних вулканических формаций к молодым, при несомненном максимуме в породах островодужной ассоциации.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Как показали исследования [128], осадочные породы являются одним из главных аккумуляторов F в земной коре. При этом отмечено, что осадочные породы платформ наиболее богаты F.

Среди них минимальные концентрации F свойственны известнякам, более высокие — доломитам, а максимальные — глинистым породам (до 2000 г/т). Поэтому основная масса F в осадочных толщах как геосинклиналей, так и платформ заключена в глинистых минералах, в которых содержания F варьируют от 0,05 до 1,2% и определяются физико-химическими особенностями природной среды в бассейнах седиментации. В глинистых минералах F занимает место гидроксила, однако связан там более прочно. Показано, что при нагреве до 700°C из гидрослюд, глауконита, монтмориллонита и сепиолита удаляется только гидроксильная вода и не затрагивается F. Значительная часть последнего уходит из этих минералов только при более интенсивном нагреве до 1000°C и выше. Обработка глинистых минералов разбавленной соляной кислотой также не высвобождает F. В глинистых породах Русской платформы содержание F почти не меняется с глубиной, тогда как в песчаных — слабо уменьшается, а в карбонатных — резко падает, что прямо коррелируется с возрастанием относительной роли подвижных форм F. Поэтому в процессе эпигенеза F удаляется в первую очередь из водно-растворимых соединений (или поровых растворов), в меньшей степени — из рассеянных фосфатов и полностью сохраняется в глинистых минералах. Намечается закономерное возрастание содержания F во всех типах пород от архея к концу протерозоя—палеозою, а затем наступает стабилизация, что, вероятно, отражает постепенное нарастание выноса летучих из мантии и достижение максимума этого процесса к концу протерозоя.

Исследованиями [136], кроме того, установлено накопление F в породах осадочной и гранитной оболочек Земли относительно океанических пород, что обусловлено привнесом значительной части F как продукта дегазации мантии. F первоначально фиксировался осадками, переработка которых процессами метаморфизма и гранитизации приводила к его накоплению в гранитном слое земной коры.

Хлор в осадочных породах находится в двух формах: нерастворимой и растворимой. Очень высокие концентрации Cl отмечены в глубоководных пелагических глинах Атлантического и Тихого океанов [188], причем весь Cl находится в растворимом состоянии.

В прибрежных пелитовых осадках содержание Cl — 80—200 г/т и возрастает с увеличением солёности воды. Основные носители Cl — глинистые минералы, поэтому содержание Cl в осадочных породах находится в прямой зависимости от содержания в них глинистых минералов. Так, во фракции, состоящей из кварца, калишпата и кальцита, содержание Cl обычно не превышает 50 г/т. Из глинистых минералов наибольшие содержания Cl отмечаются в галлаузите (350 г/т) и каолините (290 г/т), в монтмориллоните они не превышают 30 г/т. Грубозернистые кластические породы более богаты Cl по сравнению с песчано-граувакковыми. В туфо-песчаниках высокое содержание нерастворимого Cl обусловлено его концентрацией в стекле. Из карбонатных пород несколько повышенное содержание Cl (до 880 г/т) отмечено в доломитах.

Таким образом, глины и некоторые другие осадочные породы платформ являются главным аккумулятором F в земной коре, тогда как пелагические глубоководные глины дна океанов преимущественно аккумулируют Cl. Это, по-видимому, необходимо учитывать при изучении поведения F и Cl в процессах диагенеза, регионального метаморфизма и гранитообразования с участием континентальных и океанических осадочных пород.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Литературные данные [122, 128] свидетельствуют о том, что метаморфические породы наследуют и сохраняют основную массу F исходных осадочных пород. Рассчитанные Б.А. Роновым [128] средние содержания F в кристаллических сланцах и гнейсах идентичны таковым в глинистых породах геосинклиналей. Исключение составляют мраморы и амфиболиты, в которых содержание F обычно выше, чем в их неметаморфизованных аналогах — карбонатах и основных эффузивах. По-видимому, мраморы и амфиболиты дополнительно захватывают F, выделяющийся в зонах регионального метаморфизма, гранитизации и анатексиса. Это вполне объяснимо, так как кальций карбонатов эффективно связывает F с образованием флюорита, а в роговых обманках амфиболитов F интенсивно изоморфно замещает гидроксил.

Метаморфиты амфиболитовой фации из зональных комплексов Восточно-Уральского поднятия (табл. 6) характеризуются околокларковыми содержаниями F и Cl (соответственно 0,065 и 0,081%), причем гнейсы, мигматиты и амфиболиты по уровню содержания F существенно не различаются. Для Cl наблюдается тенденция к увеличению содержания от гнейсов к амфиболитам. Наиболее высокие содержания F (0,16%) и Cl (0,09%) наблюдаются в метаморфитах гранулитовой фации тараташского комплекса. Аномально высокие концентрации Cl обусловлены главным образом основным (базитовым) составом субстрата, а также высокими температурами и давлением регионального метаморфизма [21, 24, 25]. При гранитизации содержания F и Cl в породах тараташского комплекса уменьшаются, достигая минимума в лейкосоме мигматитов и в анатектических гранитах (0,01—0,02%) (рис. 3).

Очень высокие содержания F установлены также в гранито-гнейсах рябиновского и губенского комплексов на западном склоне Южного Урала (0,13 и 0,15%). Исходным субстратом для них были, вероятно, эффузивы кувашской свиты и комагматичные им гранитоиды Рябиновского массива [85], метаморфизованные затем в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Как показано выше, эффузивы кувашской свиты имеют повышенные концентрации F (0,11%), который, по-видимому, в существенной мере и наследуется метаморфическими породами. Низкие содержания F и Cl характерны для метаморфитов эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Наблюдается отчетливая тенденция увеличения содержания F

Таблица 6

Содержание F и Cl (в вес. %) в метаморфических породах Урала

Комплекс	Порода	Число проб	Фтор		Хлор	
			пределы	среднее	пределы	среднее
Тараташский	Двупироксеновые кристаллические сланцы	13	0,06—0,26	0,16	0,02—0,11	0,09
	Гранитизированные двупироксеновые кристаллические сланцы	3	0,001—0,035	0,01	0,02—0,06	0,04
	Амфиболиты	4	0,09—0,16	0,13	0,02—0,06	0,03
	Мигматиты	14	0,02—0,19	0,07	0,01—0,21	0,07
	Гнейсы	13	0,02—0,19	0,09	0,01—0,24	0,07
	Чарнокиты	2	0,02—0,04	0,03	0,02—0,04	0,03
Салдинский	Граниты	19	0—0,03	0,01	0,01—0,04	0,02
	Амфиболиты	4	0,04—0,11	0,06	0,003—0,09	0,04
Селянкинский	Гнейсы	4	0,02—0,05	0,04	0,003—0,06	0,02
	Амфиболит	1		0,06		0,02
Ильменогорский	Гранат-биотитовые гнейсы	1		0,19		—
	Амфиболит	1		0,03		0,03
Гаевский	Гранат-биотитовые гнейсы	1		0,04		0,004
	Амфиболит	1		0,10		0,01
Гаевский	Гнейсы	3	0,06—0,07	0,07	0,004—0,007	0,006

и Cl в метаморфитах с возрастанием степени их регионального метаморфизма — от зеленосланцевой фации до гранулитовой. В условиях гранулитовой фации, а также при диафорезе в условиях амфиболитовой фации (тараташский комплекс), вероятно, сохраняется первичное соотношение F и Cl в исходном субстрате, т.е. F и Cl ведут себя здесь инертно [179]. В то же время в более низкотемпературных фациях (от зеленосланцевой до амфиболитовой) это соотношение не зависит от состава субстрата и определяется главным образом *P-T* условиями регионального метаморфизма и режимом летучих. В этом случае F и Cl ведут себя подвижно.

Таким образом, основные закономерности распределения F и Cl в породах разного состава и происхождения сводятся к следующему:

1) для интрузивных и эффузивных пород наблюдается увеличение содержаний F и Cl с увеличением содержания в них щелочей (и прежде всего калия). Среди последних наиболее высокими содержаниями F и Cl выделяются щелочные разновидности пород (базальты, кимберлиты, карбонатиты и др.) областей автономной тектономагматической активизации и континентальных рифтовых зон. С последними часто ассоциируют крупные флюоритоносные провинции мира;

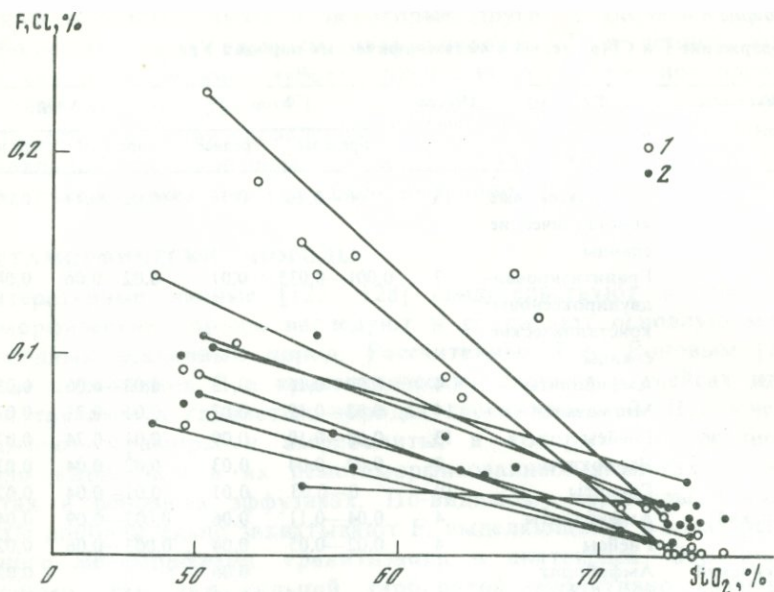


Рис. 3. Зависимость содержаний фтора (1) и хлора (2) от содержания кремнезема в метаморфических породах

Линиями соединены меланосома и лейкосома мигматитов

2) отношение F/Cl в магматических породах является индикатором областей магнообразования с различным геодинамическим режимом: повышенная хлороносность характерна для пород океанической и островодужной ассоциаций ($F/Cl < 1$) и траппов платформ, а повышенная фтороносность — для всех типов континентальных базальтов, щелочных и ультраосновных пород, а также карбонатитов и кимберлитов ($F/Cl > 5$);

3) содержание галогенов в конкретных сериях интрузивных магматических пород часто определяется содержанием гидроксилсодержащих минералов, максимум которых приходится на породы промежуточного состава (диориты, гранодиориты, сиениты и др.). Для эффузивных пород установлено снижение содержаний F и Cl от более глубоких субвулканических фаций к менее глубинным — лавовым, что связано, вероятно, с усилением степени дегазации расплавов в данном направлении;

4) повышенными содержаниями F и Cl характеризуются вулканические стекла; по мере их раскристаллизации отмечается преимущественное снижение концентраций Cl при почти неизменном содержании F ;

5) на примере Урала и некоторых других орогенно-складчатых областей прослеживается направленное увеличение содержаний F от более ранних геосинклинальных формаций к поздним — континентальным. Иной тип эволюции F характерен для областей тектоно-магматической активизации, где в эффузивных и интрузивных

образованиях (Забайкалье и др.) отмечается снижение содержаний F от более древних формаций к молодым;

6) содержание F в гранитоидах определяется их природой. Самые низкие концентрации F установлены в ультраметаморфических и палингенных гранитоидах, высокие — в гранитоидах, производных трахиандезитовых и щелочно-базальтовых магм, и в гранитоидах, связанных с тектоно-магматической активизацией орогенных складчатых систем;

7) установлено различное поведение F и Cl в осадочных образованиях платформ и океанов. Осадочные породы платформ, особенно глинистые породы, являются одними из главных аккумуляторов F в земной коре, тогда как осадочные образования океанов, и в первую очередь глубоководные океанические глины, содержат в повышенных концентрациях Cl, что необходимо учитывать при изучении поведения F и Cl в процессе диагенеза, регионального метаморфизма и гранитообразования с участием континентальных и океанических осадочных пород;

8) в метаморфических породах Урала и других регионов отчетливо проявляется тенденция увеличения содержаний F и Cl с возрастанием степени их регионального метаморфизма — от зеленосланцевой фации до гранулитовой, что, по-видимому, связано с преимущественным удалением воды относительно галогенов при региональном метаморфизме пород.

ГЛАВА II

ГАЛОГЕНЫ В ГРАНИТОИДАХ УРАЛА

ФОРМАЦИОННО-ФАЦИАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ

Как известно, гранитоиды играют весьма важную роль в строении земной коры. Изучению происхождения гранитоидов, их формационно-фациальной принадлежности и минералого-геохимической характеристике посвящено большое количество работ. К наиболее крупным обобщающим работам можно отнести монографии Ю.А. Кузнецова [93] по формационно-фациальному анализу гранитоидов и Л.В. Таусона [146] по геохимической классификации гранитоидов.

Не останавливаясь на более подробной характеристике опубликованных работ, мы ниже на примере Урала рассмотрим условия формирования гранитоидов и их формационно-фациальное расчленение.

Породы гранитоидного состава играют важную роль в строении и истории формирования Уральского подвижного пояса, занимая около 30% площади его открытых структур. Их изучением в разное время занимались А.Н. Заварицкий, Б.М. Романов, Б.М. Куплетский, Е.А. Кузнецов, В.М. Сергиевский, И.Д. Соболев, Л.Н. Овчинников, Д.С. Штейнберг, Г.А. Кейльман, Б.К. Львов, Н.Д. Знаменский, Г.Б. Ферштатер, А.И. Грабежев и многие другие исследователи.

К настоящему времени в результате этих работ выяснены: геологическая позиция гранитоидных массивов [63, 133, 136, 172], формационная и фациальная принадлежность [51, 52, 157, 155, 158], получены сведения о возрасте, морфологии и внутреннем строении массивов [51, 105, 156], об истории формирования и металлогенической специализации [115, 51, 175, 45].

Одним из важнейших достижений в изучении петрологии гранитоидов Урала прошлых лет является установление существования двух главных групп гранитоидов, занимающих особое положение в структуре и истории развития эвгеосинклиналей. Одни из них залегают в эвгеосинклинальных прогибах и тесно связаны с базальтоидным магматизмом, другие локализованы в поднятиях среди метаморфизованных осадочных и эффузивных толщ. Выделение этих групп гранитоидов имеет наряду с теоретическим и большое практическое значение — с гранитоидами базальтоидного происхождения на Урале тесно связаны скарново-магнетитовые и медно-колчеданные месторождения, а с гранитоидами сиалической группы — месторождения редких металлов и золота.

Д.С. Штейнбергом [171], Л.Н. Овчинниковым и Н.Д. Знаменским [115] произведено разделение гранитоидов базальтоидной группы по характеру их металлогенической специализации на два типа и показано, что только гранитоиды, содержащие калиевый полевой шпат, сопровождаются крупными скарновыми месторождениями железа и меди, в то время как с габбро-плагιοгранитными сериями ассоциируют гидротермально-метасоматические месторождения медно-колчеданного типа и золотоносные кварцевые жилы.

Дальнейшее развитие представлений о наличии на Урале двух больших групп гранитоидов (базальтоидной и сиалической) наблюдается в схеме формационного расчленения гранитоидов, предложенной Д.С. Штейнбергом и И.Д. Соболевым [136, 172]. Внутри каждой группы ими выделены формации и субформации, объединяющие более узкие естественные ассоциации изверженных горных пород, близких по составу и времени образования. В гранитной формации выделены гранодиоритовая, гранитная и аляскитовая субформации, в базальтоидной — плагιοгранитная и гранито-сиенитовая.

Характерные признаки, отличающие гранитоиды базальтоидной и сиалической групп, а также специфику их формирования, геохимическую и металлогеническую специализацию, нашли отражение также и в работах многих других исследователей [51, 156]. Ими было установлено, что гранитоиды базальтоидного происхождения отличаются от сиалических тесной связью с аналогичными им по составу эффузивными комагматами, ассоциацией с более ранними основными интрузивами, наличием порфиroidных фаций эффузивного облика, повышенными количествами акцессорного магнетита и ильменита, повышенным содержанием в магнетите титана, ванадия и некоторых других элементов-примесей. Эти гранитоиды обладают всеми признаками гипабиссальных образований, например, отсутствием мирмеquita, частым нахождением в них микропегматита и др. [174, 175].

Среди гранитоидов сиалического происхождения Б.К. Львовым [105] на примере Южного Урала выделены три интрузивных комплекса: существенно плагиоклазовых гранитоидов пластовского, гранитоидов непостоянного состава степнинско-неплюевского и нормальных калиево-натриевых гранитов джабыкско-санарского комплексов. Этим была подтверждена, наметившаяся еще ранее [136, 172], длительность и многоэтапность образования верхнепалеозойской гранитной формации Урала и установлена закономерная направленность в ее развитии.

В настоящее время на Урале широко распространен принцип систематики гранитоидов, предложенный Д.С. Штейнбергом и Г.Б. Ферштатером [173, 175, 155, 157], в работах которых рассматриваются некоторые новые физико-химические аспекты формирования гранитоидов различной глубинности, вытекающие из экспериментальных исследований. Ими выделены плутоническая и вулкано-интрузивная ассоциации гранитоидов, производных магм различной водонасыщенности.

Согласно данным этих исследователей, гранитоиды плутонической ассоциации являются продуктом богатых водой низкотемпературных (650—700°C) анатектических магм, генерируемых в условиях амфиболитовой фации. Высокая водонасыщенность магм и незначительный температурный интервал кристаллизации гранитоидов определяют многие их особенности и, в частности, неспособность к значительным вертикальным перемещениям, отсутствие эффузивных комагматов, постоянную связь массивов плутонических гранитов с зонами регионального метаморфизма, специфику состава породообразующих и некоторых акцессорных минералов, появление в значительных количествах граната, ильменита, низкое содержание титана в магнетите, повышенную глиноземистость биотита и другие. Близкие особенности установлены и в минералах метаморфических пород амфиболитовой фации, что свидетельствует о близости условий формирования плутонических гранитов и метаморфических пород амфиболитовой фации. Минеральный состав таких гранитов характеризуется высокой степенью равновесности и низкими температурами равновесий (~ 480—500°C). Высокая степень отжига и диафореза гранитоидов, представленных разностями с полностью упорядоченными низкотемпературными минералами, предполагает медленное остывание расплавов в глубинных условиях при каталитическом воздействии летучих, и в первую очередь воды [57]. В противоположность им более высокотемпературные и бедные водой магмы вулкано-интрузивной ассоциации могут подниматься вверх до уровня, на котором давление нагрузки становится равным давлению флюида. При низком исходном содержании воды магмы данной ассоциации могут изливаться на поверхность, и поэтому часто граниты в подобных ассоциациях сопровождаются комагматичными эффузивами.

Низкой исходной водонасыщенностью магм, значительным градиентом температур, быстрым охлаждением расплавов в приповерхностных условиях объясняются и некоторые особенности минераль-

ного состава вулcano-интрузивных серий, в первую очередь резко выраженная неравновесность состава слагающих их минералов и их парагенезисов. Наиболее отчетливо в гипабиссальных гранитоидах проявлена неравновесность между полевыми шпатами и фемическими минералами. Распад полевошпатовых твердых растворов в таких гранитоидах заканчивается на стадии микропертитов, валовый состав которых ближе соответствует первично магматическому. В связи с этим температуры равновесий, определяемые по двух-полевошпатовому термометру, наиболее близки к магматическим ($750\text{—}780^\circ\text{C}$). Составы фемических силикатов и магнетита фиксируют равновесия при более низких температурах ($600\text{—}670^\circ\text{C}$). По-видимому, на состав последних более заметное влияние оказывают поствагматические процессы [157]. Необходимо отметить, что в условиях неравновесности процесса гипабиссальные гранитоиды могут содержать значительное количество реликтовых фаз и продуктов загрязнения магмы вмещающими породами.

Степень равновесности состава мезоабиссальных гранитоидов является промежуточной, так как наряду с неравновесными парагенезисами в них отмечаются и отчетливо равновесные. Разрыв в средних температурах, полученных по двухполевошпатовому термометру и термометрам, основанным на составе фемических силикатов и магнетита, невелик и составляет соответственно 590° и $540\text{—}580^\circ\text{C}$.

Разделению гранитоидов по типу водонасыщенности исходных магм в этой схеме придается наибольший генетический смысл, откуда вытекают и другие особенности гранитоидного магматизма: фаціальность серий, вероятная связь с эффузивными комагматами, геотектоническая позиция, главные особенности металлогении и другие. В отличие от более ранних схем альтернативным типом гранитоидов по отношению к плутоническим, давно выделяемым на Урале, здесь являются не базальтоидные, а гранитоиды вулканической группы, среди которых базальтоидные гранитоиды (габбро-гранитный формационный тип) представляют собой одну из трех групп, отличающихся составом исходной магмы.

Единицами второго и третьего порядков в данной схеме являются формационные типы и формации, определяемые по составу и типу исходных магм, в процессе дифференциации которых образуются все остальные породы серий. Как правило, тип исходной магмы определяется на основании их петро- и геохимических характеристик, являющихся общими для всех пород данной серии [166]. Кроме того, все выделенные формационные типы и главные формации гранитоидов характеризуются определенным положением в главных структурно-формационных зонах Урала, особенности строения которых рассматриваются в специальных работах [136, 57, 172].

В схеме формационного расчленения гранитоидов Урала, предложенной в последние годы В.Д. Старковым [142], выделено семь формационных типов гранитоидов, приуроченных к определенным стадиям развития эвгеосинклинальной зоны Урала: предгеосинклинальный (начальная рифтовая стадия), раннегеосинклинальный (океа-

ническая стадия), позднегеосинклиальный (переходная стадия), ранний складчатый (предконтинентальная стадия), складчатый (предконтинентальная стадия), поздний складчатый (предконтинентальная стадия) и постгеосинклиальный, послескладчатый (континентальная стадия). Первые три формационных типа (1—3) формировались в условиях растяжения, три последующих (4—6) — в условиях сжатия, и последний (7) — в условиях растяжения. При этом отмечено, что для режима растяжения характерен базальтоидный магматизм, либо коровый при значительном участии мантийного флюидного материала, тогда как в режиме сжатия происходит становление гранитоидов корового генезиса. Данная схема развития гранитоидного магматизма использована для анализа гранитоидов различных эвгеосинклиальных зон Урала (от Приполярного до Южного и Мугоджар) в возрастном диапазоне от силура до перми. Показано, что выделенные формационные типы гранитоидов в полном наборе проявляются далеко не во всех структурно-формационных зонах, что в разных палеозойских зонах Урала могли одновременно образовываться разные формационные типы магматитов в зависимости от степени зрелости реликтовой или вновь сформированной земной коры и типа тектонических движений.

Положительным моментом данной схемы является то, что в основу ее положена геологическая история и тектонический режим развития уральской палеозойской геосинклинали. В то же время она, на наш взгляд, слабо учитывает глубину зарождения, тип и состав исходных магм, а также особенности их флюидного режима.

Таким образом, краткий анализ существующих схем формационно-фациального расчленения гранитоидов Урала свидетельствует о существенных различиях в признаках, положенных в основу их классификации, и об отсутствии универсальной на данный момент схемы, которая учитывала бы все многообразие типов гранитоидов Урала в их естественной связи с эволюцией строения и развития земной коры на Урале. Наибольший интерес при этом, на наш взгляд, представляет последняя схема Г.Б. Ферштатера [155], которая основана на учете большого числа геологических и геохимических признаков. Однако использование данной схемы при детальном минералого-геохимических исследованиях весьма затруднительно. Это связано прежде всего с тем, что она, на наш взгляд, в недостаточной степени учитывает геотектонический режим магмообразования, его зависимость от состава и глубинного строения земной коры и верхней мантии Урала, закономерную направленность развития в зависимости от эволюции земной коры Урала. Так, наличие зависимости между характером гранитоидного магматизма и типом строения земной коры объясняет существование и выделение на Урале рядов латеральной и вертикальной зональности гранитоидного магматизма [180]. Латеральная зональность проявляется в том, что базальтоидные, андезитовидные и другие типы формаций гранитоидов Урала имеют четкое субмеридиональное простирание и расположены закономерно относительно простирания границ главных структурных элементов Урала (рис. 4, см. вкл.; 5).

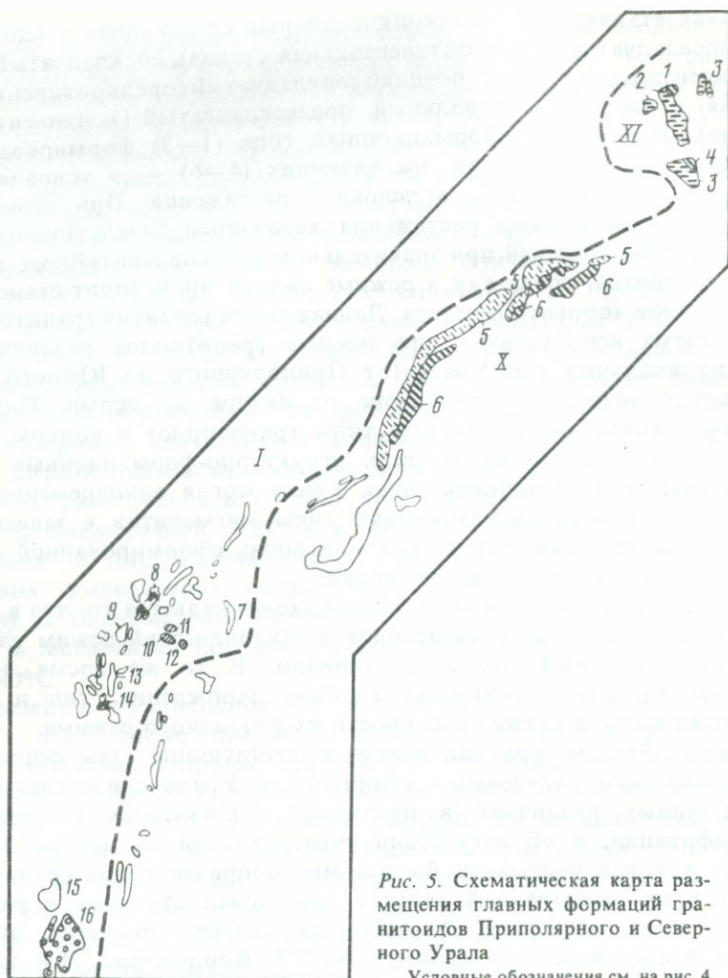


Рис. 5. Схематическая карта размещения главных формаций гранитоидов Приполярного и Северного Урала

Условные обозначения см. на рис. 4

При этом эвгеосинклинальные андезитовидные тоналит-гранодиоритовые серии локализованы в краевых частях эвгеосинклинальных базитовых прогибов, тяготея к их сочленению с сиалическими поднятиями, или ассоциируют с расположенными вдоль западного борта этих прогибов более ранними габбро-гипербазитовыми комплексами, тогда как эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии часто сдвинуты к более центральным частям этих базитовых эвгеосинклинальных прогибов. В свою очередь тоналит-гранодиоритовые серии в поднятиях (Восточно-Уральском и др.) локализованы в их краевых частях и латерально сменяются с запада на восток типично коровыми гранитоидами гранитного и адамеллит-гранитного формационных типов. Наличие латеральной зональности на Урале, по-видимому, отражает закономерную смену с запада на восток

геотектонических блоков или зон с разным типом строения земной коры. По данным Н.Г. Берлянд [14], земная кора тагильской и магнитогорской эвгеосинклинальных зон по строению и геофизическим характеристикам наиболее близка к коре современных островных дуг. Процессы орогенного геотектонического режима здесь проявлены очень слабо, и они не привели к заметной перестройке ее в кору континентального типа. Эти зоны обладают увеличенной мощностью и приподнятой поверхностью "базальтового" слоя, залегающего на глубинах 2—16 км, наличием меланократового фундамента и фрагментарным развитием "гранито-гнейсового" слоя [113]. В отличие от эвгеосинклинальных прогибов Восточно-Уральской поднятие по своим геофизическим параметрам характеризуется континентальным типом строения земной коры с мощностью 35—45 км, глубиной залегания "базальтового" слоя 16—25 км, мощностью вулканогенно-осадочного слоя 6—8 км. Эту зону в разных местах отличает значительная расчлененность строения "базальтового" и "гранито-гнейсового" слоев, так как мощность "гранито-гнейсового" слоя заметно увеличивается в геоантиклинальных поднятиях и резко уменьшается в наложенных вулканогенных прогибах [2, 127]. В геоантиклинальных поднятиях сосредоточен наибольший объем гранитоидного магматизма, который здесь тесно ассоциирует с метаморфическими породами гранито-гнейсовых комплексов, рассматриваемых многими исследователями как выступы древнего кристаллического фундамента на восточном склоне Урала [57]. Западная, миогеосинклинальная область Урала также характеризуется континентальным типом строения земной коры. Она имеет мощность 35—45 км, глубину залегания "базальтового" слоя от 16 до 30 км, повсеместное развитие "гранито-гнейсового" слоя и наличие древнего кристаллического фундамента.

Таким образом, между характером гранитоидного магматизма и типом строения земной коры на Урале прослеживается отчетливая зависимость — в существенно базитовых эвгеосинклинальных зонах, практически лишенных "гранито-гнейсового" основания, формируются преимущественно интрузивы габбро-гранитного формационного типа, в краевых частях этих зон, где сказывается влияние сиалической "гранито-гнейсовой" коры поднятий, формируются тоналит-гранодиоритовые формации и, наконец, в зонах с мощной континентальной корой восточного склона Урала локализуются массивы гранитного и адаметлит-гранитного формационных типов. Симметричное относительно западной границы Восточно-Уральского поднятия распределение андезитовых формаций гранитоидов в прогибах и поднятиях в соответствии с представлениями тектоники плит [57], по-видимому, трассирует зону древней субдукции Уральского подвижного пояса при пододвигании блоков с древней океанической корой под континентальную. Это подтверждает и большое сходство в смене формаций по латерали на Урале с современными островодужными системами, в составе которых также выделяется два независимых ряда магматических формаций: базальтоидный с относительно малоглубинными толентами и более глубинными известково-щелочными

и щелочными магмами и параллельный ему андезитовидный, члены которого обнаруживают петрохимическое и геохимическое сходство с толеитами, известково-щелочными и щелочными базальтами [102, 103]. Перечисленные вулканические серии в островных дугах распределены зонально — в непосредственной близости к глубоководному желобу располагаются малоглубинные толеиты, а на удалении в сторону континента более глубинные известково-щелочные и щелочные базальты. При этом вкрест простираения островных дуг с увеличением глубины зоны Беньофа и глубины генерации магм в последних закономерно увеличиваются содержания калия, Rb, Zr, TR и некоторых других литофильных элементов. Близкий тип зональности обнаруживают и уральские базальтоидные и андезитовидные формации гранитоидов, причем элементы такой зональности устанавливаются с запада на восток как в составе эвгеосинклинальных прогибов, так и сиалических поднятий. Примером первых является Войкарский вулканоплутонический пояс Полярного Урала [183], где хорошо проявлена зональность магматических продуктов, выраженная в закономерной смене петро- и геохимических типов серий магматических пород, с возрастанием с запада на восток их щелочности и ростом содержаний в них K, Rb, Sr, Ba и TR.

В Восточно-Уральском поднятии элементы такой зональности проявляются в увеличении щелочности андезитовидных формаций с запада на восток со сменой более ранних диорит-плагиогранитных серий более поздними субщелочными диорит-гранитными и монцодиорит-гранитными сериями.

На Урале четко выражены и вертикальные ряды гранитоидных формаций. Они характеризуются закономерной сменой во времени (в одних и тех же структурно-формационных зонах) различных типов гранитоидного магматизма, синхронных различным этапам и стадиям развития Уральского подвижного пояса. В отношении эвгеосинклинальных базальтоидных гранитоидов такая направленность развития предусматривается и схемой Г.Б. Ферштатера [155] — в закономерной смене ранних толеитовых габбро-плагиогранитных серий более поздними габбро-гранитными и габбро-сиенитовыми. Аналогичная эволюция, вероятно, должна иметь место и для гранитоидов андезитовидного ряда, со сменой ранних диорит-плагиогранитных серий более поздними диорит-гранитными и монцодиорит-гранитными. Элементы сходной вертикальной зональности имеют место и в составе орогенных плутонических гранитоидов — со сменой ранних плагиогранитных серий более поздними мигматит-гранитными и гранитными. По-видимому, подобное увеличение щелочности магматитов от ранних к поздним формациям связано с увеличением глубины выплавления магм, которая возрастает в процессе эволюции подвижных зон параллельно с увеличением мощности и степени зрелости земной коры.

Выделение и разграничение вертикальных рядов гранитоидных формаций на Урале в ряде случаев встречается с серьезными трудностями, так как часто отмечается наложение различных фор-

мационных типов гранитоидов друг на друга. Это особенно характерно для Восточно-Уральского, Восточно-Мугоджарского и Зауральского поднятий (Верхисетский, Челябинский, Домбаровский и др. массивы), где гранитоидный магматизм начинается с малокалиевых андезитовидных диорит-плагิโอгранитных серий и сменяется во времени диорит-гранитными сериями с возрастающим содержанием калия, а затем орогенными и посторогенными гранитоидами гранитного и адаметлит-гранитного формационных типов.

С учетом изложенных выше замечаний по схемам формационно-фациального расчленения гранитоидов Урала нами предлагается свой вариант схемы (табл. 7), согласно которой и дается интерпретация данных по особенностям геохимии летучих (F и Cl) в гранитоидах Урала. В качестве главных критериев формационного расчленения гранитоидов Урала приняты последовательность формирования гранитоидных формаций, соответствующая определенным этапам и стадиям развития Уральского подвижного пояса, геотектонический режим и тип коры. Выделено пять ведущих ассоциаций гранитоидов Урала: две эвгеосинклинальные на коре островодужного и континентального типа; орогенная и посторогенная, завершающие формирование Уральской складчатой системы в блоках с континентальным типом строения земной коры; догеосинклинальная (платформенная), характерная для блоков с древней континентальной корой, особенно в миогеосинклинальной области западного склона Урала. За единицы второго и третьего порядков приняты выделенные Г.Б. Ферштатером. [155, 157] формационные типы и конкретные формации гранитоидов Урала. Ниже приводятся основные характеристики выделенных формационных типов и конкретных гранитоидов Урала, позволяющие лучше понять особенности геохимии галогенов в породах и минералах.

Гранитоиды габбро-гранитного формационного типа в составе эвгеосинклинальной ассоциации в основном приурочены к базитовым эвгеосинклинальным зонам (см. табл. 7). На ранней стадии развития этих зон формируются преимущественно натриевые габбро-плагิโอгранитные серии, на более поздних — калий-натриевые габбро-гранитные и габбро-сиенитовые. Гранитоиды этих серий наиболее близко соответствуют гранитоидам габбровой формации — базальтоидным в более ранних схемах расчленения уральских гранитоидов [172, 136, 51, 114, 115].

Габбро-плагิโอгранитная формация объединяет серии раннеэвгеосинклинальной стадии, производные примитивных толеитовых базальтов, и часто ассоциирует с габбро-гипербазитовыми комплексами. Массивы формации имеют, как правило, небольшие размеры и в наиболее типичном виде развиты в зоне Главного Уральского глубинного разлома и в прилегающих к ней участках эвгеосинклинальных прогибов. Все породы серии характеризуются минимальными содержаниями K_2O (до 0,5%) и литофильных редких элементов Rb, Sr, Ba, La, Ce. Формация, вероятно, комагматична эффузивам контрастной диабаз-альбитофировой формации. Последняя, как известно, является колчеданосной. Типичными районами распро-

Таблица 7

Схема формационных типов гранитоидов Урала

Ассоциация	Формационный тип	Формация, тип серий	Геолого-тектоническая позиция, этапы и стадии развития
1	2	3	4
I Посторогенная на коре континентального типа	Адамеллит-гранитный Габбро-гранитный (базальтоидный)	1. Гранит-лейкогранитная	Посторогенная стадия развития зон с развитым складчатым основанием
		2. Адамеллит-гранитная	Эпоха тектоно-магматической активизации
		3. Габбро(?)-диорит-гранитная	
II Орогенная, плутоническая на коре континентального типа	Гранитный (палингенный)	4. Гранитная	Синорогенная стадия, сопровождаемая альпийской складчатостью и метаморфизмом зон с древним складчатым основанием
		5. Мигматит-гранитная	
		6. Плагιοгранитная	
III Эвгеосинклинальная(?) на коре континентального типа	Тоналит-гранодиоритовый (андезитоидный)	7. Монцодиорит-гранитная	Ранне-позднеевгеосинклинальные стадии развития зон с древним складчатым или гетерогенным основанием.
		8. Диорит-гранитная	Красевые зоны сиалических поднятий, наложенные вулканогенные пояса внутри поднятий
		9. Диорит-плагιοгранитная	
IV Эвгеосинклинальная на коре островодужного типа	Тоналит-гранодиоритовый (андезитоидный)	10. Монцодиорит-гранитная	Ранне-позднеевгеосинклинальные стадии развития красевых зон базитовых эвгеосинклиналей; габбро-гипербазитовые комплексы.
		11. Диорит-гранитная	
		12. Диорит-плагιοгранитная	
	Габбро-гранитный (базальтоидный)	13. Габбро-сиенитовая	Позднеевгеосинклинальная стадия развития вулканогенных базитовых эвгеосинклиналей. Центральные части зон.
		14. Габбро-гранитная	
		15. Габбро-плагιοгранитная	Раннеевгеосинклинальная стадия развития вулканогенных базитовых эвгеосинклиналей, габброгипербазитовые комплексы

Фации глубинности	Исходная магма	Соотношение Na и K	Тип по месту генерации	Номера массивов в соответствии с приложением к рис. 4, 5
6	7	8	9	10
Гип- и мезоабиссальная	Риолитовая, дацитовая	Калиевая, калий-натриевая	Коровая	27, 40, 44, 56, 68, 75, 76, 77, 83, 84, 93
	Базальтовая	Калий-натриевая	Мантийная, мантийно-коровая	16, 172, 178, 183
Абиссальная и мезоабиссальная	Гранитная (плагιοгранитная), палингенная	Калий-натриевая	Коровая	26, 37, 43, 55, 64, 65, 66, 92, 101, 102, 110, 121, 133, 152, 165, 166, 170, 171, 182
		Малокалиевая		7, 10, 12, 13, 25, 36, 58, 87, 90, 97, 100
		Натриевая		5, 19, 58, 53, 54, 57, 71, 87, 176
Мезоабиссальная	Латитовая, трахиандезитовая	Калиевая, калий-натриевая	Коровая, мантийно-коровая	60, 62, 63, 67, 74, 104, 131, 103
	Андезитовая			41, 47, 48, 82, 94, 99, 134
		Малокалиевая, натриевая		41, 32, 38, 98, 48, 105, 135, 164
Гип- и мезоабиссальная	Трахиандезитовая	Калиевая, калий-натриевая	Мантийно-коровая, мантийная	120
	Андезитовая			39, 35, 29, 1, 4, 6, 45, 107, 163
		Малокалиевая, натриевая		1, 46, 23, 119, 151
Гипабиссальная	Щелочно-базальтовая			24, 28
	Базальтовая, известково-щелочная	Калий-натриевая	Мантийная	3, 17, 19, 20, 21, 108, 109, 116, 117, 118, 124, 126, 127, 130, 139, 149, 150
	Базальтовая, толеитовая	Малокалиевая, натриевая		2, 3, 30

Таблица 7 (окончание)

1	2	3	4	5
V	Догесинклинальная, платформенная на коре континентального типа	Габбро-гранитный (базальтоидный)	16. Габбро-гранитная 17. Габбро-сиенит-гранитная (рапакиви)	Стадия тектоно-магматической активизации зон с древним складчатым основанием.
		Гранитный, тоналит-гранодиоритовый (ультраметаморфогенный)	18. Мигматит-гранитная 19. Эндербит-чарнокитовая	Ареальные докембрийские гнейсово-мигматитовые комплексы западного и восточного склона Урала

странения габбро-плагиогранитной формации являются Тагильская и Щучинская эвгеосинклинальные зоны. В Тагильской зоне контрастная габбро-плагиогранитная формация распространена в юго-восточной части крупного Тагильского массива (район г. Верхнего Тагила и пос. Карпушиха). Представлена она двумя преобладающими типами пород: более ранними мелкозернистыми габбро-диабазами и поздними жильными плагиогранодиоритами и плагиогранитами. Вмещающими породами являются габброиды платиноносного пояса, а также эффузивы диабиз-спилит-альбитофировой формации раннего—среднего ландовери. В Щучинской эвгеосинклинальной зоне к габбро-плагиогранитной формации отнесены два разновозрастных интрузивных комплекса [52, 53]: ранний, верхнесилурийско-нижнедевонский хоймпэйский, расположенный в западной части синклиория, и юнъягинской средне-верхнедевонский, смещенный в его более восточные и центральные части. Они несколько различаются содержаниями калия и стронция, возрастающими от раннего комплекса к более позднему. Кроме того, с юнъягинским габбро-плагиогранитным комплексом пространственно ассоциируют небольшие скарновые месторождения железа.

Габбро-гранитная формация объединяет серии позднегеосинклинальной стадии, производные известково-щелочной базальтовой магмы. Массивы этой формации тяготеют к центральным частям эвгеосинклинальных зон, отражая пространственную и возрастную эволюцию базальтоидного магматизма. Как и в рассмотренной выше габбро-плагиогранитной формации, здесь выделяются серии, варьирующие по содержанию калия и сумм щелочных металлов, что позволяет выделять малокалиевые и калий-натриевые габбро-гранитные серии. Типичным районом распространения последних является Магнитогорская эвгеосинклинальная зона. Становление массивов в этой зоне [133] начинается с внедрения габброидов, которые интрузируют вдоль зон разрывных нарушений, образуя вытянутые трещинные штоки или силловые залежи, сложенные мелко-

6	7	8	9	10
Гипабиссальная	Базальтовая, щелочно-базальтовая	Калий-натриевая	Мантийная, мантийно-коровая	8, 14, 80, 78
Абиссальная	Гранитная, палингенная Тоналитовая, гранодиоритовая, ультраметаморфогенная	Калий-натриевая, натриевая	Коровая, мантийно-коровая	71, 79, 81, 85, 73, 85, 33

зернистыми габбро-диабазами или габбро-диоритами. Эти габброиды комагматичны нижнекаменноугольным основным эффузивам. Гранитоиды габбро-гранитной формации имеют малую вертикальную мощность и во всех случаях на глубине подстилаются габброидами [2]. По особенностям химического состава и времени образования они комагматичны средне-верхневизейским риолитовым порфирам кизильской свиты [156].

Габбро-сиенитовая формация наиболее широко развита в Тагильской эвгеосинклинальной зоне. Она комагматична вулканитам базальт-трахитовой формации и завершает развитие силур-девонского магматизма.

С гранитоидами габбро-гранитной и габбро-сиенитовой формаций на Урале связаны наиболее крупные скарново-магнетитовые месторождения.

Тоналит-гранодиоритовый формационный тип выделяется в составе двух эвгеосинклинальных ассоциаций, характеризующихся особенностями геотектонического режима формирования и размещения в различных структурно-формационных зонах Урала с различным типом их глубинного строения (см. табл. 7). В соответствии с этим выделяются формации, в дальнейшем именуемые "островодужными" и размещенные в эвгеосинклинальных зонах с корой островодужного типа и "континентальными" — в составе геоантиклинальных поднятий с корой континентального типа или с гетерогенным (переходным) типом строения земной коры [57]. Эти формации образуют закономерный ряд, отражающий последовательность и общую эволюцию состава (щелочности) андезитоидного магматизма — от более ранних преимущественно натриевых серий к более поздним калий-натриевым. Эти ряды, по-видимому, характеризуют полный цикл андезитоидного магматизма в условиях различных по глубинному строению структурно-формационных зон Урала.

Тоналит-гранодиоритовые формации, производные "островодужных" андезитов, обнаруживают наибольшую близость к типичным

габбро-гранитным эвгеосинклинальным формациям. Это позволяет ряду исследователей с учетом некоторых геохимических особенностей последних высказывать предположения об их базальтоидном происхождении и выделять в рамках единого габбро-гранитного формационного типа [155]. Однако не исключено, что гранитоиды данной формации являются продуктами выплавки из коры смешанного типа на стыке прогибов и поднятий. Об этом свидетельствует тот факт, что тоналит-гранодиоритовые формации островодужного ряда пользуются наибольшим развитием в краевых частях эвгеосинклинальных базитовых прогибов.

При этом одни из них отчетливо тяготеют к западным границам эвгеосинклинальных зон, особенно к габбро-гипербазитовым комплексам зоны Главного Уральского глубинного разлома (Тагильский, Войкаро-Сыньинский и Щучинский прогибы); другие, как это имеет место в случае Магнитогорского прогиба, явно приурочены к восточным его границам. Калий-натриевая иорит—плагиогранитная формация отвечает ранним, а калий-натриевые диорит-гранитная и монцодиорит-гранитная более поздним стадиям развития этих зон.

Наиболее полные типовые формации "островодужного ряда" — диорит-плагиогранитная и диорит-гранитная, представлены крупными массивами и комплексами Полярного и Среднего Урала. На Полярном Урале в пределах Войкаро-Сыньинского прогиба выделены два последовательно формирующихся комплекса [52]: более ранний малокальцевый диорит-плагиогранитный и более поздний калий-натриевый диорит-гранитный (конгорский).

На Среднем Урале в Тагильском массиве также выделяются две близкие по составу формации: более ранняя—диорит-плагиогранитная и более поздняя—диорит-гранитная. Первая образует ряд довольно крупных интрузивных тел гор Липовая и Косогор и у пос. Левиха; вторая представлена небольшими интрузивными телами гор Юрьевский и Околейский камни. На западе эти формации контактируют с габброидами платиноносного пояса и с мелкозернистым полосчатым роговиковым комплексом, а на востоке прорывают зеленокаменно-измененные вулканогенные эвгеосинклинальные толщи. Близкие серии выделяются и в Восточно-Уральском прогибе в составе Рефтинского массива [135]. Габбро-диорит-плагиогранитная (рефтинская) серия занимает здесь большую часть Рефтинского массива и комагматична с близкими ей по составу силурийско-раннедевонскими эффузивами. Она представлена непрерывным рядом пород от габбро до плагиогранитов с преобладанием габбро-диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранодиоритов. Габбро-диорит-гранитная (некрасовская) серия образует несколько самостоятельных массивов (Некрасовский, Артемовский и другие) и имеет позднеэффельский возраст. Она также характеризуется непрерывным типом дифференциации и сопровождается бедной минерализацией медно-порфирового типа.

Для тоналит-гранодиоритовых формаций "островодужного" ряда характерен известково-щелочной или промежуточный тренд диффе-

ренциации и незавершенный тип эволюции с широким развитием тоналитов и гранодиоритов и незначительным количеством гранитов и плагиогранитов [158]. Последние обычно присутствуют в виде небольших жильных тел и концентрируются в апикальных частях массивов. Наряду с постепенными переходами встречаются и фазовые взаимоотношения между гранитоидами, слагающими плутоны. При этом внедрение пород разного состава обычно происходит в гомодромной последовательности. Повышенная известковистость поздних лейкократовых членов — одна из характерных особенностей непрерывно дифференцированных серий. Вулканогенные аналоги рассматриваемых гранитоидов также относятся к непрерывно дифференцированным андезито-базальт-дацитовым формациям.

Тоналит-гранодиоритовые формации, производные "континентальных" андезитов, слагают протяженные субмеридиональные пояса, фиксирующие границы палеоблоков с корой континентального типа. Большая часть из них развита в пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий, где они находятся в единой структурно-формационной зоне с более поздними плутоническими палингенными гранитами и сопровождающими их метаморфическими комплексами амфиболитовой фации.

Преобладающими типами пород в составе рассматриваемых серий являются тоналиты и гранодиориты, отвечающие главной фазе становления массивов. Диориты в большинстве случаев встречаются в виде ксенолитов. Среди кислых членов серий преобладают плагиограниты, что придает натриевый характер многим тоналит-гранодиоритовым массивам (Верхисетскому, Мариновскому, и др.). Кроме того, известны и типичные калий-натриевые массивы, относящиеся к диорит-гранитной (Шарташский, Каменский, Нижне-Сарнарский, Челябинский и др.) и монцодиорит-гранитной (Степнинский, Петуховский, Шабуровский и др.) формациям. Последние в Восточно-Уральском поднятии образуют наложенные вулканические пояса в виде субмеридиональных цепочек кольцевых массивов повышенной щелочности. Некоторые массивы монцодиорит-гранитной формации (Степнинский) прорваны кольцевыми и полукольцевыми телами более молодых посторогенных гранитоидов гранит-лейкогранитной формации.

Тоналит-гранодиоритовые массивы "континентального" ряда, как и "островодужные", принадлежат к непрерывно дифференцированным сериям. С ними ассоциируют золоторудные месторождения, большая часть которых тесно связана с наиболее кислыми породами (плагиогранитами). Основная масса массивов диорит-гранитной и диорит-плагиогранитной формаций локализована в мезозоне, поэтому вокруг некоторых из них (Верхисетский, Шарташский и др. массивы) наблюдаются обширные ореолы контактового метаморфизма роговообманково-роговиковой фации. Однако там, где эти массивы попадают в зону водного гранитного плутонизма, они сами подвержены метаморфическим преобразованиям и нередко превращены в биотитовые и биотит-амфиболовые гранито-гнейсы. Несмотря на тесную пространственную совмещенность продуктов тоналит-грано-

диоритового (андезитоидного) и орогенного палингенного гранитоидного магматизма между ними наблюдается значительный возрастной разрыв. Они разделены эпохой складчатости и регионального метаморфизма, в связи с чем породы тоналит-гранодиоритового ряда часто неоднократно преобразованы и гранитизированы с широким распространением признаков и продуктов метаморфической дифференциации и анатексиса [157]. Во всех схемах расчленения тоналит-гранодиоритовые серии этого типа выделялись в более ранний интрузивный комплекс по сравнению с гранитным формационным типом. Поздние граниты в этих массивах образуют типичную для гранитного формационного типа плутоническую серию и обладают всеми петрографическими особенностями последней. Это, по-видимому, определяется тем, что "континентальные" тоналит-гранодиоритовые серии, в отличие от "островодужных", формируются в сложных динамических условиях, когда эпоха преобладающих растяжений, характерная собственно для эвгеосинклинального режима развития, сменяется условиями тектонического сжатия, интенсивность которого нарастает во времени [57]. Происходит затухание вулканических извержений, характерных для эвгеосинклинальной стадии развития Урала, и переход сначала к мезоабиссальному континентальному андезитоидному магматизму, возможно, фиксирующему зоны палеосубдукции на Урале на границах прогибов и поднятий (в первую очередь на границе Магнитогорского прогиба и Восточно-Уральского поднятия), а затем и к интенсивному проявлению прогрессивного более глубинного метаморфизма и гранитизации, сопровождающихся образованием гранито-гнейсовых комплексов и крупных гранитных плутонов, связанных уже с инверсионной стадией орогенного геотектонического режима. На более поздних этапах здесь же формируются типично посторогенные малоглубинные формации гранитоидов, отвечающие уже тектоно-магматической активизации блоков с новообразованной верхнепалеозойской континентальной корой.

Гранитный формационный тип в составе орогенной плутонической ассоциации включает три последовательные формации гранитоидов: плагиогранитную, мигматит-гранитную и гранитную, которые характеризуют полный цикл синорогенного палингенного гранитообразования на Урале (см. табл. 7). Главными представителями гранитной формации являются верхнепалеозойские граниты Восточно-Уральского поднятия. Среднепалеозойские граниты этого типа наиболее широко развиты в Восточно-Мугоджарском поднятии (есекжалский комплекс по В.Д. Старкову и Н.Д. Знаменскому) [141]. Эти типы плутонических гранитоидов соответствуют двум наиболее крупным эпохам планетарного водного гранитного магматизма, завершающих соответственно герцинский и каледонский этапы орогенеза.

Формирование позднепалеозойской гранитной формации на Среднем Урале приурочено к специфической структурно-формационной зоне Восточно-Уральского поднятия, амагматичной в течение всего палеозойского цикла и сложенной исключительно осадочными породами. По данным геофизики эта зона характеризуется максимальной мощностью гранито-гнейсового слоя. В региональном поле

силы тяжести массивам гранитоидов этой формации отвечают максимальные по значению отрицательные аномалии. Гранитоиды этой формации очень устойчивы по составу и характеризуются относительно слабой степенью дифференциации. Их дискретность выражена в обособлении структурных разновидностей пород: среднекрупнозернистые порфиroidные граниты главной фазы прорываются близкими им по составу мелкозернистыми гранитами. В небольшом объеме отмечаются и более основные породы — гранодиориты и адаметлиты. Предполагается, что магма таких гранитоидов котектическая и генерируется внутри коры при высоком давлении воды и пониженных температурах, в связи с чем этот тип гранитов не сопровождается эффузивными комагматами. Продуктивная рудоносность таких гранитоидов очень слабая, преимущественно редкометалльная.

Гранитоиды среднепалеозойской гранитной формации Южного Урала и Мугоджар пространственно тесно ассоциируют с гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами южно-мугоджарской и талдыкской серий позднедокембрийского возраста. Характерными их особенностями являются обилие полосчатых текстур с многочисленными реликтами субстрата, представленными метаморфическими породами амфиболитовой фации, и широкий диапазон литологического состава. Доля гранитоидов повышенной основности (кварцевых диоритов, гранодиоритов, адаметлитов) в этом комплексе составляет около 30%. При этом состав гранитоидов находится в прямой зависимости от состава пород; в амфиболитовых толщах располагаются преимущественно кварцевые диориты и гранодиориты, к гнейсам приурочены в основном гранитные тела [15, 141]. По-видимому, среднепалеозойская (Мугоджары) и верхнепалеозойская (Средний Урал) гранитные формации Урала в существенной степени различаются только составом субстрата. Первые образуются на докембрийском субстрате высоких ступеней метаморфизма, тогда как вторые формируются преимущественно в областях молодой складчатости на палеозойском осадочно-метаморфическом субстрате с исходно низкой степенью его метаморфизма.

В составе плагиигранитной формации Урала могут быть выделены три разновозрастных комплекса, которые отличаются особенностями геолого-структурной позиции. Верхнепалеозойская орогенная плагиигранитная формация Среднего Урала чаще всего приурочена к эффузивно-осадочным толщам с широким распространением эффузивных пород основного состава. Среди таких пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, залегает, например, Урузбаевский массив ильменогорского комплекса. Для ряда полиметаморфических гнейсово-мигматитовых комплексов Восточно-Уральского и Центрально—Уральского поднятий (ильменогорского, уфалейского, сысертского и др.) характерна более древняя (450 млн. лет) инъекционная плагиимигматизация, сопровождающаяся формированием небольших тел магматических плагиигранитов. В этих комплексах проявляется и более поздняя калий-натриевая гранитизация с широким развитием инъекционных мигматитов и гранитов, нередко наложенных на более древние мигматиты. В сысертском и ильменогорском

комплексах появление ранних плагиомигматитов и поздних калий-натриевых мигматитов и гранитов [88] разделено значительным интервалом времени (450 и 250—260 млн. лет). Очаги плагиогранитной магмы, как и палингенной гранитной, имеют, по-видимому, также внутрикоровое происхождение, так как образование плагиогранитов тесно связано с процессами плагиогранитизации и палингенеза в условиях амфиболитовой фации, но с участием пород повышенной основности (амфиболитов, плагиогнейсов и кристаллических сланцев).

В последние годы палингенные плагиогранитоиды, сформированные при анатексисе в условиях амфиболитовой, реже гранулитовой [155], фаций установлены и в составе габбро-гипербазитовых комплексов главных эвгеосинклинальных зон Урала. В Войкаро-Сыньинской зоне к подобным образованиям относится собский комплекс [166, 167]. Близкие по типу ассоциации фиксируются с небольшими перерывами и среди габбро-гипербазитовых комплексов зоны Главного Уральского глубинного разлома вдоль всего западного борта Тагильской зоны. Типичные их представители — лейкодиорит-плагиогранитные серии в составе Кытлымского и Черноисточинского массивов. Исследование вещества этих ранних соскладчатых плагиогранитоидов показало, что они образовались по офиолитовому субстрату. Об этом свидетельствует низкое первичное изотопное отношение стронция в плагиогранитах собского комплекса — 0,7041—0,7047. В то же время по содержанию редкоземельных элементов в породах, апатитах и цирконах — это типичные анатектические образования [166], в которых состав минералов близок таковому метаморфических пород амфиболитовой фации. Радиологический возраст плагиогранитоидов собского и аналогичных образований Тагильской зоны повсюду составляет 430—450 млн. лет, что хорошо согласуется с геологическими данными. Близкий радиологический возраст, как было показано выше, имеют и ранние соскладчатые плагиогранитоиды в составе гнейсово-мигматитовых комплексов Урала, что, по-видимому, указывает на сходный геотектонический режим их формирования. На восточном склоне Урала аналогичные и сопряженные с ними метаморфические образования амфиболитовой ступени, развитые по офиолитовому субстрату, фиксируют рубеж ордовика и силура. Этот рубеж является геохронологическим репером, свидетельствующим о завершении к данному этапу рифтовой океанической стадии развития Уральского подвижного пояса [57]. После образования ранней соскладчатой плагиогранитной формации непосредственно к востоку от нее в зоне эвгеосинклинальных прогибов произошло последовательное становление интрузивных и эффузивных комплексов силура-девонской эвгеосинклинали на значительно гранитизированной к этому времени коре (габбро-гипербазитовом основании), которая по химизму и геофизическим свойствам соответствовала коре островодужного типа [14]. Таким образом, начало силура ознаменовалось тангенциальными движениями противоположного знака. В результате горизонтального растяжения возникли глубинные каналы, давшие доступ мантийным расплавам и флюидам в земную кору. В это время происходит формирование раннегеосинклинальных гипабиссальных габбро-плагиогранитных комплексов и сопутст-

вующих им вулканических ассоциаций, относящихся уже к верхнему структурному этажу палеозоя.

Мигматит-гранитная формация гранитного формационного типа имеет широкое распространение во многих полиметаморфических комплексах западного и восточного склонов Урала. Она представлена мигматитами и ассоциированными с ними мелкими телами гранитов нескольких генетических типов, отвечающих различным формациям и фациям метаморфических пород. Последние по условиям формирования на Урале [63, 57] выделяются в составе ареальных докембрийских комплексов с широким распространением в них метаморфических пород амфиболитовой, с реликтами гранулитовой фаций и в составе зональных комплексов, связанных с развитием Уральской эвгеосинклинали в палеозойское время. Первые образуют выступы древнего кристаллического фундамента Русской платформы на западном склоне Урала в его миогеосинклинальной области (Тараташский, Александровский и др.) или встречаются в виде небольших тектонических блоков — "микроконтинентов" (Селянкинский и др.) или крупных срединных массивов (Восточно-Мугоджарское и Зауральское поднятия) среди метаморфитов новообразованного "гранитного" слоя восточного склона Урала.

Вторые распространены преимущественно в пределах геоантиклинальных поднятий Восточно-Уральского поднятия и чаще всего образуют сравнительно небольшие по площади комплексы (сысертский, ларинский и др.), которые через зоны средне-низкотемпературных бластомилонитов иногда контактируют с блоками древних докембрийских комплексов. Среди ареальных докембрийских полиметаморфических комплексов наибольший интерес представляет тараташский, который претерпел прогрессивный региональный метаморфизм гранулитовой фации (~2,6 млрд. лет), отвечающей алданской фации глубинности ($T = 700\text{—}750^\circ\text{C}$; $P = 8\text{—}10$ кбар), и неоднократный диафорез в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [97].

С этапом гранулитового метаморфизма здесь связано формирование гиперстенсодержащих плагиомигматитов и жильных тел высокоглиноземистых гранитоидов, эндербитов, чарнокитов, а с высокотемпературным диафорезом ($T = 630\text{—}670^\circ\text{C}$, $P = 6\text{—}7$ кбар) — ультраметаморфизм амфиболитовой фации (плагиомигматизация, фельдшпатизация, анатексис), обусловившие сложные взаимоотношения и значительную насыщенность комплекса гранитоидным материалом. Общая последовательность и химическая направленность ультраметаморфических преобразований гранулитовой и амфиболитовой фации однотипны: плагиогранитизация, гранитизация, анатексис. Ультраметаморфизм амфиболитовой фации с региональной плагиомигматизацией и развитием автохтонных массивов плагиогнейсо-гранитов и гнейсо-гранитов широко проявлен и в составе ареальных докембрийских (1,8—2,0 млрд. лет) комплексов (мугоджарский, селянкинский и др.) восточного склона Урала. Плагиомигматиты этих комплексов парагенетически равновесны, а их мобилизаты в большинстве случаев генетически связаны с субстратом.

Для зональных метаморфических комплексов Урала характерна

интенсивная инъекционная плагиомигматизация и формирование небольших по размерам массивов плагиогранитов, приуроченных к периферии этих комплексов. Зональный метаморфизм и плагиогранитизация в этих комплексах часто наложены на формации океанической и раннего этапа островодужной стадий, что подтверждается первичным отношением изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703$) в продуктах плагиогранитизации [88]. Возраст плагиогранитизации и метаморфизма Ильменогорской и шумихинской свит составляет соответственно 466 и 435 млн. лет. Формирование полиметаморфических зональных комплексов окончательно завершается в позднеорогенную стадию развития Урала. С последней связана интенсивная калий-натриевая гранитизация и широкое развитие инъекционных гранитных мигматитов и пегматитов, тесно связанных с крупными массивами гранитоидов гранитного формационного типа. Их отличительной особенностью является типично инъекционная природа, локальное развитие в наиболее высокотемпературных зонах, выдержанность состава, близость по составу и геохимическим особенностям к постоянно связанным с ними интрузивам плагиогранитной или гранитной формации.

Таким образом, присутствие в различных гнейсово-мигматитовых комплексах Урала двух основных генетических типов мигматитов и связанных с ними гранитоидов предопределяет выделение на Урале специфических формаций калий-натриевых мигматитов, одна из которых преимущественно связана с верхнепалеозойской орогенной гранитной формацией Урала, а другая является более древней платформенной и отвечает высокотемпературному диафорезу амфиболитовой фации в составе ареальных первично гранулитовых гнейсово-мигматитовых комплексов Урала. С последней часто ассоциируют и более высокотемпературные гранитоиды гранулитовой фации (тарашский комплекс), представленные эндербит-чарнокитовой формацией. Предполагается, что это производные более высокотемпературных, относительно "сухих" коровых магм, связанных с палингенезом второго главного магмогенерирующего уровня континентальной земной коры (гранулит-базитового). Гранитоиды платформенных формаций: мигматит-гранитной и эндербит-чарнокитовой изучены на Урале весьма слабо, и поэтому до сих пор не решена сама проблема их выделения в составе многих полиметаморфических комплексов Урала.

Посторогенная ассоциация включает гранитоиды адамеллит-гранитного и габбро-гранитного формационных типов (см. табл. 7), которые наиболее характерны для структурно-формационных зон Урала с хорошо развитой континентальной корой. Особенно широко они развиты в Восточно-Мугоджарском поднятии и на Полярном Урале. В первом широко развиты среднепалеозойские посторогенные гранитоиды адамеллит-гранитной и габбро-гранитной формаций, завершающие здесь каледонский тектоно-магматический цикл. В области Восточно-Уральского поднятия отмечаются и позднепалеозойские (варисийские) посторогенные гранитоиды, выделяемые в гранит-лейкогранитную формацию. На Полярном Урале в пределах Центрально-Уральского поднятия широко проявлен комагматизм гранитов этого типа с риолитовыми порфирами, что позволило И.Л. Лучнину [104] выделить

здесь особую раннепалеозойскую гранит-риолитовую формацию, завершающую верхнепротерозойско-кембрийский тектоно-магматический цикл.

Петрологические данные свидетельствуют о довольно низкой температуре образования большинства гранитоидов адамеллит-гранитного формационного типа. Это подтверждается низкими содержаниями Ti в магнетите, высокой степенью упорядоченности калий-натриевых полевых шпатов при сравнительно низкой доле альбитовой составляющей в них и низкими концентрациями иттриевых РЗЭ в цирконах и породах. Совокупность этих признаков сближает данные гранитоиды с типично коровыми образованиями. Об этом свидетельствует и тот хорошо известный факт, что гранитоидные серии адамеллит-гранитного формационного типа характерны для зон с хорошо развитой континентальной корой и обычно отвечают посторогенной стадии их развития. В фемических вулканогенных зонах, заканчивающих свое развитие интрузивами габбро-гранитного формационного типа, массивы адамеллит-гранитного формационного типа, как правило, отсутствуют. Кроме того, во всех зонах Урала адамеллит-гранитному формационному типу предшествует интенсивный водный гранитный плутонизм и высокотемпературный региональный метаморфизм. В то же время по уровню становления гранитоиды адамеллит-гранитного формационного типа полностью отвечают всем необходимым признакам гип-мезоабиссальных образований.

В Восточно-Мугоджарском поднятии в составе посторогенной ассоциации наряду с типично коровой адамеллит-гранитной формацией выделяется особая группа гранитоидных массивов (Борлинский, Бугетсайский и др.), которая по набору слагающих ее пород (габбро-диориты, диориты, сиениты, граносиениты и граниты) и петрохимическим особенностям последних может быть сопоставлена с типичными габбро-гранитными сериями. Это подтверждается и многими геохимическими особенностями — данными по распределению редкоземельных элементов в сосуществующих цирконах и апатитах [89], особенностям геохимии летучих (F и Cl) в апатитах и биотитах и другими, указывающими на ее базальтоидное происхождение. Согласно Т.А. Библиной [15], гранитоиды борлинского комплекса Мугоджар обнаруживают близкую аналогию с эвгеосинклинальными гранитоидами магнитогорского габбро-гранитного комплекса. На специфику состава, структуры и геотектонической позиции последнего обращают внимание В.Д. Старков и Н.Д. Знаменский [181]. Они выделяют гранитоиды этого типа в особый космоласайский вулcano-плутонический комплекс, который характеризует самые ранние этапы тектоно-магматической активизации крайних западных зон Восточно-Мугоджарского поднятия и предшествует внедрению гранитоидов адамеллит-гранитной формации (балаталдыкский комплекс).

Геотектоническая позиция гранитоидов габбро-диорит-гранитной формации Мугоджар позволяет предполагать их пространственную связь с эвгеосинклинальными габбро-гранитными сериями Магнитогорского прогиба, но в специфических условиях формирования на коре континентального типа.

Платформенная ассоциация гранитоидов Урала включает четыре ведущих формации гранитоидов, две из которых тесно связаны с процессами гранитизации в наиболее древних докембрийских гнейсово-мигматитовых комплексах Урала и уже охарактеризованы выше, а две другие — габбро-сиенит-гранитная (рапакиви) и габбро-гранитная характеризуют более поздний среднерифейский этап базальтоидного магматизма. Последние встречаются среди осадочных пород рифея, несогласно перекрывающих метаморфизованный и гранитизированный карельский фундамент, единый для западного склона Урала и Русской платформы. Формирование габбро-гранитных серий в миогеосинклинальной зоне относится к предрифтовому (авлакогенному) субщелочному магматизму различной кремнекислотности. Гранитоиды (Рябиновский массив и др.) часто сопровождаются комагматичными вулканитами. Выделение двух габбро-гранитных формаций произведено на основании петрологических, минералогических и геохимических данных. Одна из них более щелочная, с нефелиновыми сиенитами и гранитами (Бердяшский массив), другая — вулканоплутоническая (Рябиновский массив и др.), комагматичная с вмещающими вулканитами базальт-риолитового состава (машакская и кувашская свиты). В последние годы получены изотопные данные, свидетельствующие о базальтоидной, мантийной природе гранитоидов и нефелиновых сиенитов Бердяшского массива. Металлогеническая специализация среднерифейских габбро-гранитных серий Урала пока не ясна, хотя для них характерны повышенные концентрации TR, Zr, Ta, Nb и других литофильных элементов.

Заканчивая на этом краткую характеристику формационно-фациальных типов гранитоидов Урала, необходимо отметить, что в предложенной схеме (см. табл. 7) впервые выделены типы магм и формаций по предполагаемому месту их генерации с подразделением на мантийные, мантийно-коровые и коровые. Выделение мантийных гранитоидов определяется тем, что это производные относительно высокотемпературных магм, температуры ликвидуса которых указывают на подкоровое мантийное происхождение, а близость составов к сухим котектикам низких давлений [173, 174] свидетельствует об образовании хотя и на больших глубинах, но в условиях растяжения.

Другими критериями мантийных гранитоидов являются: тесная пространственная и генетическая связь габброидов и гранитоидов, наличие эффузивных комагматов близкого состава, наличие порфировидных фаций эффузивного облика, корреляция состава габброидов и гранитоидов по содержанию и соотношению калия, натрия, кальция и элементов-примесей (Sr, Rb, TR и др.), данные по изотопам Sr, повышенные количества акцессорного магнетита, повышенные содержания в магнетите титана и ванадия, неравновесность состава, которая объясняется значительным градиентом температур и быстрым охлаждением расплавов в приповерхностных условиях. Напротив, критериями для выделения коровых гранитоидов являются: связь массивов с зонами регионального метаморфизма гранулитовой или амфиболитовой фаций (предполагаемых областей корового магнообразования), повышенные содержания в породах граната, ильменита, низкое содер-

жание Ti в магнетите, повышенная глиноземистость биотита, высокая степень равновесности минерального состава, высокая степень упорядоченности калий-натриевых полевых шпатов при сравнительно низкой доле альбитовой составляющей.

Перечисленные признаки и другие петрологические особенности свидетельствуют о том, что магма этих гранитоидов генерируется внутри коры как котектическая при высоком давлении воды и пониженных температурах. Эти магмы кристаллизуются вблизи места своего зарождения, формируя автохтонные или параавтохтонные массивы. Как правило, коровый гранитоидный магматизм протекает в условиях сжатия на орогенной стадии развития складчатых систем и сопровождается региональным метаморфизмом амфиболитовой или гранулитовой фаций.

Мантийно-коровая природа (андезитоидного) тоналит-гранодиоритового магматизма определяется его геотектонической позицией, приуроченностью к краевым частям эвгеосинклинальных базитовых зон, к зонам их сочленения с сиалическими поднятиями, где, по-видимому, в наибольшей степени сказывается влияние сиалической "гранито-гнейсовой" коры. В западной части Восточно-Уральского поднятия они, вероятно, трассируют зону древней субдукции Уральского подвижного пояса, при пододвигании блоков с океанической базитовой корой под древнюю континентальную [57]. Этим, в значительной степени, видимо, обусловлено сочетание в составе многих крупных массивов Восточно-Уральского поднятия (Верхисетском, Бутакском и др.) продуктов более раннего типично андезиитоидного и более позднего корового анатектического гранитообразования [19, 89]. Мантийно-коровые гранитоиды характеризуются промежуточными индикаторными признаками, о чем свидетельствует, например, степень равновесности минерального состава, так как в них наряду с неравновесными парагенезисами отмечаются и отчетливо равновесные.

При выделении мантийных и коровых типов гранитоидов были использованы и некоторые новые минералого-геохимические признаки, основанные на особенностях распределения РЗЭ в породах, а также в сосуществующих цирксонах и апатитах. Мантийные гранитоиды характеризуются наиболее высокими концентрациями Yb, Y и других иттриевых РЗЭ в цирксонах и породах, мантийно-коровые — промежуточными, а коровые — минимальными [98]. Кроме того, "водные" минералы мантийных гранитоидов имеют высокие содержания Cl, а в коровых — Cl отсутствует. Близкие генетические типы гранитоидов выделяются и в других схемах [146]. Так, эвгеосинклинальная габбро-плагиогранитная формация Урала, по-видимому, близко соответствует геохимическому типу плагиогранитов толеитового ряда, для которых характерны приуроченность к офиолитовым комплексам, пространственная сопряженность с основными и ультраосновными породами, а также чрезвычайно низкие концентрации калия (до 0,3%), летучих (фтора и хлора), литофильных редких элементов (Rb, Li, Be, Ta, Nb, Pb), некоторых элементов семейства железа (Cu, Ni, Co) при высоких содержаниях Sr, Ba.

Андезиитоидные тоналит-гранодиоритовые формации Урала близки к геохимическому типу гранитоидов андезитового ряда, а монцодиорит-

гранитные формации -- к геохимическому типу гранитоидов латитового ряда, выделяющихся высокими содержаниями Ba, Sr, TR, F, В и некоторых других некогерентных рудных и редких элементов. В связи с тем, что данный геохимический тип гранитоидов играет важную роль в металлогении некоторых районов Сибири и Дальнего Востока (полиметаллическое, золоторудное и молибденовое оруденение), их дальнейшее изучение и выделение на Урале имеет важное научное и практическое значение.

Среднепалеозойская (Мугоджары) и верхнепалеозойская (Средний Урал) гранитные формации Урала могут быть сопоставлены с различными геохимическими типами палингенных гранитоидов, по Л.В. Таусону [146]: верхнепалеозойская гранитная формация Урала — с палингенными гранитоидами известково-щелочного ряда, а среднепалеозойская гранитная формация Мугоджар — палингенными гранитоидами щелочного ряда. Первые образуются преимущественно в областях молодой складчатости на осадочно-метаморфическом субстрате с исходно низкой степенью регионального метаморфизма, что обеспечивает присутствие в исходных магмах значительных количеств летучих, прежде всего воды и фтора, тогда как вторые возникают на субстрате высоких ступеней метаморфизма и характеризуются повышенными концентрациями Ba, Sr, Zr, Nb и пониженными фтора и воды, что рассматривается как обедненность этих палингенных магм летучими вообще и водой в особенности. Геохимические типы палингенных гранитоидов различаются и по особенностям ассоциирующих с ними более поздних редкометальных гранитов: с палингенными гранитоидами известково-щелочного ряда связаны плюмазитовые редкометальные лейкограниты, специализированные Rb, F, Sn, W, Ta, Nb, а с палингенными гранитоидами щелочного ряда — редкометальные граниты щелочного ряда, специализированные главным образом на W и Mo. Аналоги рассматриваемых редкометальных гранитоидов имеются и на Урале, это соответственно гранит-лейкогранитная (Средний Урал) и адемит-гранитная (Мугоджары) формации адемит-гранитного формационного типа. Дальнейшее их изучение и выделение на Урале имеет важное металлогеническое значение, особенно выделение плюмазитовых редкометальных лейкогранитов, характеризующихся наиболее высокой продуктивной рудоносностью на редкие металлы.

Платформенные эндербит-чарнокитовая и мигматит-гранитная формации Урала близки геохимическому типу ультраметаморфических гранитоидов.

СОДЕРЖАНИЕ ФТОРА И ХЛОРА В ГРАНИТОИДАХ

Многочисленные (около 600 анализов) определения F в гранитоидах Урала выполнены химическим методом в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР (аналитики Н.Н. Дурнева, С.В. Березикова). Вариации его содержаний составляют от 0,01 до 0,5% (табл. 8).

В известково-щелочных сериях гранитоидов Урала повышенными содержаниями F характеризуются основные и средние разности пород (кварцевые диориты, гранодиориты и граносиениты), а понижен-

Таблица 8

Содержания фтора и хлора (в вес. %) в гранитоидах Урала

Массив	Порода	Число проб	Фтор		Хлор	
			пределы	среднее	пределы	среднее
1	2	3	4	5	6	7
<i>1. Гранит-лейкогранитная формация</i>						
Луковский	Лейкократовые граниты	10	0,01—0,10	0,06		
Соколовский	Бiotитовые и двуслюдяные граниты	23	0,04—0,22	0,12		
Малышевский	Гранодиориты	—	—	0,14		
	Граниты	3	0—0,09	0,05		
Зенковский	Лейкократовые граниты	4	0,01—0,06	0,04		
Головыринский	Граносиениты	2	0,10—0,14	0,12		
Ипатовский	Граниты аляски- титовые	8	0,03—0,10	0,07		
Южно-Конев- ский	Гранодиориты	6	0,10—0,28	0,24		
	Аляскиты	3	0,05—0,06	0,06		
Игишанский	Мелкозернистые граниты	4	0,06—0,11	0,08		
Акакульский	Двуслюдяные граниты	5	0,01—0,06	0,03		
Сабанайский	Лейкократовые граниты	6	0,01—0,02	0,02		
Султаевский	Крупнозернистые граниты	4	0,05—0,08	0,06		
	Мелкозернистые граниты	3	0,03—0,06	0,03		
Кременкуль- ский	Лейкократовые граниты	4	0,03—0,12	0,08		
Башкирово- дольский	То же	7	0,03—0,05	0,04		
	Грейзенизиро- ванные граниты	12	0,05—0,14	0,08		
<i>2. Адамеллит-гранитная формация</i>						
Шотинский	Лейкограниты	6	0,01—0,1	0,07		
Ацисайский	Кварцевые диориты	3	0,01—0,03	0,02		
	Бiotитовые граниты	18	0,01—0,07	0,01		
	Грейзенизиро- ванные граниты	7	0,05—0,12	0,07		
Кайрактинский	Гранодиориты	6	0,01—0,05	0,03	0,01—0,03	0,01
	Лейкограниты	11	0,01—0,06	0,02	0,01—0,03	0,02
<i>3. Посторогенная габбро-диорит-гранитная формация Восточно-Мугоджарского поднятия</i>						
Борлинский	Диориты	8	0,01—0,22	0,07	0,01—0,11	0,03
	Лейкограниты	3	0,01—0,04	0,03		

Таблица 8 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Балаталдыкский	Гранодиориты	3	0,05—0,07	0,06		
	Граниты	7	0,01—0,07	0,04		
<i>4. Гранитная формация Восточно-Уральского поднятия</i>						
Гаевский	Диориты	1		0,06		0,006
	Биотитовые граниты	12	0,02—0,06	0,03	0—0,006	0,003
	Лейкократовые граниты	7	0,005—0,03	0,02	0—0,002	0,001
Мурзинский	Биотитовые граниты	15	0,03—0,12	0,08		
	Двуслюдяные граниты	9	0,02—0,10	0,06		
	Лейкократовые граниты	7	0,01—0,08	0,04		
Адуйский	Биотитовые граниты	10	0,02—0,11	0,07		
	Двуслюдяные граниты	7	0,01—0,12	0,07		
	Пегматоидные граниты	11	0,05—0,10	0,06		
	Пегматиты	10	0—0,08	0,05		
Карасьевский	Аплиты	4	0—0,09	0,04		
	Двуслюдяные граниты	8	0,05—0,09	0,06		
Пьянковский	То же	6	0,05—0,09	0,06		
Санарский	Биотитовые граниты	7	0,02—0,09	0,04		
	Двуслюдяные граниты	5	0,02—0,17	0,06		
	Мусковитовые граниты	4	0,01—0,08	0,04		
Чесменский	Биотитовые граниты	3	0,02—0,09	0,05	0—0,008	0,003
Джабыкский	То же	3	0,03—0,06	0,04	Следы—0,0019	0,096
Кацбахский	"	6	0,04—0,06	0,05		
	Двуслюдяные граниты	4	0,01—0,05	0,04		
	Грейзенизированные граниты	3	0,06—0,16	0,11		
<i>5. Мигматит-гранитная формация</i>						
Сысертский	Граниты	7	0,01—0,12	0,04		
Мурзинский	Гнейсо-граниты	4	0,04—0,08	0,07		
	Биотитовые граниты	6	0,01—0,05	0,04		
Кисегачский	Гнейсо-граниты	3	0,02—0,07	0,04	0,009—0,013	0,01
Чашковский	Мигматиты	1		0,05		0,007
Варламовский	Граниты гнейсо-видные	29	0,01—0,08	0,04	Следы—0,01	0,005

Таблица 8 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
<i>5. Мигматит-гранитная формация</i>						
Борисовский	Граниты двуслю- дяные	1		0,02		Следы
Демаринский	Граниты биоти- товые	1		0,02		0,006
<i>6. Плаггиогранитная формация габбро-гипербазитовых массивов</i>						
Кытлымский	Кварцевые дио- риты	1		0,01		
	Плаггиограниты	2		0,01		
<i>7. Монцодиорит-гранитная формация "континентального" ряда</i>						
Аргазинский	Гранодиориты	3	0,16—0,25	0,20	0,02—0,04	0,04
	Граниты	2	0,01—0,04	0,03	0,0—0,01	0,01
Степнинский	Сиенито-диориты	4	0,06—0,20	0,12	0,004—0,04	0,02
	Гранодиориты	3	0,02—0,09	0,06	0,001—0,04	0,02
	Биотитовые гра- ниты	6	0,01—0,08	0,04	0,001—0,007	0,004
Черноборский	То же	8	0,01—0,05	0,03		
	Лейкограниты	5	0,01—0,02	0,01		
<i>8. Диорит-гранитная формация "континентального" ряда</i>						
Верхисетский	Кварцевые дио- риты	4	0,05—0,10	0,08	0—0,015	0,012
	Гранодиориты	3	0,04—0,07	0,06	0—0,005	0,003
	Амфибол-биоти- товые граниты	3	0,04—0,05	0,04	0—0,005	0,003
	Биотитовые гра- ниты	4	0,01—0,04	0,02	0,001—0,003	0,002
Каменский	Кварцевые дио- риты	2	0,08—0,10	0,09		
	Гранодиориты	2	0,06—0,08	0,07		
	Биотитовые гра- ниты	3	0,05—0,07	0,05		
	Лейкократовые граниты	5	0—0,05	0,01		
Сыростанский	Кварцевый дио- рит			0,07		0,009
	Гранодиориты			0,05		0,001
	Адамеллиты			0,04		0,007
	Граниты			0,02		0,003
Челябинский	Гранодиориты	2	0,06—0,14	0,10	0,004—0,007	0,006
	Граниты			0,04		0,008
<i>9. Диорит-плаггиогранитная формация "континентального" ряда</i>						
Мариновский	Плаггиограниты	3	0,01—0,02	0,01		
<i>10. Монцодиорит-гранитная формация "островодужного" ряда</i>						
Новобуранов- ский	Диорито-сиениты	1	0,47		0,02	
	Гранодиориты	1		0,08		0,02
	Граниты	4	0,01—0,07	0,04	0,002—0,01	0,007

Таблица 8 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
<i>11. Диорит-гранитная формация "островодужного" ряда</i>						
Краснинский	Кварцевые диориты	1		0,01		Не обн.
	Граниты	1		0,04		Не обн.
Тагильский	Габбро-диориты	11	0,02—0,07	0,04	0,005—0,05	0,03
	Граниты	9	0,01—0,06	0,03	0,05	0,05
<i>12. Диорит-плаггиогранитная формация "островодужного" ряда</i>						
Тагильский	Габбро-диориты	1		0,06		
	Диориты	5	0,05—0,07	0,06		
	Гранодиориты	2	0,04—0,05	0,04		
	Граниты	1		0,04		
	Плаггиограниты	2	0,02—0,04	0,03		
<i>13. Эвгеосинклинальная габбро-сиенитовая формация</i>						
Тагильский сиенитовый	Габбро-сиенит	2	0,06—0,11	0,08		
<i>14. Эвгеосинклинальная габбро-гранитная формация</i>						
Ауэрбаховский	Габбро	1		0,03		
Павдинский	Диориты	1		0,03		
Покровский	Гранодиориты	1		0,05		
	Граниты	1		0,02		
	Плаггиограниты	1		0,01		
Московский	Граниты	1		0,05		
Магнитогор- ский	Габбро	4	0,01—0,03	0,02		
	Диориты	4	0,01—0,04	0,03		
	Гранодиориты	2	0,05—0,10	0,07		
	Граносиениты	3	0,02—0,05	0,03		
	Граниты	5	0,02—0,08	0,05		
Карабулакский	Диорит	1		0,01		0,01
	Гранодиорит	1		0,03		0,02
	Граниты	4	0,02—0,08	0,04		0,04
Куйбасовский	Граносиениты	1		0,07		
	Граниты	1		0,05		
Грязнущенский	Кварцевые диориты	2	0,06—0,08	0,07	0,05—0,06	0,06
	Граниты	2	0,02—0,04	0,03	0,004—0,01	0,008
Богдановский	Диориты	3	0,04—0,17	0,10	0,008—0,018	0,01
	Граносиениты	1		0,02		0,003
	Граниты	3	0—0,04	0,02	0,002—0,02	0,01
Верхне—Ураль- ский	Гранодиориты	2	0,04—0,04	0,04	0—0,004	0,002
Кассельский	Диориты	1		0,04		0,03
	Гранодиориты	2	0,01—0,02	0,02	0,016—0,021	0,018
	Граниты	2	0,006—0,009	0,007	0,006—0,038	0,02
<i>15. Эвгеосинклинальная габбро-плаггиогранитная формация</i>						
Катынадырский	Диориты	6	0,01—0,03	0,02		
<i>16. Платформенная габбро-гранитная формация</i>						
Рябиновский	Гнейсы	8	0,06—0,20	0,11	0,003—0,03	0,01
	Граниты	12	0,02—0,25	0,11	0,004—0,07	0,02

Таблица 8 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
<i>16. Платформенная габбро-гранитная формация</i>						
Барангуловский	Граниты биотитовые	4	0,02—0,08	0,04	0,004—0,007	0,006
Ахмеровский	Граниты двуслюдяные	6	0,02—0,12	0,04	0,0—0,02	0,01
<i>17. Платформенная габбро-сиенит-гранитная формация</i>						
Бердяушский	Диориты	1		0,33		0,06
	Граниты	4	0,01—0,22	0,01	0,01—0,04	0,03
	Нефелиновые сиениты	12	0,03—0,18	0,07	0,05—0,12	0,06
<i>18. Платформенная мигматит-гранитная формация</i>						
Верхне-Уфалейский	Граниты биотитовые	1		0,04		0,02
Губенский	Гранито-гнейсы	5	0,10—0,19	0,16	0,003—0,02	0,01
	Мигматиты	3	0,05—0,15	0,10	0,008—0,028	0,02

Примечание. Ассоциации: 1—3 — посторогенная на коре континентального типа; 4—6 — орогенная, плутоническая на коре континентального типа; 7—9 — эвгеосинклиальная на коре континентального типа; 10—15 — эвгеосинклиальная на коре островодужного типа; 16—18 — догеосинклиальная, платформенная на коре континентального типа.

ными — лейкократовые граниты. Если сопоставить между собой только кислые производные для различных формационных типов гранитоидов Урала (см. табл. 8), то можно отметить, что повышенные содержания F (до 0,25%) наблюдаются в догеосинклиальных платформенных гранитах габбро-гранитного формационного типа (Бердяушский и Рябиновский массивы), связанного с рифейской эпохой тектоно-магматической активизации восточного края Русской платформы, а также в посторогенных верхнепалеозойских гранитах адамеллит-гранитного формационного типа (до 0,22% F), в которых отмечается наличие акцессорного флюорита. Наиболее низкие концентрации F (0,01—0,04%) установлены в плагиогранитах, производных как коровых, так и андезитовых магм.

Среди основных пород (габбро и диоритов) высокими содержаниями F характеризуются формации повышенной щелочности, обычно завершающие на Урале развития эвгеосинклиального базальтоидного или андезитоидного магматизма в различных структурно-формационных зонах или этапы тектоно-магматической активизации зон с древним кристаллическим основанием. Так, среди эвгеосинклиальных гранитоидов Урала наиболее высокими содержаниями F выделяются диориты габбро-сиенитовой формации (0,06—0,11%) и "континентальной" монцодиорит-гранитной формации (0,06—0,20%), а самыми низкими (0,01—0,02%) — диориты габбро-плагиогранитной и "островодужной" диорит-плагиогранитной формаций. Высокие содержания F характерны также и для основных пород платформенной габбро-сиенит-гранитной формации (Бердяушский массив — 0,33%) и посторогенной габбро(?)-

Таблица 9

Баланс фтора и хлора в гранитоидах Урала

Минерал	Содержание минералов в породе, %	В минерале, г/т		В минерале при пересчете на 1 т породы, г/т		Приходящийся на минерал, вес. %		В породе, г/т	
		F	Cl	F	Cl	F	Cl	F	Cl
Верхисетский массив									
<i>Кварцевый диорит (обр. И-7209)</i>									
Плагиоклаз	51,0	Не обн.	30	—	15,3	—	17,0		
Кварц	17,0	250	20	42,5	3,4	7,7	3,8		
Амфибол	18,6	1400	250	260,4	46,5	47,3	51,7		
Биотит	13,4	1640	150	219,8	20,1	40,0	22,3		
Сумма				522,7	85,3	95,0	94,8	550	90
<i>Кварцевый диорит (обр. И-70456)</i>									
Плагиоклаз	50,1	60	30	30,1	15,0	5,5	16,7		
Кварц	24,0	150	100	36,0	24,0	6,5	26,7		
Амфибол	15,5	1300	200	201,5	31,0	36,6	34,4		
Биотит	20,4	1250	100	255,0	20,4	46,4	22,7		
Сумма				522,4	90,4	95,0	100,5	550	90
<i>Гранодиорит (обр. И-7025)</i>									
Плагиоклаз	46,7	Не обн.	130	—	60,7	—	30,4		
Кварц	23,9	10	20	2,4	4,8	0,5	2,4		
Микроклин	9,1	Не обн.	500	—	45,5	—	22,8		
Амфибол	7,5	1360	190	102,0	14,3	20,4	7,4		
Биотит	12,4	2250	400	279,0	49,6	55,8	24,8		
Апатит	0,27	28300		104,7		20,9			
Сфен	0,35	5300		18,6		3,7			
Сумма				506,7	174,9	101,3	87,6	500	200
<i>Порфириновый гранит (обр. И-7195)</i>									
Плагиоклаз	35,4	Не обн.	110	—	8,9	—	21,6		
Кварц	29,5	"	80	—	23,6	—	13,1		
Микроклин	24,5	300	100	73,5	24,5	11,3	13,6		
Биотит	9,6	5650	930	542,4	89,3	83,4	49,6		
Сумма				615,9	176,3	94,7	97,9	650	180
<i>Биотитовый гранит (обр. И-523)</i>									
Плагиоклаз	42,7	Не обн.	130	—	55,5	—	55,5		
Кварц	27,9	"	Не обн.	—	—	—	—		
Микроклин	19,1	"	90	—	17,2	—	17,2		
Биотит	10,3	6300	270	648,9	27,8	92,7	27,8		
Сумма				648,9	100,5	92,7	100,5	700	100
<i>Биотитовый гранит (обр. И-7204)</i>									
Плагиоклаз	32,6	Не обн.	100	—	32,6	—	27,2		
Микроклин	27,1	"	300	—	81,3	—	67,8		
Кварц	30,0	"	Не обн.	—	—	—	—		
Биотит	8,2	0,45	—	369,0	—	92,3	—		
Апатит	0,08	25400	—	20,3	—	5,1	—		
Сумма				389,3	113,9	97,4	95,0	400	120
<i>Биотитовый мелкозернистый гранит (обр. И-7146д)</i>									
Плагиоклаз	29,8	Не обн.	210	—	62,6	—	56,9		
Кварц	30,9	10	40	3,1	12,4	0,8	11,3		
Микроклин	28,7	Не обн.	80	—	23,0	—	20,9		
Биотит	10,6	3000	100	318,0	10,6	90,8	9,6		
Сумма				321,1	108,6	91,6	98,7	350	110

диорит-гранитной формации Восточно-Мугоджарского поднятия (Борлинский массив — до 0,22% F).

Таким образом, граниты с высокими концентрациями F на Урале, как и в других регионах СССР (Забайкалье, Узбекистан, Центральный Казахстан, Приморье и др.), в геолого-тектоническом отношении относятся к постороженной стадии развития зон с новообразованным складчатым основанием или к этапам тектоно-магматической активизации зон с древним кристаллическим основанием.

Проведенный расчет баланса F в гранитоидах Урала показывает (табл. 9), что в породах повышенной основности (кварцевых диоритах и гранодиоритах) основными минералами-носителями и концентраторами F являются амфибол и биотит, в которых сконцентрировано до 90% F, остальная часть F содержится в полевом шпате. В биотитовых гранитах основным минералом-носителем и концентратором F является биотит (до 90% F) и лишь в незначительном количестве его накапливают мусковит, кварц и апатит. Таким образом, с повышением кремнекислотности в эволюционном ряду гранитоидов (от кварцевого диорита до гранита) роль биотита как основного носителя и концентратора F (от 40 до 90%) возрастает.

Содержание F в плагиоклазе и микроклине обычно менее 0,001%, в кварце оно варьирует от 0,001 до 0,007%. Средние содержания Cl в гранитах различных формационных типов варьируют в пределах 0,004—0,04%. Они являются минимальными для палингенно-коровых гранитов гранитного формационного типа и повышенными для гранитоидов габбро-гранитного формационного типа (см. табл. 8).

Среди основных пород максимальные концентрации Cl установлены в габброидах эвгеосинклинальной габбро-гранитной формации (0,004—0,035%), а также в платформенных габброидах Бердяушского массива — 0,064%.

Расчет баланса Cl в гранитоидах показывает (см. табл. 9), что основными минералами-носителями его являются плагиоклаз, микроклин, кварц, амфибол и биотит. В кварцевых диоритах и гранодиоритах на долю амфибола и биотита приходится от 55 до 70% Cl, а остальная часть — на полевой шпат и кварц. В биотитовых гранитах главным минералом-носителем Cl является плагиоклаз, доля которого в балансе Cl составляет 55—57%, в меньшей степени — микроклин и кварц (до 32%) и только 3—10% Cl приходится на биотит.

Таким образом, расчет баланса F и Cl в гранитоидах Урала показывает наличие двух противоположных тенденций: для F с усилением степени кристаллизационной дифференциации характерно резкое возрастание в его балансе роли биотита; для Cl — уменьшение роли амфибола и биотита и возрастание роли каркасных силикатов (плагиоклаза, микроклина и кварца).

ФТОР И ХЛОР В МИНЕРАЛАХ — ИНДИКАТОРЫ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА И ГЕНЕЗИСА ГРАНИТОИДОВ

Как было показано выше (гл. II), основными носителями и концентраторами F и Cl в породах являются гидроксилсодержащие минералы — амфибол, биотит, мусковит, апатит и в значительно меньшей мере каркасные силикаты. Собственные минералы F и Cl (флюорит, топаз, галит и др.) развиты слабо, и их роль в общем балансе незначительна. В гидроксилсодержащих минералах эти элементы входят в состав гидроксильной группы, обычно изоморфно замещая (ОН). В составе каркасных силикатов F и особенно Cl в основном находятся в виде газовой-жидких включений [84].

Ранее нами было уже обращено внимание на различное соотношение F, Cl и H₂O в гидроксилсодержащих минералах гранитоидов, производных двух типов магм — водных (глубинных) и маловодных (гипабиссальных) [18, 20, 22, 86, 165, 176, 177, 178]. В первых доля галогенов оказалась значительно ниже, чем во вторых. Это объясняется тем, что гипабиссальные гранитоиды связаны с активными вулканическими колоннами, по которым галогены поступают из мантии. Водные, или точнее глубинные, гранитоиды являются продуктами преимущественно изохимического палингенеза.

Была также отмечена заметная аналогия в отношении F, Cl и H₂O в гипабиссальных гранитоидах и метаморфитах гранулитовой фации, а с другой стороны, в глубинных гранитоидах и метаморфитах амфиболитовой фации, что может быть связано со значительным повышением доли галогенов в расплавах по мере уменьшения их водонасыщенности.

Относительную бедность водой минералов высокотемпературных фаций метаморфитов отмечали и другие исследователи. На недостаток гидроксила в биотитах из пород гранулитовой фации впервые обратил внимание Гроувз [209], отметивший, что биотит из чарнокита имеет только половину обычного количества (ОН), вероятно, вследствие "сухих" условий образования породы. Недостаток воды в биотитах в высокотемпературных условиях объясняется возрастающей ролью галогенов, и в первую очередь F. Наличие отрицательной связи между ионом (ОН) и F показано Е.И. Ушаковой [152, 153] для биотитов и Е.А. Костюк [83] для амфиболов, что указывает на изоморфизм в этих минералах F и (ОН).

Нами на большом материале изучено поведение F и Cl в биотитах, мусковитах, амфиболах, апатитах и сфенах из различных типов пород магматического и метаморфического происхождения. Сделаны также определения содержаний этих элементов и в некоторых других гидроксилсодержащих минералах: актинолите, хлорите, серпентине, брусите, эпидоте, хлоритоиде. Для сравнения широко использованы литературные данные.

БИОТИТ

Биотит является одним из наиболее широко распространенных породообразующих минералов магматических и метаморфических пород. Благодаря широкой вариации состава он формируется в исключительно больших интервалах термодинамических параметров (рис. 6). В гранитоидах повышенной основности биотит обычно ассоциирует с роговой обманкой, а в нормальных и лейкократовых гранитах является единственным темноцветным минералом.

Состав слюд определяется главным образом тремя факторами: температурой, давлением и парагенезисом минералов. Слюды, и в частности биотит, используются при корреляции и расчленении магматических пород [96, 143, 152], для определения температурных условий, фациальной и формационной принадлежности минеральных комплексов [19, 20, 64, 110, 157], установления режима кислотности-щелочности среды [109] и генезиса пород [18, 74], определения геохимических условий среды минералообразования (27, 130, 131, 147).

Установлено [241], что соотношение окисного и закисного железа и общая железистость биотита функционально связана с температурой (T) и фугитивностью кислорода (f_{O_2}):

$$\log f_{H_2O} = [3428 - 4212(1 - x_1)^2]/T + \log x_1 + \frac{1}{2} \log f_{O_2} + 8,23 - \log \alpha_{KAlSi_3O_8} - \log \alpha_{Fe_3O_4} \quad (1)$$

где x_1 — мольная доля $KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ в биотите; $\alpha_{KAlSi_3O_8}$ — активность $KAlSi_3O_8$ в различных минеральных фазах; $\alpha_{Fe_3O_4}$ — активность Fe_3O_4 в различных минеральных фазах.

По формуле (1) можно определить величину фугитивности воды, которая связана с парциальным давлением воды, и следовательно, характеризует последнее.

На P - T диаграммах [132, 193] плавления гранитов видна тесная взаимосвязь между температурой, общим давлением, парциальным давлением воды и равновесным содержанием воды в силикатном расплаве (рис. 7).

Из экспериментальных данных [163] следует, что рост парциального давления воды в расплаве ведет к повышению содержания кристаллически связанной воды в породе за счет увеличения количества водосодержащих минералов.

Расчеты по методу Уонса—Югстера температуры, давления и фугитивности кислорода и использование диаграммы Брауна [193] позволили Ю.П. Трошину [147] показать для ряда гранитоидов Восточного Забайкалья наличие прямой корреляции между содержанием воды в биотите и концентрацией ее в расплаве. Установлено также, что в процессе дифференциации гранитоидной магмы обычно уменьшается магнезиальность биотитов, что свидетельствует о падении фугитивности кислорода и следовательно парциального давления воды.

Относительно низкое содержание воды в расплаве и в минералах (слюдах), а также легкость и широта пределов взаимного замещения в ряду $OH^- - O^{2-} - F - Cl$, замещение по схеме $K - H_2O$, послышное замещение не только разных типов слюд между собой, но слюд и дру-

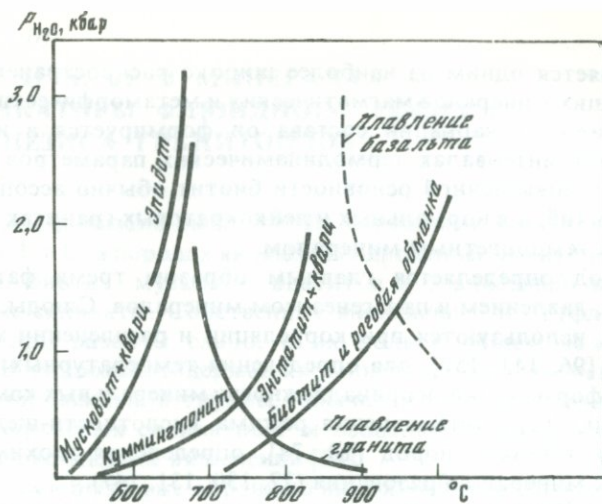


Рис. 6. Диаграмма сопоставления полей устойчивости водных минералов и расплавов гранитного и базальтового составов [123]

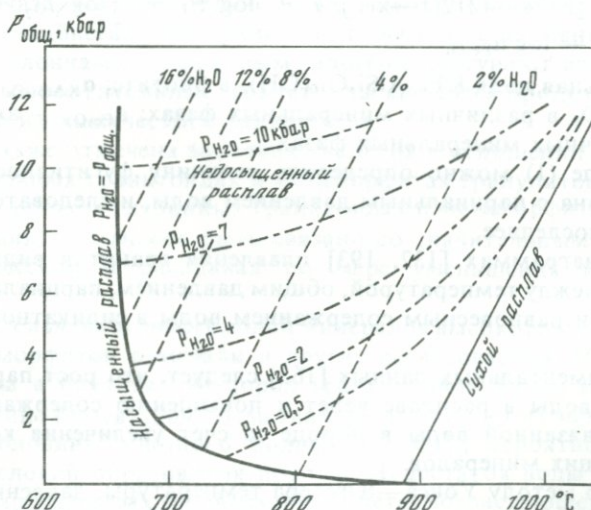


Рис. 7. P-T диаграмма системы гранит—вода при независимых $P_{общ}$ и P_{H_2O} [193]
Штриховые линии — содержание воды (вес. %); штрихпунктирные — давление воды (кбар)

гих слоистых силикатов обеспечивают высокую способность слюдо чутко отражать в своем составе уровень содержания воды в материнском расплаве. Это предположение подтверждается многочисленными наблюдениями на конкретных гранитных массивах.

Сводка работ по составу биотитов в метаморфических и магматических породах дана Е.И. Ушаковой [152, 153]. Для биотитов из

гранитоидов установлено увеличение содержаний фтора от более основных пород к кислым и от более древних к молодым.

Нами исследованы на F и Cl биотиты их гранитоидов и метаморфических пород Урала с привлечением данных по составу биотитов из гранитоидов и метаморфитов некоторых других регионов СССР.

На диаграмме соотношения F и Cl в биотитах из гранитоидов и метаморфитов Урала, а также и некоторых других регионов (рис. 8) четко обособляются поля гранитоидов, производных мантийных и мантийно-коровых базальтоидных и андезитоидных магм и метаморфических пород гранулитовой фации с содержанием Cl > 0,1% (I) и более низкотемпературных "водных" и маловодных, преимущественно коровых гранитоидов и метаморфитов амфиболитовой фации с содержанием Cl < 0,1%. Среди последних "водные" (II) и "маловодные" (III) фации гранитоидов различаются по содержанию F в биотитах (в водных — < 1,0—1,5%, в маловодных — > 1,5%).

Типичным представителем "водных" коровых является гранитный формационный тип, а "маловодных" коровых — адалеллит-гранитный формационный тип и частично "континентальная" монцодиорит-гранитная формация, мантийных и мантийно-коровых — габбро-гранитный формационный тип.

Содержание F в биотитах коррелируется с содержанием калия и кремнезема в породах (рис. 9, 10). Наиболее отчетливо зависимость F—K₂O проявлена в адалеллит-гранитном формационном типе, где содержание F с ростом калия возрастает от 1,5 до 3,5%.

Зависимость F—SiO₂ хорошо выражена в гранитоидах диорит-гранитной фации, развитой на коре континентального типа, и в метаморфитах амфиболитовой фации. Связь с калием и кремнеземом свидетельствует о том, что в процессе дифференциации, особенно на конечных ее стадиях, происходит наиболее интенсивное накопление F в породах.

Анализ содержаний F и Cl в биотитах из магматитов разных регионов СССР (табл. 10) показывает, что выделяются определенные геохимические их типы, специализированные на F или Cl. Так, повышенными содержаниями Cl характеризуются биотиты Талнахской габбро-норитовой интрузии, Чинейского габбро-норитового массива (Прибайкалье), буюдзульского и ольховского комплексов гранитоидов (Восточный Саян), многих гранитоидов Приморья и Северо-Востока СССР, а также гранитоидов Кураминского хребта (Средний Тянь-Шань) (см. рис. 8 и табл. 10).

С данными магматитами ассоциируют месторождения и рудопроявления хлорофильных рудных элементов (Ni, Co, Cu, Fe, Zn, Pb).

В отличие от них высокими содержаниями F в биотитах характеризуются гранитоиды, сопровождающиеся редкометальной минерализацией: куналейский комплекс Забайкалья, ряд флюоритсодержащих массивов Центрального Казахстана. Это пост- или позднеорогенные гранитоиды, приуроченные к блокам с мощной континентальной корой.

На примере гранитоидов Забайкалья установлено (табл. 10), что содержания F в биотитах закономерно возрастают от более древних

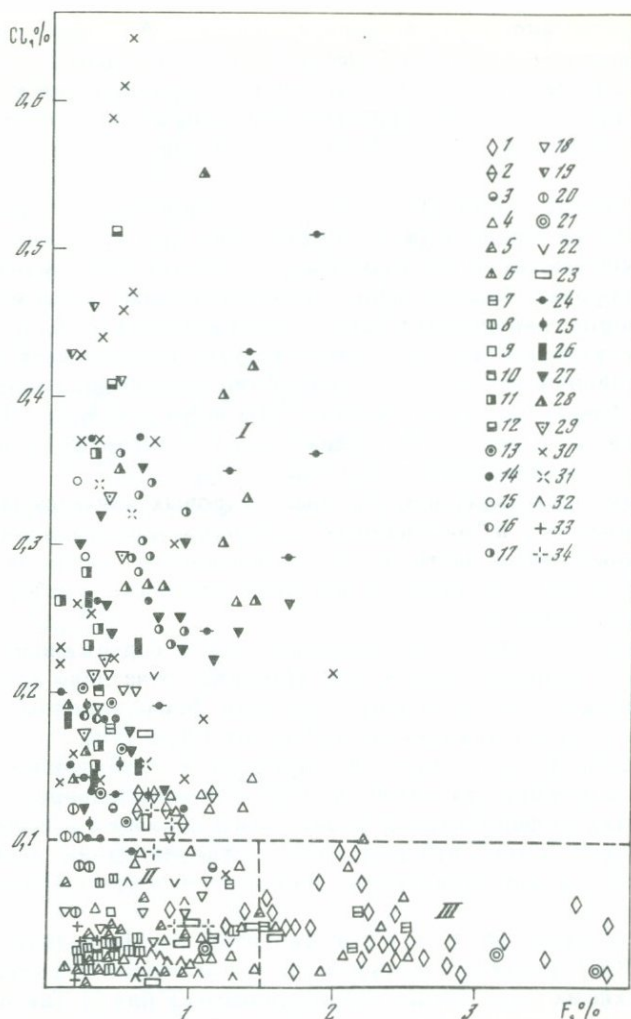


Рис. 8. Соотношения содержаний фтора и хлора в биотитах

Гранитоиды Урала. Посторогенные формации на коре континентального типа: 1 — гранит-лейкогранитная, 2 — адамеллит-гранитная, 3 — габбро(?)—диорит-гранитная. Орогенные плутоические формации на коре континентального типа: 4 — гранитная, 5 — мигматит-гранитная, 6 — плагиогранитная. Эвгеосинклинальные формации на коре континентального типа: 7 — монцодиорит-гранитная, 8 — диорит-гранитная, 9 — диорит-плагиогранитная. Эвгеосинклинальные формации на коре островодужного типа: 10 — монцодиорит-гранитная, 11 — диорит-гранитная, 12 — диорит-плагиогранитная, 13 — габбро-сиенитовая, 14 — габбро-гранитная, 15 — габбро-плагиогранитная. Догеоинклинальные формации на коре континентального типа: 16 — габбро-гранитная, 17 — габбро-сиенит-гранитная, 18 — мигматит-гранитная, 19 — эндербит-чарнокитовая, 20 — плагиограниты Центральной Карелии, 21 — куналейский комплекс Забайкалья, 22 — зазинский комплекс Забайкалья, 23 — конкудеро-мамаканский и баргузинский комплексы Забайкалья, 24 — гипабиссальные гранитоиды Приморья, 25 — гранитоиды Северо-Востока СССР, 26 — гранитоиды Восточных Саян (таннуольский, буюдзульский и ольховский комплексы), 27 — гранитоиды Кураминского хребта (Северный Тянь-Шань), 28 — габбро-долериты Талнахской интрузии, 29 — лейкогаббро Дарран и Ривака [191], 30 — метаморфиты гранулитовой фации Урала; 31 — гранулиты Кольского полуострова (комплексы нота и лотта); 32 — гранулиты Алданского щита, Юго-Западного Памира, Беломорья; 33 — метаморфиты амфиболитовой фации Урала; 34 — мигматиты Приладжья

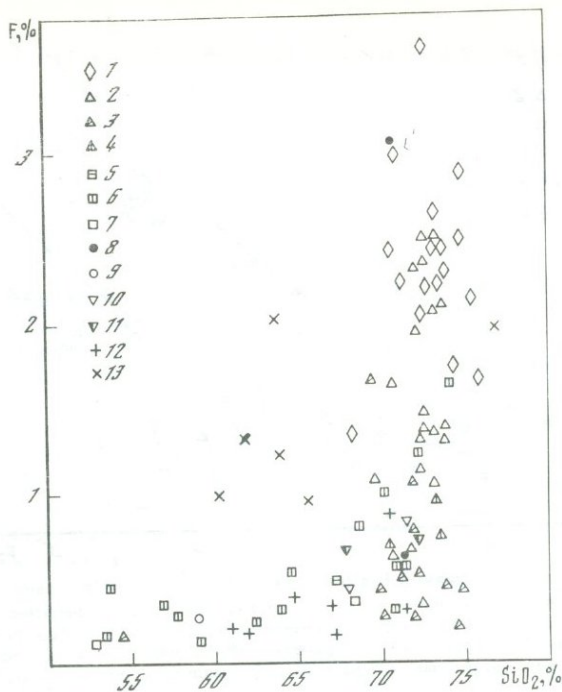


Рис. 9. Соотношения содержаний фтора в биотитах и содержаний кремнезема в гранитоидах

Условные обозначения см. на рис. 8

нижнепалеозойских гранитоидов к более молодым—пермо-триасовым (от 0,7 до 3—6%).

Наиболее высокие содержания F (4,5—6%) зафиксированы в биотитах из литий-фтористых редкометалльных гранитов и онгонитов Центральной Монголии [64]. Считается, что их образование происходило при дифференциации крупных глубинных очагов палингенных гранитоидных магм известково-щелочного ряда [146]. Обычно массивы редкометалльных лейкогранитов образуют гипабиссальные интрузии, которые могут достигать значительных размеров. Гипабиссальное положение таких интрузий и их насыщенность летучими предопределяет интенсивное развитие в них процессов эманационной дифференциации магм, а также последующих метасоматических процессов.

По-видимому, высокое содержание F в биотитах является показателем высокого содержания F в магматической системе (расплав—флюид) и является критерием потенциальной редкометалльной рудоносности последней. Это подтверждают экспериментальные исследования [65, 66, 70], которые показывают, что содержание F в биотите и амфиболе находится в зависимости от содержания F в расплаве. Установлено [3], что при $T = 700^{\circ}\text{C}$, $P = 1000$ атм и концентрации F в гранитном расплаве от 0,25 до 0,50% коэффициент распределения фтора ($K_{\text{д}}^{\text{F}}$ биотит—расплав равен 7,4, а $K_{\text{д}}^{\text{F}}$ амфибол—расплав равен

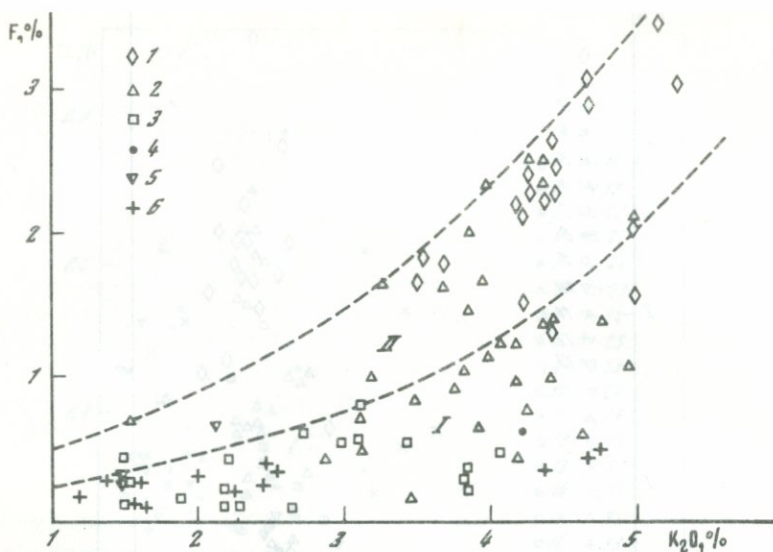


Рис. 10. Соотношения содержаний F в биотитах и K_2O в породе из гранитоидов Урала
 Формационные типы гранитоидов: 1 — адамеллит-гранитный; 2 — гранитный (палингенный); 3 — тоналит—гранодиоритовый на коре континентального типа; 4 — габбро-гранитный на коре островодужного типа; 5 — гранитный (ультраметаморфический); 6 — метаморфиты амфиболитовой фации; I—II — поля преобладающего развития гранитоидов: I — синорогенных, II — посторогенных

6,8. По другим данным для системы онгонит— H_2O —HF [65] K_d^F биотит—расплав равен 1,62 (для температуры около $600^\circ C$ и содержании F в расплаве 2,9%), для системы гранит— H_2O —HF при 550 — $600^\circ C$ (близкоolidусные температуры) и содержании F около 3% K_d^F биотит—расплав — 1,13, а при содержании F = 4% K_d^F биотит—расплав — 0,7 [70]. При этом отмечена закономерность: K_d^F биотит—расплав уменьшается с увеличением содержания F в расплаве, что в свою очередь коррелируется с понижением температуры равновесий минерал—расплав. Для расчетов баланса F в кислых интрузивных системах при содержании F более 0,1% рекомендуется [70] использовать K_d^F биотит—расплав = 2—4, а для кислых эффузивов с содержанием F в основной массе менее 0,1% — K_d^F биотит—расплав = 10. В соответствии с вышеизложенным мы считаем, что экспериментально установленный K_d^F биотит—расплав = 7,4 [3] может быть использован для приблизительного количественного расчета содержаний F в расплаве при околокларковых концентрациях F в породах. Нами (Анфилогов В.Н., Бушляков И.Н. — устное сообщение) также установлен K_d^{Cl} биотит—расплав = 0,3 при $T = 700^\circ C$ и $P = 1000$ атм. На основании K_d^{Cl} биотит—расплав может быть определен и K_d^{Cl} биотит—флюид, который равен 0,06, так как K_d^{Cl} расплав—флюид равен 5 [195].

Сопоставление распределения F в гранитах и биотитах с экспериментальным распределением F между биотитом и расплавом, биотитом и флюидом показывает (рис. 11), что основная масса точек составов природного биотита попадает в поле составов, ограниченное прямыми

Таблица 10

Содержание F и Cl (в вес. %) в биотитах из магматитов различных регионов СССР

Номер пробы	Порода	Число зерен	Фтор		Хлор	
			пределы	среднее	пределы	среднее
1	2	3	4	5	6	7
<i>Восточный Саян</i>						
7518	Кварцевый, диорит, ольховский комплекс	7	0,2—0,4	0,30	0,07—0,09	0,08
7516	Гранодиорит, ольховский комплекс	15	0,2—0,4	0,28	0,20—0,31	0,26
6953	Гранит, ольховский комплекс	12	0,3—1,1	0,60	0,13—0,27	0,23
7047	Сиснодиорит буюд-жульский комплекс	9	0,2—0,4	0,30	0,10—0,16	0,14
7589	Гранодиорит, буюд-жульский комплекс	11	0,5—0,8	0,67	0,10—0,12	0,11
7592	Гранит, буюд-жульский комплекс					
<i>Тува</i>						
7123	Гранит, тануольский комплекс	11	0,6—0,8	0,64	0,10—0,28	0,15
7683	Гранит, беллыкский комплекс	9	1,0—1,4	1,11	0,17—0,19	0,18
5983	Гранит-порфир, кызыкчадрский комплекс	9	0,2—0,7	0,46	0,02—0,04	0,02
7674	Гранит-порфир, кызыкчадрский комплекс	9	0,3—0,7	0,44	0,03—0,07	0,05
<i>Прибайкалье</i>						
ЧИ-11	Габбро-норит, Чинейский массив	8	0,1—0,6	0,30	0,02—0,06	0,04
ЧИ-5	То же	12	0,5—0,7	0,58	0,07—0,11	0,08
ЧИ-55	"	9	0,3—0,7	0,47	0,05—0,08	0,06
ЧИ-485/1	"	8	0,3—0,5	0,36	0,09—0,20	0,14
ЧИ-486/3	Габбро мезократовое, Чинейский массив	12	0,4—0,7	0,44	0,06—0,48	0,29
ЧИ-34	Лейкогаббро, Чинейский массив	8	0,2—0,5	0,30	0,09—0,13	0,11
<i>Забайкалье</i>						
273	Гранит, баргузинский комплекс, PZ ₁	7	0,6—0,8	0,73	0,01—0,03	0,02
337	Гранит, конкудеро-мамаканский комплекс, PZ ₂	13	0,54—0,89	0,71	0,01—0,05	0,03

Таблица 10 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
<i>Забайкалье</i>						
340	То же	12	0,81—1,02	0,91	0,02—0,04	0,03
347	"	12	1,20—1,60	1,38	0,02—0,07	0,04
358	"	9	1,40—1,80	1,57	0,03—0,10	0,04
350	"	6	0,60—1,10	0,95	0,03—0,06	0,04
236	Гранодиорит, за- зинский комплекс, PZ ₂	9	0,60—0,90	0,73	0,17—0,26	0,25
237	Кварцевый сиенит, зазинский комплекс	8	0,69—1,10	0,87	0,03—0,13	0,07
239	Гранит, зазинский комплекс PZ ₂	5	1,01—1,39	1,26	0,02—0,04	0,03
240	Гранит, зазинский комплекс	9	2,2—2,7	2,47	0,12—0,20	0,14
244	Сиенит, куналей- ский комплекс, P-T	5	0,86—1,20	1,09	0,03—0,04	0,03
245	Гранит, куналей- ский комплекс, P-T	6	5,57—7,76	6,41	0,0—0,01	0,005
253	То же	5	2,63—4,07	3,16	0,01—0,02	0,02
254	"	4	2,20—3,27	2,65	0,02—0,04	0,03
<i>Приморье (Дальний Восток)</i>						
B-301	Гранит, Мутухин- ский массив	3	0,48—1,60	1,09	0,17—0,29	0,24
476в	Гранит, Владимир- ский массив	10	0,71—1,18	0,99	0,10—0,13	0,12
B-5696	Гранит, Ольгин- ский массив	9	0,99—1,34	1,25	0,30—0,37	0,35
B-1040	Гранит, Валенти- новский массив	10	1,02—1,62	1,38	0,39—0,46	0,43
B1-3	Гранодиорит, Та- тюбинский массив	5	0,14—0,40	0,24	0,09—0,16	0,14
BC-4	Гранит, Мадян- ский массив	5	0,40—0,56	0,48	0,12—0,13	0,13
C-5113	Гранит, Средне- Арминский массив	5	1,47—1,67	1,56	0,22—0,34	0,29
<i>Северо-Восток СССР</i>						
558	Диорит, Лаврен- тьевский массив	7	0,20—0,48	0,30	0,09—0,15	0,11
6	Гранодиорит, Лав- рентьевский массив	11	0,18—1,11	0,50	0,08—0,88	0,15
82	Пегматит, Лаврен- тьевский массив	10	0,62—0,69	0,65	0,10—0,15	0,13
<i>Средний Тянь-Шань (Кураминский хребет)</i>						
5003A	Сиенито-диорит, Сосьварский массив	1		0,92		0,30
706	Гранодиорит, Чай- лисайский массив, С ₁	3	0,36—0,48	0,42	0,23—0,27	0,24

Таблица 10 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
<i>Средний Тянь-Шань (Кураминский хребет)</i>						
719	То же	3	0,33—0,37	0,35	0,24—0,28	0,26
183	Гранит, Чайлисайский массив, С ₃	2	0,83—0,93	0,90	0,22—0,28	0,25
А-1125	Гранодиорит, Акташский массив, С ₂	2	0,2—0,2	0,20	0,11—0,12	0,12
А-3Г25	Гранодиорит, Гавасайский массив, С ₃	6	0,26—0,47	0,33	0,25—0,37	0,32
ТВ-7	То же	12	0,50—0,85	0,74	0,22—0,29	0,25
ТВ-9	Гранит, Гавасайский массив	10	0,86—1,58	1,13	0,18—0,28	0,22
А-677	Гранит, Гудасский массив, С ₃	6	0,50—0,72	0,64	0,14—0,20	0,17
А-8	Адамеллит, Ангренское плато	5	0,72—1,00	0,86	0,22—0,24	0,23
КСР-1	Гранодиорит, Ангренское плато	12	0,35—0,76	0,52	0,12—0,20	0,16
КСР-2	Гранит, Ангренское плато	11	1,52—1,96	1,66	0,19—0,35	0,26
ЧР-1	Биотитовый гранит, Чаркасарский массив	11	1,31—1,93	1,59	0,07—0,09	0,08
ЧР-2	То же	15	1,69—2,44	1,99	0,20—0,25	0,23
А-1217	Гранит, Шайданский массив, Т ₁	9	0,56—2,59	1,30	0,19—0,37	0,24
КЧ-1	Андезито-грахит, Шайданский массив, Т ₁	12	0,49—1,34	0,78	0,08—0,19	0,13
КЧ-5	То же	10	1,12—1,83	1,38	0,10—0,16	0,13
<i>Западный Узбекистан (хребет Южный Нуратау)</i>						
36	Гранит, Актаусский массив	5	0,47—1,05	0,72	0,03—0,08	0,06
156	Гранит лейкократовый, Актаусский массив	4	0,27—0,44	0,36	0,01—0,03	0,02
236	Гранит-порфир, Актаусский массив	5	0,51—1,00	0,80	0,03—0,07	0,05
356	То же	5	0,78—1,24	0,94	0,01—0,07	0,06
<i>Центральный Казахстан</i>						
ЦК-43	Гранодиорит, Баянаульский массив	3	2,34—2,62	2,53	0,05—0,07	0,06
ЦК-60	Граносиенит, Жаманаульский массив	9	2,62—4,49	3,53	0,01—0,07	0,05
ЦК-137	Гранит, Бектау-Ата	3	4,02—4,42	4,27	0,01—0,07	0,05
ЦК-161	То же	8	5,78—5,58	4,29	0,01—0,07	0,05

Таблица 10 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
<i>Центральный Казахстан</i>						
ЦК-75	Липарит, Токраузская зона	4	2,39—3,31	2,72	0,13—0,15	0,14
<i>Южный Тянь-Шань</i>						
5520	Чарнокит биотит-амфиболовый, Юго-Западный Памир	4	0,6—1,4	1,00	0,45—0,63	0,54
5842	Кварцевый монцодиорит, Пахтакишатский массив	2	0,6—1,1	0,87	0,29—0,64	0,46
5847	Диорит, Пахтакишатский массив	5	0,2—0,5	0,35	0,13—0,23	0,16
6826	Кварцевый монцодиорит, Шайданский массив	4	0,2—0,5	0,40	0,08—0,11	0,10
6828	То же	4	0,3—0,6	0,37	0,10—0,40	0,21
<i>Талнахская габбро-диоритовая интрузия</i>						
КЗ-866/1146, 7-1149	Габбро-долерит такситовый, Верхнеталнахский массив	7	0,86—1,65	1,18	0,27—0,63	0,40
КЗ-866/1123	То же	5	0,26—0,67	0,47	0,20—0,57	0,35
КЗ-866/1110, 2-1111, 9	Габбро-долерит пикритовый	5	0,85—1,85	1,30	0,25—0,29	0,26
КЗ-1548/1314	Габбро-долерит кварцсодержащий	9	0,10—0,50	0,28	0,81—3,40	2,10
КЗ-1548/ 1394, 1	Оливиновый габбро-долерит	5	0,06—0,34	0,15	0,17—0,22	0,19
КЗ-1548/ 1416, 2	Пикритовый габбро-долерит	5	0,15—0,35	0,24	0,12—0,16	0,14
КЗ-1548/1421	То же	5	0,14—0,42	0,25	0,11—0,20	0,16
КЗ-1548/ 1454, 9	Альбитизированный базальт	6	1,08—1,63	1,40	0,36—0,57	0,42
АР-109/746- 751	Оливиновый габбро-долерит, Клюквенный массив	4	0,16—0,49	0,36	0,11—0,63	0,26
МР-41	Такситовый габбро-долерит	5	1,09—1,77	1,42	0,19—0,30	0,26
АР-109	Габбро-долерит	8	0,65—1,01	0,86	0,08—0,20	0,12
КЗ-866/ 1119-1123	Такситовый габбро-долерит	7	0,52—2,16	1,20	0,23—0,32	0,30
КЗ-866/ 1143-1144,	Такситовый габбро-долерит	6	0,19—0,75	0,51	0,20—0,47	0,27
КЗ-866/ 1134, 1137	То же	8	0,43—1,40	1,03	0,28—1,02	0,55
МР-51	Габбро-долерит, интрузия Норильск-1	5	0,91—1,98	1,36	0,3—0,35	0,33
МР-43	Пикритовый габбро-долерит,	5	0,55—1,00	0,79	0,12—0,34	0,27

Таблица 10 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
		<i>Центральная Карелия</i>				
1506-I	Плагииграниты района Остера	7	0,07—0,25	0,17	0,01—0,08	0,05
1506-II	То же	6	0,17—0,33	0,27	0,07—0,08	0,08
1506-III	"	11	0,07—0,33	0,21	0,05—0,16	0,10
1506-IV	"	5	0,10—0,28	0,18	0,09—0,18	0,12
1506-V	"	7	0,03—0,22	0,13	0,08—0,14	0,10
1506-17ж	"	5	0,13—0,31	0,22	0,07—0,08	0,08

линиями. Эти линии проходят через начало координат и аппроксимируют экспериментальные точки, отвечающие коэффициентам распределения биотит—расплав = 7,4 и биотит—флюид = 22,2. При этом для составов, в которых содержание F в биотитах менее 3%, заметно большее количество совпадений точек с прямой линией, отвечающей коэффициенту распределения биотит—расплав. При более высоких концентрациях F в биотитах заметно большее их совпадение с прямой линией, отвечающей коэффициенту распределения биотит—флюид. Возможно последнее свидетельствует либо об усилении степени дегазации расплавов с ростом в них концентрации F (процент дегазации около 65), либо о том, что биотит кристаллизовался с участием флюидной фазы.

Соотношение содержаний F в биотитах и онгонитах показывает, что заметно значительное обогащение онгонитов фтором при намечающейся тенденции снижения концентрации F в биотитах. Наибольшее развитие этого процесса наблюдается в цвиттерах, в которых при максимальной концентрации F в породах отмечается значительное снижение концентраций F в биотитах. По-видимому, в данном случае в серии онгонит—цвиттер имеет место случай, когда рост концентраций F в породе не сопровождается синхронным ростом концентраций F в биотитах; по-видимому, снижение концентраций F в биотитах при росте его содержания в породах свидетельствует о том, что в онгонитах проявляется избыточная концентрация F, связанная с накоплением в породах собственного минерала F (топаза) и началом F-метасоматоза онгонитов, максимально проявленного в цвиттерах.

Анализ данных по распределению F в гранитоидах адамеллит-гранитного формационного типа Урала показывает, что они характеризуются пониженными концентрациями F в породах (до 0,1—0,12%). С учетом содержания F в биотитах (2—3%) и коэффициента распределения F биотит—расплав (7,4) концентрация F в расплаве должна составлять не менее 0,3—0,4% (содержание в равновесном флюиде — 0,1—0,15%). В данном случае породы содержат только около 25—30% исходного фтора.

Более высокая концентрация фтора (0,5—1%) установлена в магмах аляскитов литий-фтористого геохимического типа [68, 69].

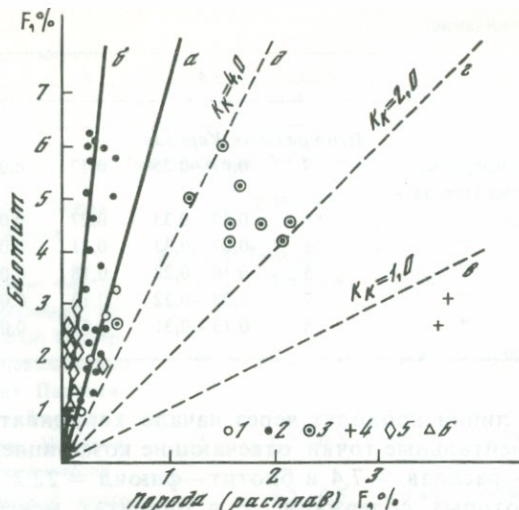


Рис. 11. Соотношения содержания фтора в биотитах и фтора в породах и гранитном расплаве (по экспериментальным данным [3]).

1 — экспериментальные точки распределения фтора между биотитом и гранитным расплавом [3]; 2 — редкометалльные литий-фтористые граниты Монголии [64]; 3 — онгониты Монголии и Забайкалья [65]; 4 — метасоматиты (цвиттара) Монголии [64]; 5 — гранитоиды посторогенной гранит-лейкогранитной формации Урала; 6 — гранитоиды гранитной формации Урала; Сплошными линиями аппроксимированы экспериментальные точки, отвечающие $K_d^{\text{Биотит-расплав}} = 7,4$ и $K_d^{\text{Биотит-флюид}} = 22,2$ [3]; пунктирные линии — возможные коэффициенты концентрации фтора в биотитах для наиболее богатых фтором пород (онгонитов и др.)

Анализ содержаний F и Cl в биотитах из метаморфитов показывает, что с увеличением степени метаморфизма содержание F (и Cl) в них возрастает, достигая максимума в породах гранулитовой фации, например, в арельных докембрийских метаморфических комплексах Урала и др. (табл. 11). В зональных орогенных метаморфических комплексах Урала и других регионов содержание F обычно не превышает 0,5—0,7%, а содержание Cl — до 0,1% (табл. 12), т.е. тождественно содержанию галогенов в биотитах из глубинных коровых гранитоидов гранитного формационного типа. При этом отмечено, что содержание F и Cl в биотитах амфиболитовой фации не зависит от состава пород и определяется, очевидно, режимом летучих в окружающей среде.

В метаморфитах гранулитовой фации содержание F и Cl в биотитах во многом определяется субстратом: наиболее высокие содержания F характерны для кислого субстрата, а высокие содержания Cl — для основного. Это положение подтверждается данными по содержанию галогенов в биотитах из других гранулитовых комплексов СССР (см. табл. 11).

Наблюдается заметная аналогия состава биотитов из метаморфитов гранулитовой фации и маловодных гипабиссальных гранитоидов.

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод, что эндогенные процессы по режиму летучих разделяются на два главных типа: 1) с миграционно инертным поведением F, Cl, H_2O — в продуктах эволюции или кристаллизации гипабиссальных или маловодных (преимущественно

Таблица 11

Содержания фтора и хлора (в вес. %) в биотитах из пород гранулитовых комплексов СССР

Номер пробы	Порода	Число анализов	Фтор		Хлор	
			пределы	среднее	пределы	среднее
1	2	3	4	5	6	7
<i>Урал (тараташский комплекс)</i>						
243/65	Двупироксеновый кристаллический сланец	3	0,34—0,44	0,40	0,69—0,86	0,79
243/76	То же	7	0,35—0,64	0,43	0,20—0,56	0,44
243/130	"	10	0,38—0,62	0,50	0,57—0,67	0,61
247/129	"	10	0,61—0,81	0,72	0,35—0,40	0,37
247/6	Гнейс пироксен-биотитовый	5	0,44—0,65	0,56	0,44—0,74	0,64
528/147	То же	5	0,39—0,63	0,56	0,41—0,53	0,47
528/242	Гнейс пироксен-биотитовый	5	0,38—0,95	0,67	0,62—0,86	0,74
528/247	То же	10	0,52—0,93	0,71	0,62—0,77	0,69
551/178	Гнейс амфибол-биотитовый	5	0,32—0,69	0,50	0,37—0,56	0,46
Б-163/637	Меланосома мигматита	3	0,79—1,17	0,93	0,28—0,31	0,30
А-163/637	Лейкосома мигматита	3	0,42—0,52	0,47	0,40—0,41	0,41
243/72	Кварц-полевошпатовая порода	11	0,10—0,39	0,29	0,33—0,42	0,37
163/602	То же	4	0,28—0,59	0,46	0,17—0,33	0,22
1117/418	Кварц-полевошпатовая порода	9	0,25—0,36	0,30	0,12—0,17	0,14
1117/470	То же	10	0,10—0,38	0,18	0,15—0,19	0,16
ТР-36	Бластомилонит	10	0,25—0,34	0,28	0,14—0,25	0,19
<i>Кольский полуостров (комплексы Нота и Лотта)</i>						
59	Гнейс	10	0,28—0,52	0,34	0,22—0,42	0,34
79	"	13	1,01—1,35	1,13	0,41—0,71	0,60
101	"	11	0,37—0,71	0,56	0,29—0,36	0,32
122	"	16	1,07—1,60	1,26	0,06—0,08	0,07
699	"	12	0,33—0,56	0,43	0,09—0,21	0,12
732	"	19	0,41—0,80	0,56	0,09—0,08	0,04
<i>Украинский кристаллический массив</i>						
26С	Пироксен-плагиоклазовый кристаллический сланец (чарнокит)	6	0,35—0,63	0,40	0,18—0,24	0,21
<i>Южное обрамление Алданского щита</i>						
126	Гранат-силлиманит-биотитовый гнейс	6	0,74—1,44	1,09	0,11—0,28	0,18

Таблица 11 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
127	Биотит-гранат-силлиманитовый гнейс	12	0,68—1,55	1,12	0,03—0,07	0,06
8801Г	Гранат-биотитовый плагиогнейс	12	1,38—3,13	1,96	0,11—0,26	0,21
9289	Гранат-биотитовый гнейс	15	0,74—1,22	0,95	0,09—0,17	0,14
<i>Беломорье</i>						
89К	Пегматоидное обособление в гранулите	12	0,77—1,33	0,96	0,04—0,07	0,06
63д	Гранат-пироксен-биотитовый сланец	10	0,59—0,84	0,72	0,01—0,03	0,02
893	Гранат-двупироксеновый сланец	4	0,56—0,79	0,65	0,02—0,03	0,02
38У	Гранат-плагиоклазовый гнейс	15	0,43—1,06	0,83	0,01—0,03	0,02
<i>Юго-западный Памир</i>						
1300	Гранат-кордиерит-биотитовый гнейс	10	1,62—2,31	1,87	0,35—0,44	0,40
1535	Гранат-биотит-силлиманитовый гнейс	11	0,62—1,43	0,94	0,01—0,02	0,01
1021М	Гранат-кианит-биотитовый гнейс	10	0,56—1,21	0,76	0,08—0,01	0,01
1639	Гранат-амфибол-пироксеновый сланец	14	0,22—1,28	0,60	0,01—0,02	0,01
10776	Гранат-биотитовый гнейс	5		0,46		0,07
<i>Алданский щит</i>						
69	Гранат-плагиоклазовый гнейс	12	0,5—1,09	0,76	0,30—0,42	0,36
86	Гранат-биотитовый плагиогнейс	10	0,90—1,32	1,01	0,01—0,02	0,01
18	Гранат-биотитовый плагиогнейс	12	0,65—1,06	0,79	0,01—0,03	0,02
108в	Гранат-биотитовый плагиогнейс	10	1,09—1,59	1,30	0,01—0,02	0,01

Таблица 12

Содержания фтора и хлора (в вес. %) в биотитах из пород зональных метаморфических комплексов Урала

Номер пробы	Порода	Фтор	Хлор	Номер пробы	Порода	Фтор	Хлор
	<i>Гаевский комплекс</i>				<i>Сысертский комплекс</i>		
КС-142/ 22	Биотитовый гнейс	0,25	Не обн.	A-1990 A-2016	Амфиболит Сланец	0,21 0,33	Не обн. Не обн.
	<i>Мурзинский комплекс</i>				<i>Уфалейский комплекс</i>		
A-1974	Амфибол-био- титовый гнейс	0,37	0,25	A1738	Амфиболит	0,40	Не обн.
A-2267	Биотитовый гнейс	0,28	Не обн.	A-1799	"	0,95	0,05
A-2270	То же	0,44	0,05	A-1754	Сланец	0,25	Не обн.
	<i>Сысертский комплекс</i>				<i>Ильменогорский комплекс</i>		
A-1674	Гнейс	0,48	Не обн.	K-443	Гнейс гранат- биотитовый	0,16	
A-1715	"	0,25	Не обн.	ИЛ-7	То же	0,12	0,03
A-1752	Амфиболит	0,24	0,05	ИЛ-8	Гнейс гранат- биотит-графит- титовый	0,20	0,03
A-1780	Кристаллический сланец	0,30	0,05	ИЛ-15	Амфибол-био- титовый сланец	0,12	—
1775	Гнейсо-гранит	1,00	0,07				

мантийных) магм и в условиях метаморфизма гранулитовой фации; 2) с подвижным поведением галогенов и воды в плутонических коровых гранитоидах, производных богатых водой магм, и в условиях метаморфизма амфиболитовой и зеленосланцевой фации [179].

Среди изученных ареальных докембрийских комплексов Урала (тараташский, салдинский, селянкинский и др.) весьма высокими содержаниями Cl в биотитах (до 0,7%) выделяются породы тараташского комплекса (см. табл. 11). Максимальные концентрации Cl отмечены в биотитах из двупироксеновых кристаллических сланцев и гиперстен-содержащих гнейсов, т.е. из наиболее основных по составу пород гранулитовой фации метаморфизма. В более кислых породах содержания Cl в биотитах снижаются. В условиях диафореза и гранитизации, а также при образовании бластомилонитов в условиях эпидот-амфиболитовой фации происходит дальнейшее значительное снижение содержаний F и Cl в биотитах (см. табл. 11) и одновременно уменьшение содержания биотита в породах. Отсюда, по-видимому, следует, что гранитизация и мигматизация двупироксеновых кристаллических сланцев и метадиоритов в тараташском комплексе сопровождается, очевидно, значительным выносом F и Cl из гранитизируемого субстрата. Этот хлор, вероятно, активно участвует в мобилизации, переносе и концентрации железа в железистых кварцитах тараташского комп-

лекса, свидетельством чего являются его высокие валовые концентрации (до 0,2%) в гиперстен-магнетит-кварцевых и магнетит-гиперстеновых рудах, повышенные содержания Si в апатитах (0,53%) из этих руд и наличие галита в составе газовой-жидких включений в кварцах из магнетит-гиперстен-кварцевых руд и мигматитов.

Аномально высокое содержание Si в гранулитах тараташского комплекса обусловлено, по-видимому, особым положением последнего среди Уральских структур, а также особенностями его глубинного строения. Комплексные геофизические исследования свидетельствуют о том, что, видимо, в пределах Тараташского выступа на дневную поверхность выведены верхние части базальтового слоя земной коры, для которого Si является одним из характерных летучих компонентов [21].

Высокое содержание Si в биотитах, аналогичное тараташскому, отмечено в основных чарнокитовых породах гранулитового комплекса Кандапалли, Индии [216, 217], а также в гранулитах южного обрамления Алданского щита, чарнокитах Украины, Памира (см. табл. 11) и гранулитовых комплексах Нота и Лотта (Кольский полуостров).

Низкие содержания Si в биотитах из гранулитов характерны для метаморфических комплексов Беломорья, Карелии, Кольского полуострова и Юго-Западного Памира. Содержание Si в них — сотые доли процента F — до 1%. Вероятно, данные комплексы развивались на кислом терригенном субстрате.

Многими исследователями [109, 110, 145] показано, что главные параметры химизма слюд (глиноземистость, железистость и др.) могут быть использованы для анализа физико-химических условий, существовавших в гранитных расплавах к моменту их кристаллизации.

На основе диаграммы А.А. Маракушева и И.А. Тарарина [109] В.С. Ивановым [58] была предложена диаграмма состава биотитов в координатах химических потенциалов калия и воды (кислотности — щелочности и температуры). На нее нами нанесены точки составов биотитов изученных гранитоидов Урала и ряда других районов по литературным данным [73, 74] (рис. 12).

Анализ распределения точек на данной диаграмме показывает, что наиболее высокой щелочностью (активностью K_2O) и высокой температурой кристаллизации (низкой активностью воды) характеризуются некоторые гранитоиды гранит-лейкогранитной (Султаевский, Ишкульский, Тургойский и др. массивы) и монцодиорит-гранитной (Новобурановский, Степнинский массивы) формаций ($f = 38-50$; $l = 16-20$; поле III). Фигуративные точки биотитов этих гранитоидов располагаются в поле составов биотитов акатуевского и амуджиканосретенского комплексов Забайкалья, которые являются интрузивными аналогами калиевых щелочных базальтоидов [50]. Для биотитов этого типа характерна очень низкая железистость ($f = 40-50$).

Следующее поле (I) на диаграмме образовано фигуративными точками биотитов "континентальных" тоналит-гранодиоритовых серий (Каменский, Верхисетский, Челябинский и др. массивы) ($f = 40-60$; $l = 19-23$). Судя по диаграмме, кристаллизация этих гранитоидов происходила в условиях заметно пониженной активности калия (ще-

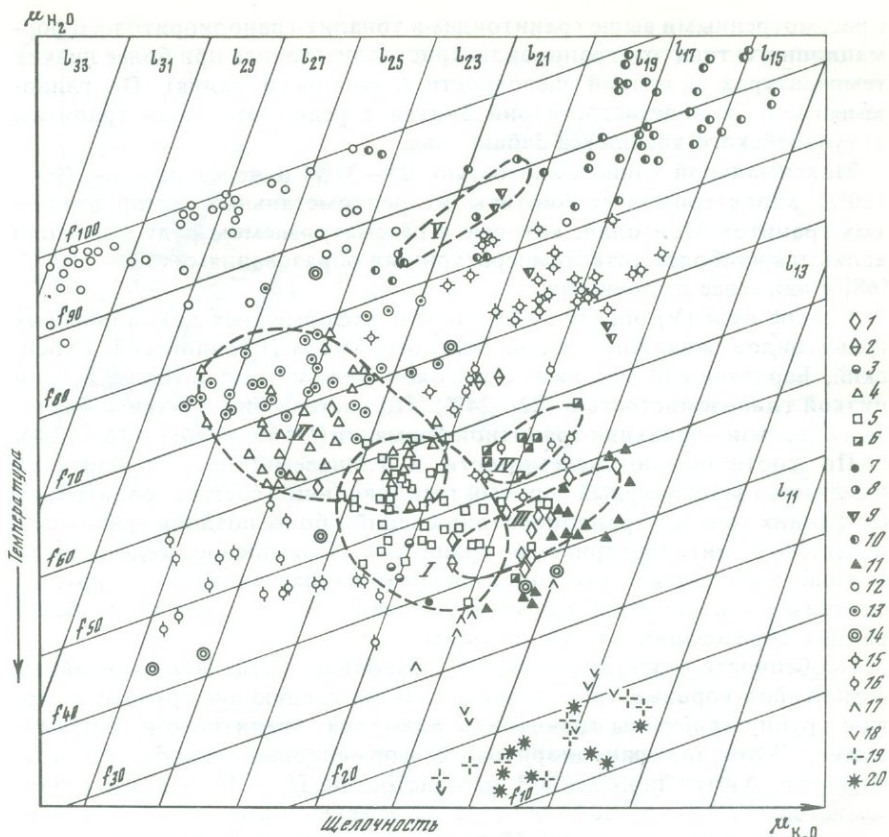


Рис. 12. Изменения железистости и глиноземистости биотита в зависимости от химических потенциалов воды и калия [58]

Гранитоиды Урала. Постороженные формации: 1 — гранит-лейкогранитная, 2 — адамеллит-гранитная, 3 — габбро(?)-диорит-гранитная. Орогенные формации: 4 — гранитный формационный тип. Эвгеосинклиальные формации на коре континентального типа: 5 — тоналит-гранодиоритовый формационный тип. Эвгеосинклиальные формации на коре островодужного типа: 6 — тоналит-гранодиоритовый формационный тип, 7 — габбро-гранитный. Догосинклиальные формации на коре континентального типа: 8 — габбро-гранитный формационный тип, 9 — гранитный (ультраметаморфический). Гранитоиды других регионов: 10 — анортозит-рапакивигранитная формация [31]; 11 — амуджикано-сретенский и акатуевский комплексы Забайкалья [74], 12 — редкометальные гранитоиды Монголии [36], 13 — кукульбейский комплекс Забайкалья [74], 14 — редкометальные граниты Центрального Казахстана [131], 15 — гипабиссальные гранитоиды Центрального Сихотэ-Алия [143], 16 — вольфрамоносные гранитоиды Приморья [131], 17 — габброиды [152], 18 — долериты [152], 19 — кимберлиты [152], 20 — карбонатиты [152]

лочности). В то же время биотиты "островодужных" тоналит-гранодиоритовых серий (поле IV) характеризуются повышенной щелочностью и более низкой глиноземистостью.

Большая группа фигуративных точек образует на диаграмме поле II. Оно представлено биотитами из гранитоидов гранитного формационного типа ($f = 55-80\%$; $l = 21-28\%$): Гаевский, Адуйский, Челябинский, Варламовский, Борисовский и др. массивы. По сравнению

с рассмотренными выше гранитоидами тоналит-гранодиоритового формационного типа эти гранитоиды кристаллизовались при более низких температурах и низкой щелочности (активности калия). По глиноземистости и железистости они близки к редкометальным гранитам кукульбейского комплекса Забайкалья.

Максимальной глиноземистостью (25—37%) и железистостью (90—100%) характеризуются биотиты из редкометальных литий-фтористых гранитов Монголии, которые в рассматриваемом ряду формаций являются наиболее низкотемпературными образованиями (520—550°С) [68] и наименее щелочными.

Особое поле (V) образуют биотиты платформенных докембрийских гранитоидов западного склона Южного Урала (Рябиновский, Губенский, Бердяшский массивы) с высокой железистостью (более 80%) и низкой глиноземистостью (22—24%). По составу они близки к биотитам анортозит-рапакиви-гранитной формации ($f = 80—90\%$; $l = 16—22\%$).

По соотношению железистости и глиноземистости в биотитах намечается закономерный коровый тренд эволюции состава гранитоидов (от ранних тоналит-гранодиоритовых серий к более поздним гранитным и далее к литий-фтористым гранитам). Повышение железистости и глиноземистости биотитов в данном направлении коррелируется со снижением температуры их образования и щелочности от более ранних образований к более поздним.

Особенности состава биотитов позволили разделить мантийные и мантийно-коровые типы гранитоидов на следующие группы: в первую группу включены гранитоиды адамеллит-гранитного и "островодужного" тоналит-гранодиоритового формационных типов, которые характеризуются пониженной железистостью ($f = 40—60\%$) и глиноземистостью ($l = 16—20\%$) биотита; во вторую — анортозит-рапакиви-гранитная, платформенная габбро-сиенит-гранитная (рапакиви) формация Урала и мезозойские гипабиссальные гранитоиды Сихотэ-Алиня с высокой железистостью ($f = 70—100\%$) и низкой глиноземистостью ($l = 16—24\%$) биотита; в третью — наиболее глубинные, мантийные образования (кимберлиты, карбонаты, габбро-долериты и др.), характеризующиеся минимальной железистостью ($f = 10—30\%$) и глиноземистостью ($l = 13—19\%$) биотита.

Установлена корреляционная зависимость между содержаниями F в биотите и его железистостью (рис. 13). Для коровых гранитоидов (поля I—III) эта зависимость прямая. Для гранитоидов адамеллит-гранитного формационного типа, субщелочных и щелочных гранитов гуджирского комплекса Забайкалья, редкометальных гранитов Центрального Казахстана, гранитов кукульбейского комплекса Забайкалья, анортозит-рапакиви-гранитной формации Восточно-Европейской платформы и докембрийско-платформенной габбро-сиенит-гранитной (рапакиви) формации Урала — эта зависимость обратная (см. рис. 13). Это свидетельствует о том, что среди богатых F гранитоидов наблюдается по крайней мере два ведущих типа, различающихся условиями формирования и составом, один из которых (по биотитам) — высокожелезистый, высокоглиноземистый, более низкотемпературный и наименее щелочной (редкометальные граниты Монголии, Нигерии); дру-

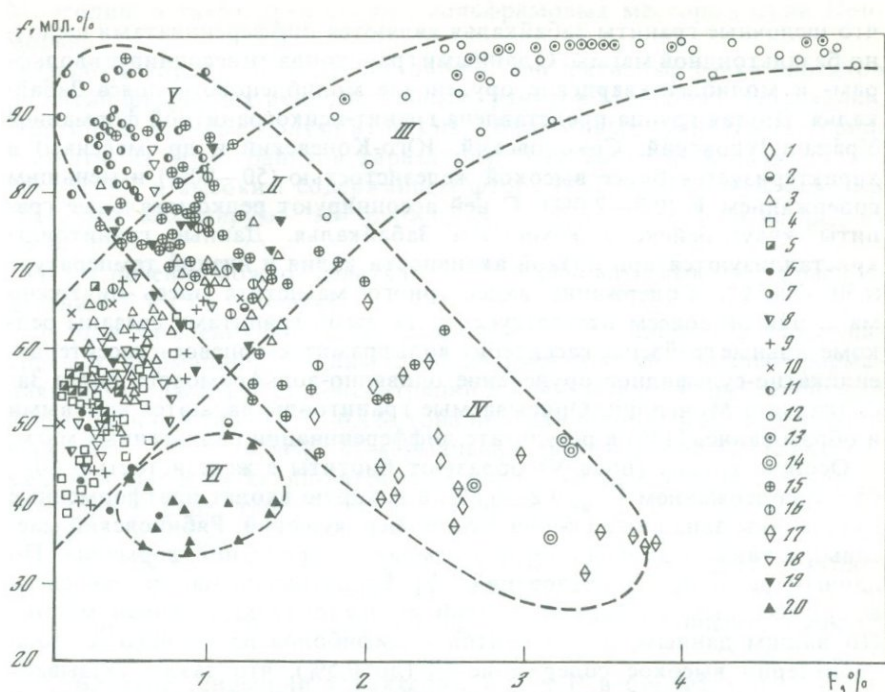


Рис. 13. Соотношения железистости биотитов и содержание в них фтора

Формационные типы гранитоидов Урала: 1 — адамеллит-гранитный, 2 — габбро-гранитный (посторогенный), 3 — гранитный (орогенный), 4 — тоналит-гранодиоритовый на коре континентального типа, 5 — тоналит-гранодиоритовый на коре островодужного типа, 6 — габбро-гранитный на коре островодужного типа, 7 — габбро-гранитный догеосинклиальный на коре континентального типа, 8 — гранитный (ультраметаморфический) на коре континентального типа; метаморфические породы Урала: 9 — амфиболитовой фации, 10 — гранулитовой фации. Гранитоиды других регионов: 11 — анортозит-рапакивгранитная формация [31], 12 — редкометальные граниты Монголии [36], 13 — редкометальные граниты Нигерии [150], 14 — редкометальные граниты Центрального Казахстана [131], 15 — граниты кукульбейского, харалгинского и оскан-шумиловского комплексов Забайкалья [74], 16 — граниты борцовочного комплекса Забайкалья [74], 17 — щелочные граниты гуджирского комплекса Забайкалья [171], 18 — батолитовые граниты кыринского комплекса (главная фаза) Забайкалья [74], 19 — фаза дополнительных интрузий кыринского комплекса Забайкалья [74], 20 — граниты акатуевского и амуджиканосретенского комплексов Забайкалья [74]

гой — низкожелезистый, менее глиноземистый, более высокотемпературный (редкометальные граниты Центрального Казахстана, щелочные граниты гуджирского комплекса Забайкалья, вольфрамоносные гранитоиды Приморья и др.). Среди гранитоидов адамеллит-гранитного формационного типа Урала также выделяется две группы. Одна из них (поле IV) характеризуется минимальной железистостью (30—50%) и высоким содержанием F (2—4%) (Сабанайский, Акакульский, Ишкульский, Тургойякский массивы). С ней ассоциируют субщелочные граниты гуджирского комплекса Забайкалья, щелочные граниты Центрального Казахстана. Это граниты, кристаллизация которых происходила в условиях окисленной среды (повышенное содержание магнетита), высокой активности калия и температуры кристаллизации. Считается [146],

что щелочные граниты Забайкалья являются дифференциатами щелочно-базальтоидной магмы. С данными гранитоидами ассоциирует вольфрам- и молибден-кварцевое оруденение молибденового пояса Забайкалья. Другая группа представлена гранит-лейкогранитной формацией Урала (Луковский, Соколовский, Юго-Коневский и др. массивы) и характеризуется более высокой железистостью (50—80%) и меньшим содержанием F (0,8—2,0%). С ней ассоциируют редкометальные граниты кукульбейского комплекса Забайкалья. Данные гранитоиды кристаллизуются при низкой активности калия и низкой температуре (650—700°С). Содержание акцессорного магнетита здесь ничтожно мало или он совсем отсутствует. С данными гранитоидами связаны редкометальные грейзены, касситерит-вольфрамит-кварцевое и касситерит-силикатно-сульфидное оруденение оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья и Монголии. Описываемые гранитоиды являются коровыми и образовались [146] в результате дифференциации палингенных магм.

Особую группу (поле V) образуют биотиты с железистостью 80—95% и содержанием F — 0,2—0,8%, в которую входят платформенные гранитоиды западного склона Урала (Бердяшский, Рябиновский массивы), а также массивы анортозит-рапакиви-гранитной формации. По данным последних исследований [89], Бердяшский массив относится к производным глубинной мантийной щелочно-базальтовой магмы. По нашим данным, для биотитов и амфиболов из данного плутона характерно высокое содержание Cl (до 0,5%), что также указывает на его мантийную природу. О мантийном происхождении анортозит-рапакиви-гранитной формации в целом свидетельствуют низкие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,703—0,706).

Формационные типы гранитоидов Урала по возрастанию железистости биотитов и содержания в них F располагаются в следующей последовательности: габбро-гранитный — тоналит-гранодиоритовый — гранитный (см. рис. 13, поле I—II).

В габбро-гранитном формационном типе железистость биотитов не превышает 50%, а содержание F до 0,5%.

Тоналит-гранодиоритовый формационный тип отличается от габбро-гранитного более высокой железистостью биотита (45—62%) при несколько большем содержании фтора (до 0,8%). Аналогом его являются сохондинско-шахтаминский комплекс (габбро-диорит-гранодиоритовая формация) и главная фаза кыринского комплекса (формация гранитных батолитов) Забайкалья. С данными комплексами гранитоидов ассоциируют месторождения молибдена, вольфрама (скарново-шеелитовые), полиметаллов и золота [73, 74].

Гранитный формационный тип характеризуется высокой железистостью биотитов (60—75%) и повышенным содержанием в них F (0,3—1,5%). Наибольшие содержания фтора свойственны биотитам из лейкократовых гранитов поздних, заключительных фаз формирования позднеорогенных массивов. Сюда же относятся и фазы дополнительных интрузий кыринского комплекса Забайкалья. Фигуративные точки описываемых биотитовых гранитов образуют единое поле (II) (см. рис. 13) с фигуративными точками редкометальных гранитов кукульбейского комплекса Забайкалья и редкометальных гранитов

Монголии, а также грейзеновых вольфрамовых месторождений Приморья.

Особую группу (поле III) составляют фигуративные точки биотитов из литий-фтористых редкометальных гранитов Монголии, Забайкалья, Приморья, а также колумбитоносных биотитовых гранитов Нигерии. Биотиты из этих гранитов характеризуются высокой железистостью (80—100%) и высоким содержанием фтора (2—6%). С описываемыми гранитами ассоциируют месторождения Rb, Sn, Nb, Ta и др. редких элементов.

В заключение можно сделать некоторые основные выводы по распределению F и Cl в биотитах.

1. Для эвгеосинклинальных гранитоидов от наиболее ранних (нарических) формаций к поздним калий-натриевым и субщелочным формациям наблюдается рост концентраций F в биотитах: габбро-гранитный формационный тип — 0,2—0,4%; тоналит-гранодиоритовый формационный тип — 0,18—0,34%. Максимальная концентрация Cl также отмечена в биотитах калий-натриевых формаций базальтоидного и андезитовидного ряда: габбро-гранитная формация — 0,21%, диорит-гранитная — 0,30%.

2. "Континентальные" габбро-гранитные серии областей тектономагматической активизации характеризуются более высокими содержаниями F в биотитах (0,57—0,61%) при близких концентрациях Cl (0,11—0,31%).

3. Близкие тенденции характерны и для F в биотитах из "континентальных" образований гранитного и тоналит-гранодиоритового формационных типов; от диорит-плагиогранитной к монцодиорит-гранитной формации содержание F в биотитах кислых пород возрастает в 3 раза (от 0,41 до 1,30%); при некотором увеличении содержания Cl (от 0,01—0,02 до 0,07%). В гранитном формационном типе содержание F в биотитах увеличивается от мигматит-гранитной формации (0,65%) к гранитной (0,73%) при устойчивом низком содержании Cl (0,1%). Наиболее высокие концентрации F в биотитах (2—4%) характерны для посторогенных гранитоидов, развитых на коре континентального типа.

4. Для докембрийских формаций палингено-коровых гранитоидов установлены заметные различия в содержаниях F и Cl в биотитах. Гранитоиды эндербит-чарнокитовой формации характеризуются повышенными содержаниями Cl (0,26%) и низкими F (0,23%). Гранитоиды мигматит-гранитной формации наоборот — повышенными содержаниями F в биотитах (0,93%) и очень низкими Cl (0,03%). Аналогичные содержания F и Cl отмечены в биотитах из метаморфических пород изофациальных с вышеуказанными формациями гранитоидов: амфиболитовая фация — F = 0,59—0,93%, Cl = 0,03—0,05%, гранулитовая фация — F = 0,25—0,48%, Cl = 0,34—0,44%.

5. Содержание F в биотите, при известном коэффициенте распределения F между биотитом и гранитным расплавом (7,4), является индикатором содержания F в расплаве, что может быть использовано при оценке потенциальной рудоносности гранитоидов.

МУСКОВИТ

Мусковит присутствует во многих разновидностях гранитоидов, но наиболее характерен он для самых поздних гранитов и лейкогранитов, а также жильных гранитов и пегматитов. В других случаях — это обычный постмагматический минерал, который развивается в зонах метасоматического изменения гранитоидов как площадного, так и околожильного характера. Чаще всего он развивается по биотиту, замещая его.

Содержание F в мусковитах из гранитоидов Урала варьирует от 0,011 до 2%, а содержание Cl — от 0 до 0,1% (табл. 13). Наиболее высокие содержания F характерны для мусковитов из грейзенизированных гранитов и пегматитов гранит-лейкогранитной формации, а минимальные — для мусковитов из зон слабого площадного изменения гранитоидов мигматит-гранитной и монцодиорит-гранитной формаций. Очень низкое содержание F (до 0,2%) отмечено в мусковитах Верхисетского и Варламовского массивов. Содержание F в мусковитах обычно ниже, чем в замещаемых им биотитах. Тем не менее, несмотря на более низкие концентрации, мусковиты также отражают геохимическую специализацию гранитоидов на F и являются, как и биотиты, индикатором флюидного режима гранитоидов.

АМФИБОЛ

Амфиболы широко распространены в породах и устойчивы при различных *P-T* условиях (см. рис. 6).

В метаморфических породах содержание F в амфиболах (обыкновенных роговых обманках) падает с уменьшением степени метаморфизма пород от гранулитовой фации до зеленосланцевой: в гранулитовой фации среднее содержание F составляет 1,03%, в амфиболитовой — 0,52%, в эпидот-амфиболитовой — 0,30%. Одновременно возрастают концентрации гидроксильной группы (ОН), о чем свидетельствует наличие отрицательной корреляции между ионом F и (ОН) [83]. Установлено, что с уменьшением содержания (ОН) и увеличением содержания F в роговых обманках возрастает содержание калия и степень окисления железа.

Высокие концентрации F в амфиболах большей частью отвечают метасоматическим и метаморфическим образованиям: в клинохолмквиститах (2,13%) на контакте литиевого пегматита с дайкой диабазы [39], в паргаситах (0,94%), характерных для докембрийских флогопитовых месторождений Южной Якутии, скарнов Швеции и Финляндии, в рихтеритах (0,78%), приуроченных к термально метаморфизованным известнякам и щелочным породам, в обыкновенных роговых обманках из пород гранулитовой фации (1,03%) и некоторых типов скарнов (1,02%). Высокие концентрации F отмечены в рихтеритах (1,29%) из лейцитовых лампроитов Западной Австралии [83].

Особое положение занимают хлорсодержащие роговые обманки [91, 92], приуроченные к скарново-магнетитовым месторождениям. Содержание Cl в них в среднем составляет 1,52%, а F — 0,06%. По представлениям [91, 82 и др.], Cl в амфиболах, как и F, замещает группу

Таблица 13

Содержание F и Cl (в вес. %) в мусковитах из гранитоидов Урала

Порода	Массив	Число измерений	Фтор		Хлор	
			пределы	среднее	пределы	среднее
<i>Адамеллит-гранитный формационный тип</i>						
Двуслюдяной гранит	Соколовский	2	0,63—0,88	0,75	0,01—0,02	0,01
Мусковитовый гранит	То же	2	0,93—1,43	1,18	0,003—0,005	0,004
Двуслюдяной гранит	Зенковский			1,05		
Гранит мусковитовый	То же	5	0,80—1,32	1,06	0,01—0,04	0,02
Гранит лейкократовый	Малышевский	2	0,36—0,43	0,40		
Двуслюдяной гранит	Акакульский			0,94		
Гранит лейкократовый	Сабанайский			0,94		
То же	Кременкульский	3	0,42—1,00	0,74		
Микроклин-пертитовый гранит	Мань-Хамбо	4	0,47—1,08	0,74	0,02—0,04	0,03
Альбитизированный гранит	То же			0,28		0,004
Фельзит-порфир	"			0,95		0,03
Биотит-мусковитовый гранит	Шотинский			1,50		
Гранит лейкократовый	То же	2	0,92—1,00	0,96		
<i>Гранитный формационный тип</i>						
Биотитовый гранит	Адуйский	2	0,42—0,92	0,67		Следы
Двуслюдяной гранит	То же	6	0,41—1,30	0,73	0,01—0,05	0,03
Пегматоидный гранит	"	3	0,12—0,90	0,44	0,01—0,03	0,02
Пегматит	"	10	0,36—1,88	1,12	0,00—0,04	0,01
Двуслюдяной гранит	Санарский	3	0,22—0,65	0,44		
Гранит лейкократовый	Челябинский			0,30		
Гранит двуслюдяной	Балашовский			0,42		0,01
Плаггиогнейс	Варламовский			0,12		0,03
Гранито-гнейс	То же	3	0,05—0,12	0,08	0—0,01	0,01
Двуслюдяной гнейс	"			0,18		0,01
Пегматоидный гранит	"			0,03		Следы
Пегматит	"			0,23		0,02

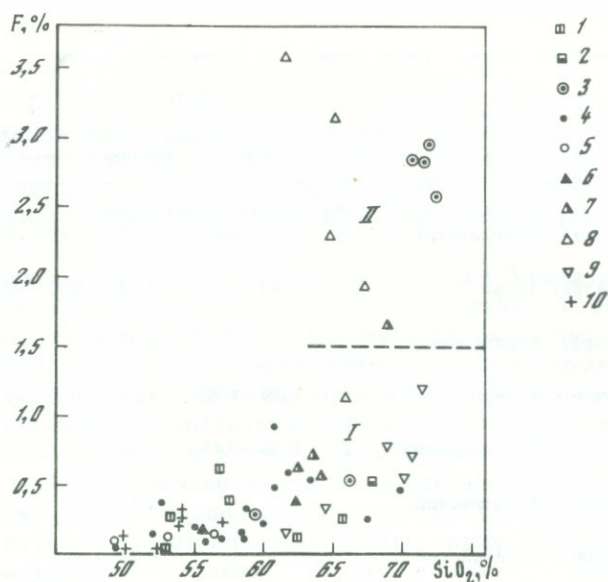


Рис. 14. Соотношения содержаний фтора в амфиболах и кремнезема в гранитоидах

Гранитоиды Урала. Эвгеосинклинальные формации на коре континентального типа: 1 — диорит-гранитная, 2 — диорит-плагногранитная, 3 — габбро-сиенитовая, 4 — габбро-гранитная, 5 — габбро-плагногранитная. Гранитоиды других регионов СССР: 6 — бичурский интрузивный комплекс, 7 — роговообманково-биотитовая фация щелочных гранитоидов мало-куналейского комплекса, 8 — рибекитовая и рибекит-биотитовая фация щелочных гранитоидов малокуналейского комплекса, 9 — гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня [143], 10 — метаморфические породы амфиболитовой фации; поле I — амфиболы роговообманково-биотитовой минеральной фации; поле II — щелочные амфиболы рибекитовой и рибекит-биотитовой фаций

(ОН). Содержание F в роговых обманках из гранитоидов Урала колеблется от сотых до десятых долей процента, не превышая обычно 0,5—0,7% (рис. 14). Исключение составляют субщелочные амфиболы из гранитоидов Карабулакского и Малочекинского массивов, где содержание F в амфиболах достигает 3%. Повышенным содержанием F характеризуются и амфиболы из щелочных пород Ильменского комплекса [96] и Ловозерского щелочного массива [37], а также щелочные амфиболы из редкометалльных гранитоидов [67].

Минимальные содержания F в амфиболах характерны для плагногранитсодержащих формаций гранитного и тоналит-гранодиоритового формационного типов (табл. 14). Наиболее высокие концентрации F отмечены в гранитоидах повышенной щелочности монцодиорит-гранитной (0,58%) и габбро-сиенит-гранитной (0,54%) формаций.

Из других гранитоидов СССР повышенными содержаниями F в амфиболах (до 3,6%) характеризуются граниты куналейского пермтриасового комплекса Забайкалья, а пониженными (до 0,2%) — гранитоиды Восточных Саян (табл. 15).

Содержание F в амфиболах, так же как и в биотитах, коррелируется с содержаниями в породе кремнезема (см. рис. 14, поле I); исключение

Таблица 14

Содержание F и Cl (в вес. %) в амфиболах из гранитоидов Урала

Номер пробы	Порода	Массив	F	Cl
1	2	3	4	5
<i>Эвгеосинклинальная ассоциация на коре континентального типа</i>				
Монцодиорит-гранитная формация				
СТ-19-2	Граносиенит	Степнинский	0,56	—
СТ-31	Гранит	То же	0,15	—
СТ-18	То же	"	0,07	—
СТ-2	Роговик	"	0,07	—
Диорит-гранитная формация				
И-7064а	Кварцевый диорит	Верхисетский	0,27	0,06
И-70456	То же	То же	0,40	0,13
И-70186	" (ксенолит)	"	0,54	0,04
IV	Гранодиорит	"	0,80	0,15
И-70126	"	"	0,54	0,21
И-505	Гнейс амфибол-биотитовый (шлир)	"	0,63	0,03
И-574	Порфирит (экзоконтат)	"	0,07	0,005
Ар-13	Гранодиорит	Каменский	0,33	0,01
А-27	Кварцевый диорит	То же	0,28	—
АР-6	Кварцевый диорит (жильный)	"	0,42	0,01
<i>Эвгеосинклинальная ассоциация на коре островодужного типа</i>				
Монцодиорит-гранитная формация				
	Гранодиорит	Ново-Бурановский	0,58	—
Диорит-гранитная формация				
И-7225	Кварцевый диорит	Вилюйский	—	0,10
И-597	Гранодиорит	Северо-Коневский	0,06	0,20
И-7101	То же	Петрокаменский	0,05	0,16
	Габбро-диорит	Некрасовский	0,12	0,01
	Плагиогранит	Некрасовский	0,31	0,03
Габбро-гранитная формация				
	Гранодиорит	Верхнеуральский	0,11	—
	Гранит	Богдановский	0,04	0,02
КС-7-2	"	Кассельский	0,19	—
	Габбро	Магнитогорский	0,14	—
	То же	То же	0,14	—
К-795	Габбро	"	0,03	0,09
	Гранодиорит	"	0,18	—
К-810	То же	"	0,87	—
	Граносиенит	"	0,39	—
К-813	То же	"	0,25	—
К-809	Гранит	"	0,10	0,11
	То же	"	0,35	—
К-798	Габбро	Малый Куйбас	0,27	0,09
К-797	То же	То же	0,15	0,11
К-799	Диорит	"	0,20	0,07
К-800	Гранит	"	0,58	0,10
К-803	Граносиенит	Мосовский	0,45	0,04
	Кварцевый диорит	Чекинский	0,12	—

Таблица 14 (окончание)

1	2	3	4	5
<i>Эвгеосинклинальная ассоциация на коре островодужного типа</i>				
	Кварцевый сиенито-диорит	Карабулакский	0,15	—
	То же	То же	0,31	—
	Кварцевый сиенито-диорит	Карабулакский	0,47	—
	Гранит	"	2,85	—
	Гранит	"	2,95	—
	Автолит	"	2,82	—
K-805	Гранодиорит	Северные Борки	0,29	0,10
K-806	Граносиенит	То же	0,51	0,02
K-807	"	"	0,14	0,07
K-804	Гранит щелочной	"	2,57	0,01
<i>Габбро-плагиогранитная формация</i>				
	Габбро	Катынадырский	0,10	0,03
	Автолит	То же	0,06	0,05
	Плагиогранит	"	0,10	0,22
<i>Платформенная ассоциация на коре континентального типа</i>				
<i>Габбро-гранитная и габбро-сиенит-гранитная формация</i>				
P-6	Гранит	Рябиновский	0,20	0,15
K-639	Габбро	Бердяшский	0,02	0,05
БД-71	Кварцевый сиенито-диорит	Бердяшский	0,78	0,25
БД-43	То же	То же	0,39	0,18
БД-23	Автолит	"	0,60	0,33
БД-7	Граносиенит	"	0,69	—
K-1	Гранит	"	0,56	0,30
9084	Меланократовый шлик в граните	"	1,12	0,29
K-633	Нефелиновый сиенит	"	0,22	0,05

Примечание. Анализы амфиболов из гранитов Некрасовского, Хабарнинского, Черноисточинского, Карабулакского, Катынадырского и частично Магнитогорского массивов заимствованы из [158]; Бердяшского массива — из [89].

составляют щелочные амфиболы (поле II), где эта зависимость изменяется на обратную. По содержанию Cl (0,13—0,18%) в амфиболах резко выделяются гранитоиды габбро-гранитного формационного типа. Высокие содержания Cl в амфиболах (0,13—0,55%) свойственны также гранитоидам Кураминского хребта (Средний Тянь-Шань), являющихся, по представлениям Р.Г. Юсупова [182], производными верхней мантии.

В других формационных типах гранитоидов содержание Cl в амфиболах обычно составляет 0,03—0,06% и аналогично содержанию Cl в биотитах из этих же образований.

На графике соотношений F и Cl в амфиболах (рис. 15), как и в биотитах, выделяются две группы гранитоидов. Первая группа — это производные преимущественно мантийных базальтоидных магм, амфиболы которых характеризуются повышенным содержанием Cl

Таблица 15

Содержание F и Cl (в вес. %) в амфиболах из магматитов различных регионов СССР

Номер пробы	Порода	Комплекс, массив	Число измерений	Фтор		Хлор	
				пределы	среднее	пределы	среднее
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Восточные Саяны</i>							
7518	Кварцевый диорит	Ольховский комплекс	7	0,2—0,3	0,3	0,03—0,04	0,03
7516	Гранодиорит	То же	15	0,2—0,3	0,24	0,07—0,21	0,14
6953	Гранит	"	3	0,4—0,5	0,4	0,16—0,26	0,21
7047	Сиенито-диорит	Буеджувский комплекс	9	0,1—0,3	0,2	0,01—0,08	0,04
7589	Гранодиорит	То же	9	0,3—0,5	0,33	0,02—0,05	0,04
7592	Гранит	"	9	0,2—0,4	0,29	0,01—0,02	0,01
<i>Тува</i>							
7123	Гранит	Таннуольский комплекс	6	0,1—0,2	0,15	0,01—0,03	0,02
7683	Гранит	Беллыкский комплекс	9	0,5—0,8	0,60	0,04—0,11	0,08
7674	Гранит-порфир	Кизыкчадрский комплекс	6	0,1—0,2	0,10	0—0,01	0,01
<i>Прибайкалье</i>							
ЧИ	Габбро-норит	Чинейский массив	6		0,2		0,02
ЧИ-30	Меланократовый габбро-норит	То же	10		0,13		0,01
ЧИ-55	Мезократовый габбро-норит	"	9		0,10		0,01
485-1	Габбро-норит	"	12		0,20		0,01

Таблица 15 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Прибайкалье</i>							
486-3	Габбро полосчатое мезократовое	"	9		0,26		0,02
44-34	Лейкогаббро	"	6		0,10		0,06
<i>Монголия</i>							
4230	Мантийные нодулы	Шова-Царем	5	0,3—0,4	0,4	0,02—0,02	0,02
<i>Забайкалье</i>							
265	Гранодиорит	Баргузинский комплекс	6		0,27		0,16
236	Гранодиорит	Зазинский комплекс	9	0,24—0,51	0,38	0,06—0,15	0,10
244	Сиенит	Куналейский комплекс, P-T	10	0,53—1,37	0,89	0,02—0,04	0,03
245	Гранит	То же	10	2,53—3,22	2,96	0—0,004	0,002
251	"	"	14	1,89—3,21	2,57	0—0,02	0,01
253	"	"	5	2,64—3,78	3,03	0,01—0,02	0,02
254	"	"	8		3,60		0,02
<i>Средний Тянь-Шань, Кураминский хребет</i>							
183	Гранит	Чайлисайский комплекс, С ₃	5	0,46—0,73	0,62	0,27—0,42	0,35
A-1125	Гранодиорит	Акташский массив, С ₃	5	0,12—0,19	0,16	0,03—0,05	0,04
A-677	Гранит	Гудасский массив, С ₃	8	0,33—0,55	0,42	0,09—0,18	0,13
A-8	Адамеллит	Ангренское плато, С ₃	5	0,39—0,58	0,48	0,26—0,36	0,29
A-724	Гранодиорит	Шаршарсайский массив, С ₃	3	0,57—0,78	0,70	0,10—0,16	0,14

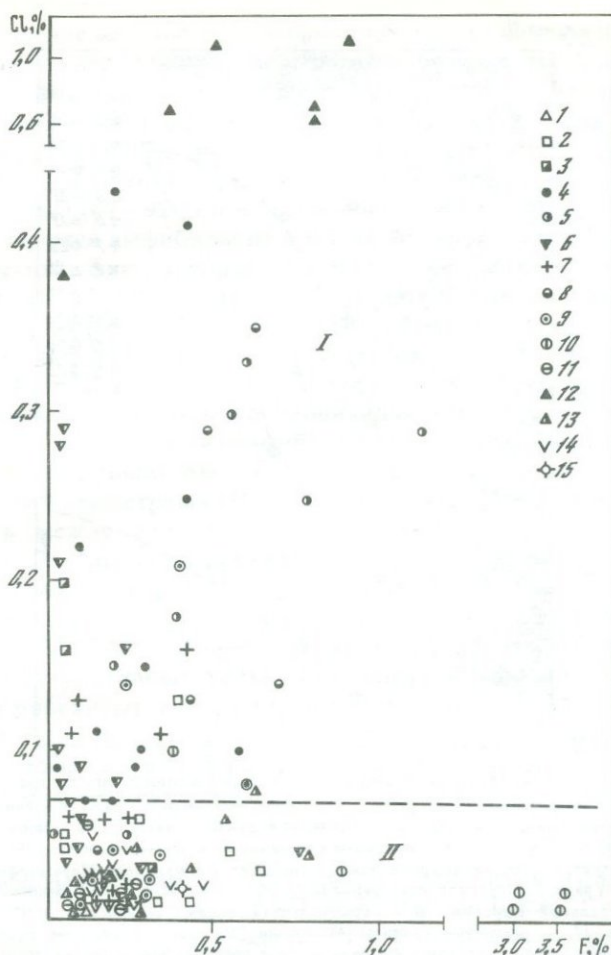


Рис. 15. Соотношения содержаний F и Cl в амфиболах

Формационные типы гранитоидов Урала: 1 — гранитный, 2 — тоналит-гранодиоритовый на континентальной коре, 3 — тоналит-гранодиоритовый на островодужной коре, 4 — габбро-гранитный, развитый на коре островодужного типа, 5 — габбро-гранитный, развитый на коре континентального типа (догоеосинклинальный), 6 — гранитный (ультраметаморфический), 7 — метаморфические породы амфиболитовой фации Урала. Гранитоиды и метаморфические породы других регионов: 8 — гранитоиды Кураминского хребта (Северный Тянь-Шань), 9 — гранитоиды Восточного Саяна и Тувы, 10 — гранитоиды Забайкалья (конкудеро-мамаканский, зазинский, баргузинский комплексы), 11 — габбро-нориты и габброиды Чинейского массива (Забайкалье), 12 — гранулиты и чарнокиты Индии [241] (по основному субстрату), 13 — гранулиты Беломорья и Алданского щита (по кислому (?) субстрату), 14 — метаморфические породы по диабазам (эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации), 15 — мантийные модули вулканитов Шова-Царем (Монголия)

(от 0,1 до 1%) и содержанием F от 0,1 до 0,8%. Это в основном гранитоиды габбро-гранитного формационного типа. Сюда же относятся и ряд гранитоидов других регионов СССР (Средний Тянь-Шань, Восточные Саяны, Тува, Прибайкалье и др.), а также метаморфиты гранулитовой фации, развитые на основном субстрате (южное обрамление Алдан-

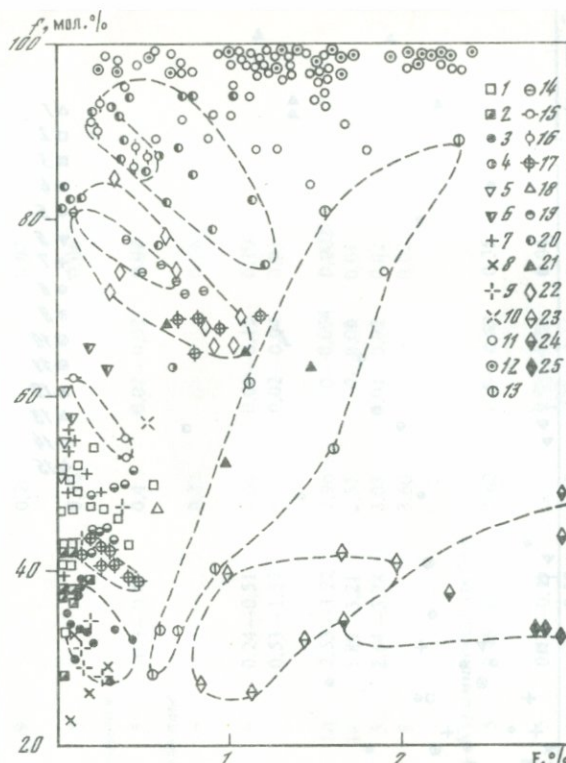


Рис. 16. Соотношения железистости амфиболов и содержания в них фтора

Формационные типы гранитоидов Урала: 1 — тоналит-гранодиоритовый на коре континентального типа, 2 — тоналит-гранодиоритовый на коре островодужного типа, 3 — габбро-гранитный на коре островодужного типа. Догеосинклинальные формации на коре континентального типа: 4 — габбро-сиенит-гранитная, 5 — мигматит-гранитная; 6 — эндербит-чарнокитовая. Метаморфиты: 7 — амфиболитовая фация Урала, 8 — гранулитовая фация Беломорья, Юго-Западного Памира, 9 — гранулитовая фация Центральной Карелии, 10 — гранулитовая фация Алданского щита. Гранитоиды других регионов: 11 — щелочные граниты Монголии [36], 12 — щелочные граниты Нигерии [75], 13 — роговообманково-биотитовая фация щелочных гранитоидов малокуналейского комплекса Забайкалья [171], 14 — щелочные граниты Западного Забайкалья [152], 15 — щелочные граниты бичурского комплекса Забайкалья [171], 16 — щелочные граниты Кольского полуострова [11], 17 — гипабиссальные граниты Центрального Сихотэ-Алия [153]; 18 — граниты Центральной Чукотки, 19 — граниты Кураминского хребта (Северный Тянь-Шань), 20 — анортзит-рапакивигранитная формация [31], 21 — чарнокиты Индии [216], 22 — роговые обманки из щелочных пород Ильменогородского комплекса [96], 23 — магнезиокатафориты из щелочных пород Ильменогородского комплекса [96], 24 — щелочные граниты малокуналейского комплекса [171], 25 — щелочные граниты Карабулакского массива (Урал).

ского щита, Кольский полуостров и др.). Вторая группа — производные коровых образований, амфиболы которых характеризуются пониженными содержаниями Si (менее 0,07%) и широкими вариациями содержания F (0,1—1,0%). Это гранитоиды тоналит-гранодиоритового и гранитного формационных типов, формирующихся на коре континентального типа. Сюда же входят и метаморфиты амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой ступеней метаморфизма зональных метаморфических комплексов Урала.

Соотношение железистости амфиболов и содержаний в них F (рис. 16) вполне закономерное. Железистость амфиболов возрастает от габбро-гранитного формационного типа к тоналит-гранодиоритовому и гранитному, а содержание F почти не меняется. В этом же диапазоне железистости и содержаний F находятся и амфиболы из метаморфических пород от гранулитовой фации до эпидот-амфиболитовой. Высокой железистостью (63—92%) и повышенными содержаниями F (0,5—0,8%) характеризуются амфиболы из платформенных гранитоидов Бердяшского массива, фигуративные точки которого находятся в поле гранитоидов анортозит-рапакиви-гранитной формации. Максимальной железистостью (85—99%) и широкими вариациями содержаний фтора (0,2—2,5%) характеризуются амфиболы из щелочных редкометалльных гранитов Монголии и Нигерии. В то же время щелочные гранитоиды малокуналейского комплекса Забайкалья характеризуются широким диапазоном железистости амфиболов (30—88%) и содержаний в них F (0,6—2,5%), причем отмечается прямая зависимость между вышеуказанными параметрами. Наряду с этим наблюдается и обратная зависимость между содержаниями F в амфиболах и железистостью последних. Это щелочные граниты Балтийского щита [11], гранитоиды рапакиви-гранитной формации [31], мезозойские граниты Западного Забайкалья [171] и гипабиссальные гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня [143]. Особое положение на диаграмме (см. рис. 16) занимают фигуративные точки щелочных амфиболов (магнезиокапториты и рибекиты), которые характеризуются низкой железистостью (25—40%) и повышенными содержаниями F (1—3%). В целом наблюдается хорошее соответствие описанного выше графика с аналогичным графиком для биотитов (см. рис. 13), хотя закономерности в расположении фигуративных точек амфиболов проявлены менее четко, чем для биотитов.

В амфиболах из метаморфических пород гранулитовой фации (табл. 16) содержание F и Cl варьирует: Cl — от 0,01 до 0,68%, F — от 0,07 до 0,78%. Максимальные содержания Cl и F свойственны метаморфитам комплекса Нота (Кольский полуостров), а минимальные — Беломорья, Юго-Западного Памира, Алданского щита. В зональных метаморфических комплексах Урала (табл. 17) содержание Cl в амфиболах находится в пределах 0,01—0,05%, а содержание F имеет тенденцию к уменьшению от 0,47 до 0,11% от амфиболитовой фации к зеленосланцевой. Характерно, что в последних, независимо от состава субстрата, содержание Cl в амфиболах очень низкое и, вероятно, обусловлено режимом флюидов окружающей среды. Минимальные содержания Cl свойственны также амфиболам из глаукофан-сланцевых комплексов Урала (см. табл. 17), формирующихся в условиях высоких давлений (8—10 кбар) и относительно низких температур (300—400°С).

В амфиболах из различных типов ультраосновных и основных пород ксенолитов, образовавшихся в условиях верхней мантии и нижней коры [185, 186] и заключенных в базальты различных районов, намечается закономерная корреляция содержаний F и калия; от наиболее бедных калием и F паргаситов (F — 0,01—0,04%) к более калиевым и богатым F керсутитам (F — 0,09—0,17%) и далее к калиевым

Таблица 16

Содержание F и Cl (в вес. %) в амфиболах из пород гранулитовых комплексов СССР

Номер пробы	Порода	Число измерений	Фтор		Хлор	
			пределы	среднее	пределы	среднее
1	2	3	4	5	6	7
<i>Урал</i>						
Тараташский комплекс						
T-7	Диорит	1		0,30		—
T-10	Амфиболит	1		0,19		—
T-24	Амфиболит с гранатом	1		0,10		—
Александровский комплекс						
02/130	Амфиболит	1		0,23		0,16
01/196	"	1		0,04		0,29
Салдинский комплекс						
НТ-11	Горнблендит	1		0,06		0,06
П-232	Габбро-амфиболит	1		0,10		0,09
П-102/52-92	Амфиболит	1		0,04		0,08
НТ-14	"	1		0,02		0,10
П-105/95-102	Амфибол-биотитовый гнейс	1		0,03		0,28
П-40/78	Плаггиогнейс	1		0,09		0,04
НТ-12	Мигматит	1		0,06		0,04
Селянkinская толща						
ИЛ-11	Амфиболит	1		0,09		0,06
ИЛ-30	"	1		0,21		0,08
<i>Кольский полуостров</i>						
Комплекс Нота						
39	Гнейс	11	0,66—0,91	0,78	0,03—0,04	0,04
70	"	17	0,48—0,76	0,60	0,06—0,10	0,08
122	"	15	0,28—0,40	0,36	0,56—0,80	0,68
<i>Беломорье</i>						
89з	Гранат-двупироксеновый сланец	6	0,02—0,19	0,09	0,002—0,01	0,01
44б	Гранат-пироксен-амфиболовый сланец	5	0,19—0,37	0,28	0,003—0,01	0,01
8г	То же	5	0,36—0,52	0,44	0,02—0,04	0,03
<i>Юго-Западный Памир</i>						
1884	Гранат-амфибол-пироксеновый кристаллический сланец	5	0,04—0,09	0,07	0,004—0,02	0,01
4639	То же	10	0,12—0,31	0,28	0,004—0,01	0,01
1540в	Гранат-гиперстен-амфиболовый сланец	5	0,03—0,08	0,07	0,004—0,02	0,01

Таблица 16 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
<i>Юго-Западный Памир</i>						
1538	То же	4	0,13—0,22	0,17	0,02—0,05	0,04
1093а	Амфибол-биотит- плагиоклазовый сланец	5	0,10—0,26	0,19	0,01—0,03	0,02
<i>Алданский щит</i>						
45	Гранат-гиперстен- амфиболовый сланец	5	0,42—0,57	0,54	0,05—0,07	0,06

рихтеритам ($F = 0,3—0,69\%$) и сосуществующим с ними флогопитам ($F = 0,30—0,85\%$). При этом проглядывается связь с эволюцией содержаний K_2O и F во вмещающих эти ксенолиты породах — от бедных калием и F толеитов до самых максимальных их содержаний в кимберлитах (Южная Африка), мелилититах (Нирагонго), вайомингитах (США) и др. На основании этого сделан вывод [186], что высокофтористый флогопит и калиевый рихтерит — главные источники F и K_2O в верхней мантии для континентальных и островодужных базальтовых магм, а низкофтористый и бедный калием паргасит — для абиссальных толеитовых магм, образующихся под срединно-океаническими хребтами при частичном плавлении перидотитов на относительно небольшой глубине.

Таким образом, данные по распределению F и Cl в этих амфиболах во многом согласуются с данными по распределению галогенов в биотитах и в породах. На примере Урала в эвгеосинклинальных базальтоидных и андезитовидных гранитоидах отчетливо прослеживается тенденция увеличения содержаний F в амфиболах от наиболее ранних (натриевых) типов формаций к более поздним — калий-натриевым и субщелочным. В орогенных палингенно-коровых гранитоидах содержание F в амфиболах (при низких концентрациях $Cl = 0,03—0,06\%$) также увеличивается от более ранних, натриевых к поздним, калий-натриевым, одновременно с ростом содержаний K_2O в породах.

Для Cl такая зависимость намечается только для базальтоидных формаций с максимумом содержаний Cl ($0,18\%$) в калий-натриевой габбро-гранитной формации. Очень высокая хлороносность характерна и для амфиболов (до $1,52\%$) из связанных с этим типом гранитоидов месторождений скарново-магнетитовой формации на Урале, в Сибири и других регионах. В дашкесанитах из этих месторождений содержание Cl достигает $3,8\%$ [91].

Высокие концентрации Cl свойственны и амфиболам платформенных базальтоидных гранитоидов (Бердяшский массив — $Cl = 0,21\%$, $F = 0,54\%$).

В метаморфических породах содержания F и Cl закономерно увеличиваются от зеленосланцевой фации к гранулитовой с одновременным

Таблица 17

Содержание F и Cl (в вес. %) в амфиболах из пород зональных метаморфических комплексов Урала и других регионов СССР

Номер пробы	Порода	Число измерений	Фтор		Хлор	
			пределы	среднее	пределы	среднее
1	2	3	4	5	6	7
<i>Метаморфические породы амфиболитовой фации</i>						
Гаевский комплекс (Урал)						
НТ-9	Амфиболит	1		0,15		0,03
КС-95/ 93-115	Амфибол-биотитовый гнейс	1		0,23		0,02
Адуйский комплекс (Урал)						
АР-14	Плагиогнейс	1		0,25		0,06
А-33	Амфиболит	1		0,28		0,01
Ильменогорский комплекс (Урал)						
ИЛ-9	Амфиболит	1		0,08		0,13
ИЛ-6	Амфиболит	1		0,07		0,11
ИЛ-1	Мигматит	1		0,42		0,16
Центральная Карелия						
Метадиабазы и амфиболовые сланцы						
338/1	Зеленосланцевая фация	9	0,11—0,36	0,20	0,02—0,04	0,03
231	Эпидот-амфиболитовая фация	10	0,08—0,27	0,14	0,01—0,02	0,01
1008	То же	9	0,10—0,24	0,15	0,01—0,04	0,02
274/1	"	12	0,12—0,34	0,22	0,01—0,03	0,02
1301/2-1	Ксенолит в эпидот-амфиболитовой фации	3	0,16—0,24	0,20	0,01—0,02	0,02
232	Амфиболитовая фация	22	0,30—0,59	0,47	0,01—0,05	0,02
711	То же	15	0,30—0,47	0,38	0,01—0,03	0,02
1500a	Ксенолит в амфиболитовой фации	17	0,13—0,40	0,27	0,01—0,02	0,01
274/11	Наложённая амфиболитовая фация	14	0,12—0,41	0,23	0,15—0,22	0,18
1301/2-11	То же	6	0,10—0,22	0,15	0,01—0,02	0,01
<i>Метаморфические породы зеленосланцевой фации</i>						
Мугоджары (Урал)						
Я-410	Амфиболит	9	0,09—0,28	0,18	0,01—0,02	0,01
Я-443	То же	10	0,13—0,26	0,19	0,01—0,02	0,01
Я-453	"	6	0,08—0,17	0,14	0,01—0,02	0,01
Я-788	Амфиболит	7	0,12—0,21	0,17	0,01—0,02	0,02
Я-491	То же	7	0,10—0,19	0,13	0,02—0,09	0,05
Я-28	Базальтовый порфирит	5	0,10—0,13	0,11	0,01—0,02	0,02
Я-415	Диабаз	5	0,10—0,19	0,14	0,01—0,02	0,02
Я-92	Базальтовый порфирит	5	0,10—0,24	0,16	0,01—0,02	0,02
Я-98	Подушечная лава	7	0,10—0,33	0,24	0,03—0,04	0,04

Таблица 17 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
<i>Глаукофан-сланцевые комплексы Урала</i>						
Максютовский комплекс						
12176	Глаукофансодержащий кварцит	7	0,02—0,12	0,07	0,001—0,005	0,003
5708а	Графитистый кварцит	6	0,02—0,06	0,04	0,0—0,007	0,004
10-570-8м	Гранат-глаукофановый сланец	5	0,10—0,22	0,17	0,001—0,008	0,004
10-570-8а	Эклогит с глаукофаном	7	0,09—0,36	0,20	0,001—0,006	0,002
Войкаро-Сыньинский комплекс						
П4-876	Гранат-глаукофановый сланец	8	0,19—0,40	0,29	0—0,001	0
П4-886	Амфиболит	8	0,15—0,38	0,28	0—0,10	0,007
Комплекс Марун-Кеу						
П4-385в	Эпидот-глаукофановый сланец	8	0,10—0,40	0,27	0,001—0,011	0,007
ПУ-411г	Эклогит	8	0,22—0,44	0,35	0,01—0,029	0,017
ПУ-435с	То же	11	0,36—0,75	0,50	0—0,008	0,006
ПУ-321д-1	Амфиболит	8	0,37—0,60	0,49	0—0,008	0,002
ПУ-309е	То же	6	0,04—0,12	0,08	0,006—0,015	0,009
ПУ-325д	"	6	0,05—0,18	0,11	0,008—0,019	0,012

ростом в амфиболах содержаний калия и коэффициента окисления железа. Низкие содержания F и Cl в амфиболах низких фаций регионального метаморфизма определяются резким преобладанием воды в составе флюидов над другими летучими, т.е. существенно разбавленным составом метаморфизирующих флюидов. С усилением степени метаморфизма доля галогенов во флюидах относительно воды резко увеличивается, т.е. флюиды становятся более концентрированными.

АПАТИТ

Апатит является широко распространенным минералом. Как акцессорный минерал он встречается почти во всех типах магматических пород — кислых, основных, ультраосновных и щелочных; постоянно присутствует и во многих типах осадочных, метаморфических и метасоматических образований. Наибольшее количество апатита отмечается в щелочных и основных породах, а также в карбонатах, что объясняется высокой растворимостью фосфора (до 3—4% растворенного P_2O_5) в основных и щелочных магмах [240]. Растворимость последнего в магмах заметно уменьшается с увеличением SiO_2 и падением температуры. В дифференцированных сериях пород максимальное содержание апатита приурочено к промежуточным породам (диоритам и др.). В основных и ультраосновных породах для апатита характерна тесная парагенетическая связь с титаномаг-

нетитом, сульфидами и темноцветными породообразующими минералами.

Апатит — постоянный спутник магнетита в месторождениях скарново-магнетитового типа. Здесь повышенные его содержания сопутствуют малотитанистому магнетиту (1—2% TiO_2).

В гранитоидах содержание апатита сильно варьирует. Наибольшие его количества наблюдаются в гранодиоритах, кварцевых диоритах и диоритах. В этих породах возрастает удельный вес и других акцессорных минералов, содержащих кальций, железо и титан.

В массивах нефелиновых сиенитов (Хибины, Ловозеро и др.) максимальные концентрации фосфора и апатита установлены в породах, наиболее богатых нефелином [6]. В карбонатитах апатит чаще всего ассоциирует с кальцитом, флогопитом, магнетитом и пирохлором.

В метаморфических породах апатит обычно находится в парагенетической ассоциации с диопсидом, флогопитом, магнетитом и роговой обманкой.

Данные по распределению апатита в породах различного состава, таким образом, свидетельствуют о том, что как ранний продукт кристаллизации апатит образуется в малом количестве. По-видимому, основная масса фосфора при дифференциации базальтовой магмы уходит в остаточные рудные расплавы, характеризующиеся большими количествами окислов тяжелых металлов (Fe, Ti, Cu и др.), а также фосфорного ангидрида и летучих компонентов (воды, хлора и др.), поэтому фосфор фиксируется в виде апатита преимущественно на более поздних этапах кристаллизации магматических масс, нередко в ассоциации с рудными минералами. Повышение щелочности расплавов, вероятно, также благоприятствует увеличению концентраций апатита в породах, на что указывают повышенные его содержания в ассоциации с нефелином и карбонатами в щелочных породах. Количество апатита в породах может значительно увеличиваться и в связи с развитием более поздних гидротермально-метасоматических процессов.

Апатит, как известно, характеризуется широкими вариациями своего состава [6]. В его структуре ионы F, Cl, и (OH) тесно связаны и замещают друг друга. В то же время известны и почти чистые конечные его члены: фторапатит — $Ca_5(PO_4)_3F$, хлорапатит — $Ca_5(PO_4)_3Cl$ и гидроксилапатит — $Ca_5(PO_4)_3OH$. Термодинамическими исследованиями установлено [29], что поле устойчивости фторапатита гораздо больше, чем гидроксил- и хлорапатита, поэтому для фторапатита характерна и наибольшая распространенность в земной коре. С повышением температуры стабильность фторапатита заметно сокращается, а предельные концентрации F в растворе, необходимые для его кристаллизации, значительно возрастают; соответственно возрастает вероятность образования гидроксилапатита. Меняются и поля устойчивости между гидроксил- и хлорапатитом. Поле устойчивости гидроксилапатита максимально при средних температурах (100—350°C), при более высоких температурах возрастает вероятность образования хлорапатита, особенно в сухих системах.

В настоящее время накоплена значительная информация по распределению F и Cl в апатитах различного состава и происхождения [212,

6, 124 и др.]. Апатиты магматических пород характеризуются наиболее значительными вариациями F (1,2—3,9%) и Cl (0—2,0%).

К особенностям состава апатитов ультраосновных и основных пород и генетически связанных с ними гранитоидов относятся наиболее высокие содержания Cl. Повышенные содержания Cl характерны, например, для апатитов из дунитов Полярного и Среднего Урала, габбро Тагило-Баранчинского и Волковского массивов на Урале, траппов Сибирской платформы, пикритовых габбро-долеритов Талнахской трапповой интрузии, основных пород Новой Зеландии и многих других [6, 16, 54, 190, 191, 192].

В апатитах гранитоидов содержания F, Cl и H₂O варьируют в широких пределах. Наиболее высокие концентрации Cl отмечаются в гранитоидах повышенной основности, входящих в состав вулканических ассоциаций, сопровождающихся полиметаллическим, медно-порфировым и скарново-магнетитовым оруденением. Например, в апатитах из гипабиссальных гранитоидов Мексики [233] содержание Cl в апатитах — 0,3—1,2%. В апатитах из кварцевого латита медно-порфирового месторождения Бингхем, США — 0,15—0,95% [231]. Высокие содержания Cl отмечены также в апатитах субвулканических гранитоидов и связанных с ними метасоматических образованиях с медно-молибденовой минерализацией (в Восточном Забайкалье [139], гранодиоритов и гранитов Кураминского хребта (табл. 18), кварцевых монцодиоритов Западного Памира (табл. 18), вулканитов (дациты и трахиты) США [235]). Составы апатитов многих типов гипабиссальных гранитоидов обнаруживают моновариантную зависимость (в рамках конкретных серий): отношение F/Cl+OH или F/Cl увеличивается с уменьшением основности пород и снижением температуры их образования. В соответствии с этим в остаточных расплавах, богатых кремнеземом и щелочами, появляются наиболее фтористые апатиты. Такие моновариантные серии составов в апатитах установлены в габбро-гранитной серии Оденвальда [237], в серии вулканитов США [235], в гранодиорит-гранитной серии Кураминского хребта [176, 177], в латитовой серии месторождения Бингхем (США) [231] и многих других. На медно-порфировом месторождении Бингхем (США) во всех трех фазах латитового массива выявлены систематические вариации состава апатитов, обусловленные магматической и гидротермальной его эволюцией. Первая проявляется в закономерном увеличении в апатитах содержаний F от ранней краевой зоны массива к центральной фазе и позднему аплиту при одновременном снижении содержаний Cl, что является отражением процессов кристаллизационной дифференциации (рис. 17). Вторая характеризуется заметным снижением содержаний F и ростом концентраций (OH) и связана с более поздним гидротермальным изменением пород. В сосуществующих с апатитами биотитах — от более ранних высокотемпературных его генераций к более поздним низкотемпературным — наблюдается увеличение содержаний F и Mg и уменьшение содержаний Cl, Fe, Ti и Ba.

В коровых анатектических гранитоидах, ассоциирующих с метаморфическими породами амфиболитовой фации, в апатитах наблюдается иной состав галогенов, здесь практически отсутствует Cl. Низкие содержания Cl (0,02—0,08%) установлены, например, в апатитах

Таблица 18
Содержание F и Cl (в вес. %) в апатитах из магматитов разных районов СССР

Номер пробы	Порода	Массив	Число проб	Фтор		Хлор	
				пределы	\bar{x}	пределы	\bar{x}
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Мантийные нодулы вулкана Шова-Царем (Монголия)</i>							
4334/1и	Шпинелевый лерцолит	Шова-Царем	15	0,5—1,0	0,64	1,74—2,67	2,10
<i>Талнахская трапповая интрузия</i>							
КЗ-1548/1416,2	Габбро-долерит	Верхне-Талнахский	5	0,2—0,7	0,44	3,83—4,15	4,04
КЗ-1548/1421	То же	То же	6	0,1—0,6	0,35	0,70—0,87	0,78
КЗ-1548/1422	"	"	6	0,1—0,3	0,23	2,89—3,64	3,14
<i>Анортозитовые комплексы</i>							
502-66	Анортозит	Украинский щит (габбро-анортозитовая формация)	3	2,14—2,37	2,27	0,16—1,18	0,16
91-78	Оливиновое габбро	То же	5	2,26—2,53	2,53	0,04—0,016	0,08
11-А-66	Габбро-перидотит	"	4	1,52—2,14	1,78	0,06—0,10	0,08
502-И-62	Анортозит	Алдано-Становой щит (анортозитовая формация)	3	2,72—2,96	2,86	0,03—0,08	0,05
601-62	Перидотит	То же	4	1,64—2,08	1,84	0,05—0,06	0,06
502-Л-62	Габбро-перидотит	Алдано-Становой щит (анортозитовая формация)	3	2,32—2,76	2,51	0,06—0,07	0,07
523-62	Габбро-сиенит	Алдано-Становой щит	4	2,03—2,38	2,16	0,02—0,12	0,07
13-С-62	Сиенит	То же	5	1,08—1,68	1,48	0,07—0,15	0,09
538-5-62	Двупироксеновый кристаллический сланец	Алдано-Становой щит (гранулитовая фация)	4	2,34—2,86	2,53	0,34—0,40	0,36
1562-Г-62		То же	7	1,01—2,76	1,82	0,13—0,44	0,30
<i>Чинейский габбро-анортозитовый массив (Забайкалье)</i>							
485-1	Габбро-норит	Чинейский массив	12		2,28		0,53
ЧЛ-5	То же	То же	4		2,25		0,38
ЧЛ-30	Габбро-норит, меланократовый	"	9		1,93		0,34
ЧЛ-55	Габбро-норит, мезократовый	"	9		1,67		0,22
486-3	Мезократовое габбро	"	9		2,33		0,52
ЧИ-34	Лейкогаббро	Чинейский массив	4		1,98		0,34
<i>Юго-Западный Памир</i>							
5520	Чарнокит	р. Абхарв	24	2,6—3,8	3,02	0,01—0,08	0,04
<i>Южный Тянь-Шань</i>							
5857	Диорит	Пахтанишатский	18	1,4—2,6	1,95	0,35—0,66	0,56
5842	Кварцевый монцодиорит	"	12	2,0—3,3	2,75	0,02—0,09	0,03
6826	То же	Шадонский	24	1,4—2,8	2,10	0,25—0,050	0,34
6828	"	"	29	1,4—2,5	1,87	0,30—0,85	0,63
<i>Северный Тянь-Шань (Кураминский хребет)</i>							
2631	Габбро, С ₂	Актепинский	4	0,78—1,52	1,16	0,48—1,61	1,07
280	Гранодиорит, С ₂	Чайлисайский	3	1,37—1,91	1,58	0,20—0,37	0,30
А-716	То же	То же	10		1,95		0,45
440	Адамеллит, С ₃	"	3	1,12—1,64	1,43	0,43—0,71	0,54
А-1125	Гранодиорит, С ₂	Акташский	9	0,97—2,08	1,19	0,04—0,48	0,20
А-3125	Гранодиорит, С ₃	Гавасайский	5	0,74—1,59	1,45	0,10—0,25	0,13
А-18	Адамеллит, С ₃	Ангренское плато	5	1,08—1,84	1,46	0,31—0,51	0,37
АК-18а	Сиенито-диорит, С ₃	Акташский	10	1,31—2,24	1,67	0,07—0,70	0,33

Таблица 18 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Северный Тянь-Шань (Кураминский хребет)</i>							
A-677	Гранит, С ₃	Гудасский	6	1,09—2,70	2,11	0,04—0,06	0,05
A-1217	Гранит, Т ₁	Шайданский	4	1,50—2,77	2,07	0,05—0,10	0,07
<i>Восточные Саяны</i>							
7518	Кварцевый диорит	Ольховский	7	1,7—2,5	2,13	0,09—0,15	0,13
7516	Гранодиорит	То же	12	1,7—3,0	2,35	0,10—0,44	0,25
6953	Гранит	"	15	2,1—3,9	2,9	0,01—0,03	0,02
7047	Кварцевый сиено-диорит	Буюдзюльский	9	1,2—2,1	1,45	0,40—1,14	0,90
7589	Гранодиорит	То же	6	1,8—2,7	2,25	0,17—0,25	0,22
7592	Гранит	"	9	2,1—2,8	2,47	0,13—0,21	0,16
7123	То же	Таннуольский	12	2,1—3,4	2,43	0,08—0,12	0,10
7683	"	Беллыкский	9	1,7—2,6	1,90	0,06—0,14	0,08
5983	Гранит-порфир	Кызыкчадрский	12	2,0—3,1	2,57	0,07—0,11	0,09
<i>Забайкалье</i>							
337	Гранит	Конкудеро-мамаканский комплекс, PZ ₁	12	1,53—4,16	2,70	0,02—0,15	0,08
340	Гранит	Конкудеро-мамаканский комплекс	12	2,19—3,01	2,68	0,004—0,013	0,01
347	То же	То же	12	2,2—4,1	2,85	0,01—0,02	0,01
350	"	"	6	2,2—2,9	2,52	0,01—0,04	0,03
358	"	"	9	2,3—4,3	3,40	0,02—0,07	0,06
318	Гранит II фазы	Баргузинский комплекс, PZ ₁	7	2,61—3,17	2,70	0,002—0,008	0,003
273		То же	7	3,8—5,3	4,73	0,02—0,03	0,02
236	Гранодиорит	Зазинский комплекс	18	1,68—2,82	2,18	0,06—0,33	0,21
240	Гранит	То же	10	2,1—4,5	2,96	0,08—0,11	0,09
254	То же	Куналейский комплекс, P—T	9		1,98		0,15
248	"	То же	6	1,8—3,0	2,22	0,01—0,04	0,02
251	"	"	6	2,51—3,08	2,80	0,001—0,009	0,006
<i>Приморье</i>							
641/64	Диорит	р. Индолага	3		1,80		1,47
3595/62	То же	Николаевское месторождение	3	2,33—2,51	2,43	0,18—0,27	0,21
14/64	Гранодиорит	Кавалеровское месторождение	2	0,02—2,20	2,11	0,53—0,59	0,56
6/64	Гранодиорит	Кавалеровское месторождение	3	1,71—1,96	1,83	0,25—0,63	0,46
241/72	Монцонит	р. Сангара	3	2,48—2,66	2,56	0,30—0,43	0,35
775/1	Гранит	р-н Тетюхе	4		2,50		0,33
528	То же	То же	3		3,71		0,05
35/71	Гранит-порфир	"	2		3,47		0,15
635/64	То же	р. Индолага	3		1,95		0,38
3000/60	"	Месторождение Дависла	3		4,00		0,08
3749/62	Андезит	Месторождение Николаевское	3	2,46—2,81	2,59	0,62—0,75	0,69
1429/60	То же	г. Солонцовая	3	1,56—1,71	1,61	0,21—0,28	0,24
103/71	"	Бассейн р. Улахе	3	2,44—2,72	2,61	0,11—0,14	0,12
468/72	Дацит	Месторождение Садовое	3		3,45		0,27
153/72	Риолит	То же	3		3,28		0,28
208/14	Туф риолита	Кавалеровский р-н	2		3,83		0,13
<i>Камчатка</i>							
6262/1	Трахиандезит	Вулкан Белоголовый	8	0,7—1,0	0,84	0,22—0,31	0,27
6297	Трахит	То же	9	1,0—1,8	1,34	0,24—0,36	0,28

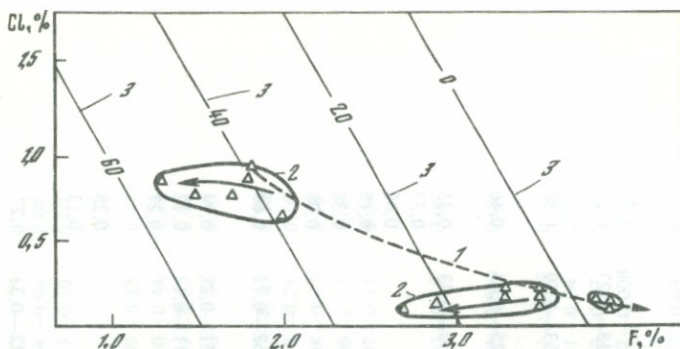


Рис. 17. Соотношения содержаний фтора и хлора в апатитах из литовых медно порфирового месторождения Бенгхем, США [231]

1 — эволюция состава апатитов в процессе кристаллизационной дифференциации; 2 — при гидротермальном изменении пород; 3 — теоретическое содержание гидроксилapatита (мол. %)

батолитовых гранитов Горного Алтая и связанных с ними метасоматитах и кварцевых жилах [139], в докембрийских монацитоносных гранитах Приазовья (0,02—0,06%, [95]) и др. Содержания F здесь соответственно составляют 2,23—3,45% и 1,6—2,6%. Эволюция состава апатитов в этих гранитоидах выражается в увеличении концентраций F и росте отношений F/OH по мере уменьшения основности пород.

Апатиты гранитоидов Урала обнаруживают значительные вариации содержаний F и Cl. Как правило, по содержаниям Cl и его соотношению с F наиболее резко различаются апатиты из ранних основных пород магматических серий (габбро-диабазов, габбро-диоритов и др.), поэтому составы этих апатитов использованы нами для целей классификации и формационного анализа гранитоидов и изучения их флюидного режима (см. табл. 23). В то же время последовательный анализ состава апатитов от ранних высокотемпературных фаций пород к более поздним—низкотемпературным позволяет выявить особенности кристаллизации пород и проследить эволюцию магматических флюидов при эволюции расплавов.

Наиболее значительные концентрации Cl, при близких содержаниях в калий-натриевых и натриевых типах серий, имеют апатиты позднеэвгеосинклинальных гранитоидов габбро-гранитной и габбро-сиенитовой формаций (рис. 18). Содержания Cl в апатитах из основных пород габбро-гранитной формации составляют 1,3—2,5% при концентрациях F — 1,0—2,0%, а для габбро-сиенитовой формации соответственно — 1,14—1,60% и 2,08—2,20%. Для этих апатитов характерны и наиболее высокие отношения Cl/F, до 3—4.

Апатиты основных пород раннеэвгеосинклинальной габбро-плагитогранитной формации имеют более низкие концентрации Cl — 0,4—1% и пониженные отношения Cl/F (0,3—1,0).

От основных пород к кислым в габбро-плагитогранитной и габбро-гранитной формациях содержания хлора в апатитах уменьшаются, а фтора увеличиваются (рис. 19). В габбро-гранитной формации различие в концентрации Cl между апатитами основных и кислых пород

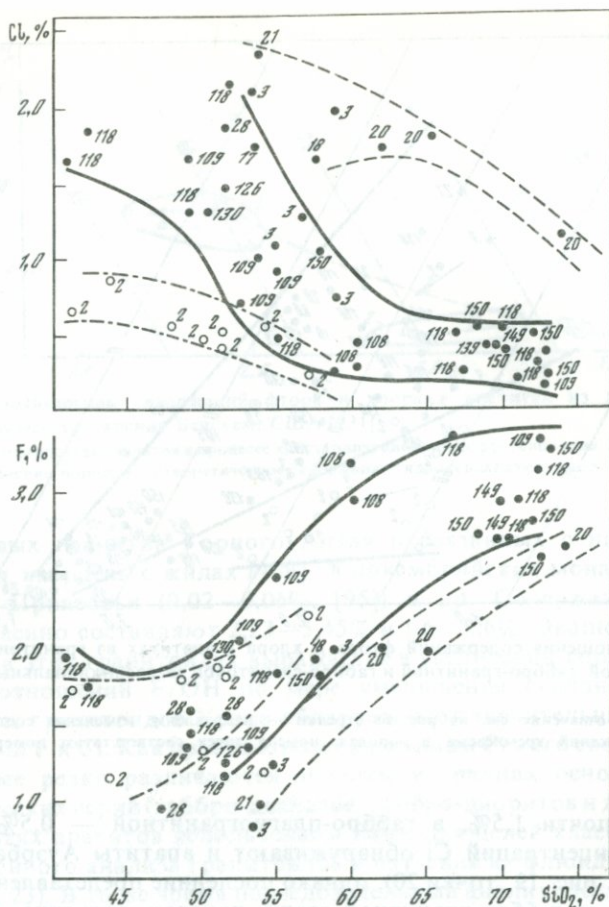


Рис. 19. Соотношения содержаний фтора и хлора в апатитах и кремнезема в породах габбро-плаггиогранитной и габбро-гранитной эвгеосинклиальных формаций Урала

Условные обозначения см. на рис. 8; пунктирными линиями околтурены составы апатитов Аурбаховского массива (точки с N 20); остальные номера точек соответствуют номерам массивов на рис. 4

указывает на тесную зависимость железооруднения от степени специализации на Cl продуктивных гранитоидов.

В распределении F и Cl в данных апатитах наблюдается наличие двух ведущих тенденций. Первая — характеризует поведение F и Cl в процессе магматической дифференциации расплавов. Вторая — отражает первичные особенности состава исходных базальтоидных магм. Соответственно для первой характерно последовательное накопление F и снижение концентраций Cl (и OH) в связи с повышением кремнекислотности пород (см. рис. 18), тогда как для второй — возрастание концентраций Cl в связи с возрастанием щелочности серий от более ранних (натриевых) к поздним (калий-натриевым). Наличие положительной корреляции между содержаниями Cl в апатитах, а также рост продуктивной рудоносности габбро-гранитоидных серий в

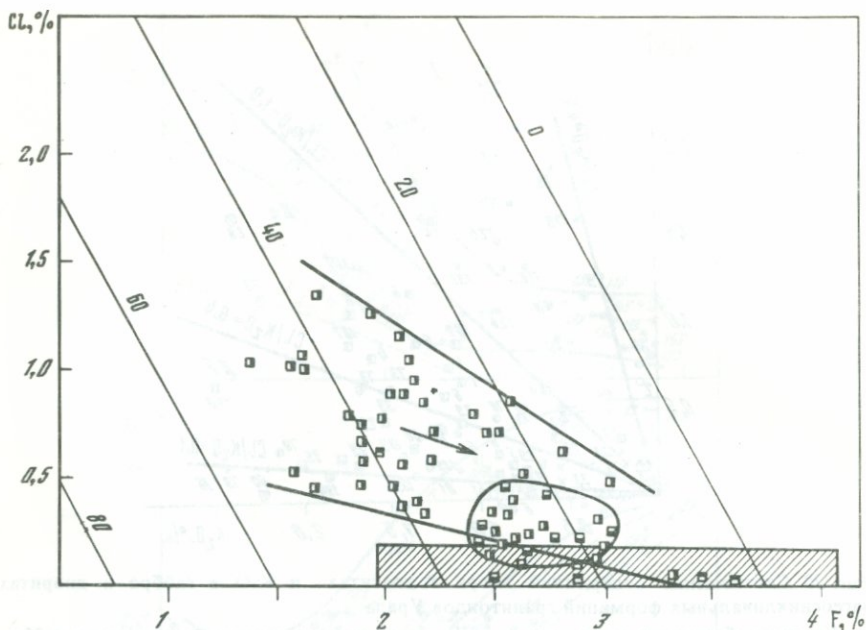


Рис. 22. Соотношения содержаний фтора и хлора в апатитах из гранитоидов "островодужных" и "континентальных" (заштрихованное поле) тоналит-гранодиоритовых формаций Урала

Условные обозначения см. на рис. 8; стрелка — направление изменения состава апатитов с ростом содержаний кремнезема в породах

данном направлении отчетливо указывает на тесную генетическую зависимость между составом первичных эвгеосинклинальных базальтоидных магм и количеством и составом растворенных в них магматических флюидов.

Для догеосинклинальных платформенных габбро-гранитных формаций западного склона Южного Урала (см. табл. 23) типичны апатиты с более высокими содержаниями F (2,3—3,1%), пониженными содержаниями Cl (менее 0,45%) и отношениями Cl/F (0,10—0,19). Для них характерны и пониженные отношения Cl/Na₂O и Cl/K₂O (соответственно — 0,08—0,16 и 0,13—0,50). В то же время направление эволюции летучих в апатитах платформенных и эвгеосинклинальных базальтоидных гранитоидов Урала совпадает и характеризуется снижением концентраций Cl (и OH) и ростом F — от апатитов основных пород к более кислым.

Апатиты эвгеосинклинальных гранитоидов тоналит-гранодиоритового формационного типа имеют пониженные содержания Cl (см. табл. 23). При этом апатиты тоналит-гранодиоритовых формаций, развитых в зонах с островодужным типом строения земной коры, более хлороносны, а апатиты близких по составу формаций, но развитых в зонах с континентальным типом строения земной коры крайне бедны Cl и более фтороносны (рис. 22). В распределении F и Cl среди островодужных тоналит-гранодиоритовых формаций наблю-

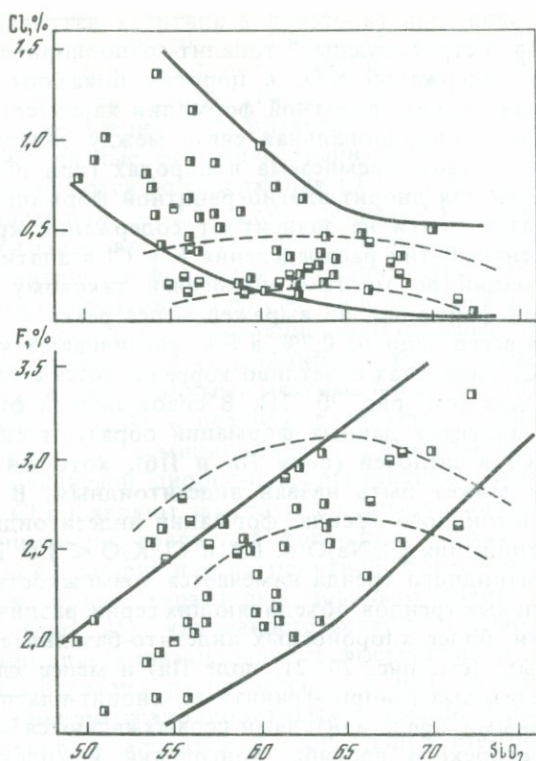


Рис. 23. Соотношения содержаний фтора и хлора в апатитах и кремнезема в гранитоидах диорит-гранитной и диорит-плаггиогранитной "островодужных" формаций Урала

Условные обозначения см. на рис. 8

даются те же особенности, что были установлены и для эвгеосинклинальных габбро-гранитных формаций Урала.

Апатиты островодужной диорит-плаггиогранитной формации имеют выдержанный состав галогенов и наиболее низкие концентрации Cl (0,10—0,50%). Апатиты островодужной диорит-гранитной формации характеризуются значительными концентрациями Cl (0,15—1,35%) и резким градиентом концентраций Cl (0,7%) и F (1—1,5%) между апатитами основных и кислых пород. Апатиты островодужной монцодиорит-гранитной формации имеют наиболее высокие содержания F (2,9—3,6%).

Наиболее наглядно особенности распределения F и Cl в апатитах диорит-плаггиогранитной и диорит-гранитной "островодужных" формаций проявляются при сопоставлении их составов с содержаниями SiO₂ в породах (рис. 23). Апатиты основных и средних пород диорит-гранитной формации характеризуются более высокими содержаниями Cl (0,5—1,35%) и пониженными F (1,6—2,1%), а диорит-плаггиогранитной формации — повышенными концентрациями F (2,5—2,8%) и пониженными Cl (0,15—0,50%). Отношения Cl/F в первых составляют 0,25—0,60, во вторых — 0,06—0,17. В кислых породах эти различия менее существенны.

Особенности эволюции галогенов в апатитах натриевых и калий-натриевых типов "островодужных" тоналит-гранодиоритовых серий в зависимости от содержаний SiO_2 в породах показаны на рис. 23. Если в целом для диорит-гранитной формации характерна четко выраженная прямая пропорциональная связь между содержанием F в апатитах и количеством кремнезема в породах (при обратной тенденции для Cl), то для диорит-плагиогранитной формации поведение F и Cl в апатитах почти не зависит от содержания кремнезема в породах. Градиентный тип распределения F и Cl в апатитах диорит-гранитной формации во многом аналогичен таковому в апатитах габбро-гранитной формации, но выражен менее резко — содержания Cl уменьшаются всего лишь на 0,7%, а F — увеличиваются на 1—1,5%.

Содержания Cl в апатитах отчетливо коррелируются с содержаниями щелочей в породах (см. рис. 20, 21). В совокупности фигуративные точки составов апатитов данных формаций образуют единый тренд распределения Cl и щелочей (поля IIa и IIб), который по составу исходных магм может быть назван андезитоидным. В отличие от формаций базальтоидного тренда, формации андезитоидного имеют более низкие отношения $\text{Cl}/\text{Na}_2\text{O} < 0,4$ и $\text{Cl}/\text{K}_2\text{O} < 1,0$. Кроме того, в составе андезитоидного тренда намечается возможность выделения двух дополнительных трендов, объединяющих серии, различающиеся по своей основности: более хлороносных андезито-базальтовых (габбро-диорит-гранитных) (см. рис. 20, 21, поле IIa) и менее хлороносных, собственно андезитовых (диорит-гранитных, диорит-плагиогранитных) (поле IIб). Типичными представителями первых являются Краснинский массив Магнитогорского прогиба, конгорский комплекс Войкаро-Сыньинского прогиба; вторых — Тагильский массив одноименного прогиба, ханмейский комплекс Войкаро-Сыньинского прогиба и другие.

Первые по составу заметно тяготеют к базальтоидному габбро-гранитному ряду формаций, вторые — ближе к "континентальным" андезитоидным формациям, в связи с чем диаграммы распределения Cl в апатитах и Na_2O и K_2O в породах имеют заметную генетическую направленность; поэтому отношения $\text{Cl}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{Cl}/\text{K}_2\text{O}$ использованы нами при формационном анализе эвгеосинклинальных гранитоидов.

Таким образом, в распределении F и Cl в апатитах из "островодужных" тоналит-гранодиоритовых формаций обнаруживается заметная аналогия с апатитами эвгеосинклинальных базальтоидных габбро-гранитных формаций. Особенностью первых являются более низкие, в целом, содержания Cl и повышенные F и менее резкий градиент концентраций F и Cl между апатитами основных и кислых пород. Данные особенности состава тех и других, по-видимому, обусловлены различиями в природе андезитовых и базальтовых типов исходных магм и спецификой условий и кристаллизации. Очевидно, к производным мантийных базальтоидных магм относятся также и некоторые интрузивные и эффузивные образования Приморья (см. табл. 18), апатиты из которых характеризуются повышенным содержанием Cl (0,12—1,47%). При этом содержание Cl в апатитах убывает от более основных пород к более кислым.

Близкую природу исходных магм имеют и гранитоиды буюдзульского

и ольховского комплексов Восточных Саян, апатиты из которых также характеризуются повышенным содержанием Cl (см. табл. 18), а с гранитоидами ассоциируют месторождения Fe, Au, Cu, Zn и др.

Апатиты "континентальных" тоналит-гранодиоритовых формаций (см. табл. 23) характеризуются низкими содержаниями Cl ($< 0,20\%$). В то же время разные формации гранитоидов этой ассоциации существенно различаются по содержаниям F в апатитах: диорит-плагио-гранитная формация — 2,0—2,8%, диорит-гранитная — 2,6—3,6%, монцодиорит-гранитная — 3,0—4,0%. Увеличение содержаний F от более ранней натриевой формации к поздним отражает общую эволюцию щелочности континентального андезитовидного магматизма и подтверждается наличием корреляционной зависимости между содержаниями F в апатитах и содержаниями K_2O в породах (рис. 24). Соответственно с этими данными максимальные концентрации F имеют апатиты богатой калием позднеэвгеосинклиальной монцодиорит-гранитной формации, а минимальные — апатиты раннеэвгеосинклиальной малокалиевой диорит-плагиогранитной. Первые по распределению F и Cl проявляют заметную аналогию с апатитами "островодужной" монцодиорит-гранитной формации, вторые — с апатитами "островодужной" диорит-плагиогранитной формации. Относительно кремнезема в сериях характерно довольно слабое изменение содержаний F (рис. 25), что свидетельствует о слабом накоплении последнего при кристаллизационной дифференциации расплавов.

Проведенный анализ распределения F и Cl в апатитах габбро-гранитных и тоналит-гранодиоритовых формаций Урала показал, что состав галогенов в апатитах в наибольшей степени определяется составом и природой первичных магм и типом строения земной коры. Максимальные концентрации Cl в апатитах отвечают производным наиболее поздних калий-натриевых, базальтовых и щелочно-базальтовых типов исходных магм, формирующихся в эвгеосинклиальных зонах с островодужным типом строения земной коры. Для вертикального ряда формаций данной ассоциации в целом характерен хлор-калиевый тип эволюции, совпадающий и с ростом продуктивной рудоносности формаций на скарново-магнетитовое оруденение.

Формации гранитоидов андезитового ряда в условиях эвгеосинклиальных зон с островодужным типом строения земной коры, в отличие от базальтоидных, имеют заметно пониженную хлоронность при некотором возрастании в них роли F. Эти типы формаций в значительной степени специализированы на сульфидную серу, золото и цетные металлы.

Для андезитовых формаций, формирующихся в условиях эвгеосинклиальных зон с континентальным типом строения земной коры, Cl не характерен и типичен фтор-калиевый тип эволюции, с максимальной специализацией на F и калий поздней монцодиорит-гранитной формации. В этом направлении наблюдается и заметное усиление редкометальной специализации андезитовидных формаций.

Отмеченные особенности в распределении F и Cl в апатитах и соотношений их с SiO_2 , K_2O и Na_2O в породах являются новыми минералого-геохимическими критериями формационной принадлеж-

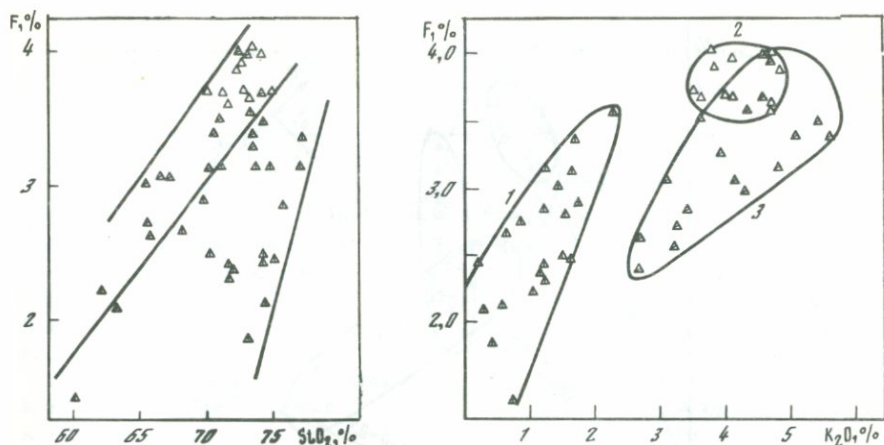


Рис. 26. Соотношения содержаний фтора в апатитах и кремнезема в палингено-коровых гранитоидах плагиигранитной, мигматит-гранитной и гранитной формаций Урала

Условные обозначения см. на рис. 8

Рис. 27. Соотношения содержаний фтора в апатитах и K_2O в палингено-коровых гранитоидах плагиигранитной (1), гранитной (2) и мигматит-гранитной (3) формаций Урала

Условные обозначения см. на рис. 8

ставляют 1,4—3,56% и возрастают с увеличением в породах содержаний кремнезема (рис. 26) и калия (рис. 27). Наиболее низкие концентрации F (1,40—3,15%) обнаруживают апатиты ранних догеосинклинальных плагиигранитных серий, приуроченных к некоторым метаморфизованным габбро-гипербазитовым массивам зоны Главного Уральского глубинного разлома (Собский, Кытлымский массивы и др.). В последних (Кытлымский массив) ярко выражен обратный тип соотношения F с Na_2O (рис. 28, поле Ia), возможно, указывающий на существенную роль метасоматоза в их образовании.

Апатиты биотитовых плагииомигматитов и плагиигранитов гнейсово-мигматитовых комплексов Урала имеют более высокие содержания F (2,10—3,56% — поле I6). Распределение F в этих апатитах в зависимости от изменения содержаний SiO_2 , K_2O , Na_2O в породах в большей степени отвечает здесь тренду магматической кристаллизации и согласуется с преимущественным накоплением щелочей (особенно калия) и F в более кремнекислых породах.

Апатиты гранитной формации Урала имеют наиболее высокие содержания F (3,25—4,0%), что согласуется с высокими содержаниями в породах калия (см. рис. 27) и низкими — натрия (см. рис. 28). Отмечается заметное возрастание содержаний F от 3,64% до 4,0% в процессе магматической дифференциации расплавов (Джабык-Карагайский, Санарский массивы) (рис. 26).

Апатиты мигматит-гранитной формации по содержаниям F и его соотношению с породообразующими окислами имеют промежуточный

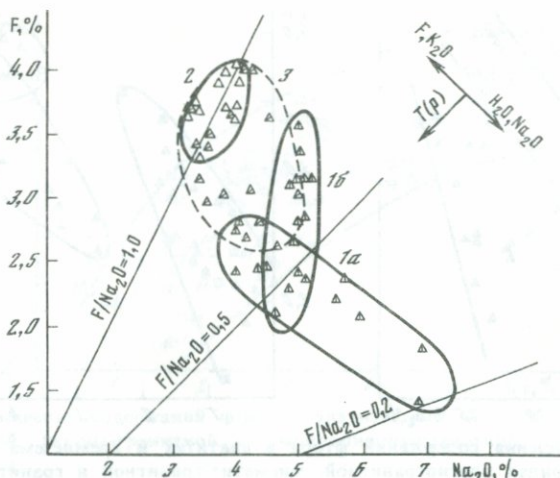


Рис. 28. Соотношения содержаний фтора в апатитах и Na_2O в палингено-коровых гранитоидах плагиигранитной (1), гранитной (2) и мигматит-гранитной (3) формаций Урала

Условные обозначения те же, что и рис. 8; 1а — плагииграниты Кытлымского габбро-гипербазитового массива; 1б — плагииграниты гнейсово-мигматитовых комплексов Среднего и Южного Урала

состав (см. рис. 26, 27, 28). Апатиты догеосинклинальной мигматит-гранитной формации (см. табл. 23) имеют пониженные концентрации F (1,9—3,35%) и очень низкие — Cl ($< 0,08\%$). По содержаниям F они заметно отличаются от апатитов орогенной мигматит-гранитной формации.

Таким образом, для формаций гранитоидов палингенового ряда, как и для континентальных андезитовых формаций, характерен резко выраженный фтор-калиевый тип эволюции при сопряженном снижении в породах содержаний натрия. Об этом свидетельствует и увеличение отношений $F/\text{Na}_2\text{O}$ от 0,2—0,70% в плагиигранитной формации до 0,9—1,1% — в гранитной. В то же время эти три формации представляют генетически единую последовательность глубинно-корового палингенового гранитообразования, характеризующегося заметным накоплением F в позднеорогенных калиевых расплавах. В этом же направлении возрастает и продуктивная рудоносность палингеновых серий на редкометальное оруденение.

Выявленные различия между составами апатитов plutonic коровых гранитоидов Урала и гранитоидов, входящих в состав вулканических ассоциаций и являющихся производными мантийных магм, во многом характерны и для апатитов разнофациальных метаморфических пород. Последние также характеризуются значительными вариациями содержаний F (2,0—3,6%) и Cl (0—3,5%). Апатиты основных пород гранулитовой фации характеризуются повышенными содержаниями Cl ($> 0,2\%$) и пониженными — F, а амфиболитовой фации соответственно — низкими Cl ($< 0,2\%$) и повышенными F. Снижение температуры от гранулитовой фации к амфиболитовой коррелируется с

Таблица 19

Содержание F и Cl (в вес. %) в апатитах из метаморфических и щелочных пород Урала

Номер пробы	Порода	Комплекс	F	Cl
1	2	3	4	5
<i>Метаморфические породы</i>				
K-452	Двупироксеновый кристаллический сланец	Тараташский	2,15	0,19
K-450	То же	То же	2,48	0,19
K-335	"	"	2,60	0,49
62-28	Гнейс	"	2,94	—
K-574	Кварцит магнетитовый	"	2,75	0,53
K-665	Гнейс очковый	"	2,90	0,32
K-537	То же	"	2,90	0,09
K-164	Гнейс	Александровский	3,45	—
K-163	"	"	2,48	0,04
K-162	"	"	2,65	0,03
K-112	Амфиболит	"	2,70	0,02
K-1012	Гнейс биотитовый	Уфалейский	2,72	—
K-1003	Амфиболит гранатовый	"	2,24	0,10
K-1001	Амфиболит парагонитовый	"	2,32	—
K-993	Гнейс биотитовый	"	3,20	—
K-967	Амфиболит	"	1,03	—
K-972	"	"	3,10	—
K-974	"	"	2,86	0,05
K-989	Кварцито-гнейс	"	2,08	—
K-999	Амфиболит апоэклогитовый	"	2,02	—
K-998	Эклогит	Уфалейский	1,56	—
K-996	То же	То же	1,62	—
K-995	Амфиболит апоэклогитовый	"	0,64	0,10
K-985	Эклогит	"	1,34	—
K-986	То же	"	0,72	0,19
14с	Амфиболит	Селянкинский	1,57	0,51
48с	"	"	3,19	0,03
K-1032	"	"	2,16	0,15
K-357	"	"	3,00	0,06
24с	Гнейс гранатовый	"	2,65	—
K-196	Гнейс силлиманитовый	"	2,89	—
K-197	Гнейс	"	3,42	—
K-356	Кварцит	"	3,34	Следы
K-327	Эклогит	Салдинский	2,02	0,13
K-328	"	"	2,44	0,25
K-325	Амфиболит	"	2,31	—
K-326	Пироксен-гранатовый гнейс	"	2,85	0,10
407с	Амфиболит	Мугоджарский	2,76	0,13
408с	"	"	1,55	0,04
287с	Гнейс	"	2,61	0,09

Таблица 19 (продолжение)

1	2	3	4	5
<i>Метаморфические породы</i>				
K-1026	Гнейс биотитовый	Мурзинский	2,48	—
K-1021	То же	"	2,44	0,06
K-1020	"	"	2,78	—
K-1018	Биотит-пироксеновый гнейс	"	2,58	0,10
K-1017	Гнейс биотитовый	"	2,48	—
K-139	Амфиболит	"	2,50	—
K-1031	Плаггиогнейс	Сысертский	3,20	—
K-1030	Гнейс биотитовый	"	2,86	—
K-1029	То же	"	2,16	—
K-1027	Гнейс гранат-биоти- товый	"	2,02	—
K-991	Плаггиогнейс	"	1,13	—
K-331	Амфиболит	"	2,70	Следы
K-564	Гнейс	"	2,55	0,01
K-332	То же	"	2,05	0,08
K-575	Плаггиогнейс	Ильменогорский	2,40	0,09
K-341	"	"	2,20	—
K-444	"	"	2,80	0,06
K-443	Гнейс гранатовый	"	3,05	0,04
K-449	Диорито-гнейс	"	3,10	0,05
K-292	Гнейс гранатовый	"	2,46	0,11
K-291	То же	"	2,83	0,08
K-340	"	"	3,20	0,06
K-573	"	"	2,80	0,03
K-448	"	"	3,53	0,07
K-446	Гнейс силлиманитовый	"	3,45	0,07
K-345	Кварцит графитистый	"	3,50	0,06
K-344	То же	"	3,00	—
K-150	Гнейс гранатовый	Мариновский	3,11	0,11
<i>Щелочные породы</i>				
K-77	Миаскит амфиболовый	Ильменогорский	3,99	—
K-75	То же	"	3,96	—
29с	Миаскит биотит-амфи- боловый	"	3,23	—
70с	Миаскит биотитовый	"	3,42	—
K-157	Миаскит биотитовый	"	3,42	Следы
31с	Сиенит биотитовый	"	2,94	—
42с	То же	"	3,08	—
K-89	Сиенит пироксеновый	"	4,18	—
18с	То же	"	2,86	Следы
K-317	"	"	3,89	0,08
38с	Сандыит	"	3,30	Следы
K-370	Фенит	"	3,16	—
K-359	"	"	4,00	—
K-360	"	"	3,86	0,01
K-361	"	"	3,60	—
K-156	Фенит	"	3,80	0,11
K-315	"	"	3,62	0,05

Таблица 19 (окончание)

1	2	3	4	5
<i>Щелочные породы</i>				
К-364	Биотитовый карбонатит	"	3,00	0,07
К-365	То же	"	3,00	—
35с	Метасоматит	"	3,60	—
К-212	Миаскит биотитовый	Вишневогорский	3,04	—
К-198	Сиенит биотитовый	"	3,04	—

уменьшением в апатитах содержаний Cl и увеличением концентраций F .

К первым могут быть отнесены апатиты из метаморфических флогопитовых и железорудных месторождений Алданского щита, испытавших метаморфизм гранулитовой фации [6]; ко вторым — апатиты из архейских пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации (Слюдянское месторождение) [6]. Среди метаморфических апатитов намечаются две ведущие серии составов, соответственно характеризующих образования гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Для апатитов амфиболитовой фации изменение их состава происходит в направлении увеличения роли F относительно (OH) в ряду пород от более основных к кислым, а для гранулитовой фации — от богатых Cl составов к более фтористым. Заметна аналогия первых с низкотемпературными "водными" сериями гранитоидов, а вторых — с высокотемпературными "маловодными". Специфической особенностью состава апатитов метаморфических пород являются повышенные концентрации в них сульфатной серы ($SO_3 = 0,13—1,31\%$).

Состав апатитов метаморфических пород Урала определяется фациальной принадлежностью и составом субстрата (табл. 19). Апатиты метаморфических пород гранулитовой фации, представленных двупироксеновыми кристаллическими сланцами (тараташский комплекс), имеют повышенные содержания Cl (0,20—0,50%) и пониженные F (2,1—2,9%). Для них характерны и наиболее высокие отношения Cl/F (0,1—0,2). Близкий состав имеют апатиты гранитоидов эндербит-чарнокитовой формации тараташского комплекса — $Cl = 0,23—0,64\%$, $F = 2,18—2,84\%$, $Cl/F = 0,10—0,30$. Состав последних близок апатитам чарнокитов Индии [23, 207].

Апатиты амфиболитовой фации, как в составе ареальных докембрийских, так и зональных палеозойских гнейсово-мигматитовых комплексов Урала, имеют низкие концентрации Cl ($< 0,20\%$) и повышенные F (2,0—3,5%). Содержания последнего возрастают с увеличением в породах содержаний SiO_2 (рис. 29): от амфиболитов (2,05—2,85%) — к гнейсам (2,4—3,5%) и к кварцитам (3,0—3,5%).

Апатиты эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов (салдинский, уфалейский, максютовский комплексы) имеют наиболее низкие концентрации F (0,65—2,45%). Для них характерно наличие обратной

корреляции между содержаниями F в апатитах и количеством кремнезема и натрия в породах (рис. 29, 30). Наиболее отчетливо эта зависимость прослеживается на примере эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов уфалейского гнейсово-мигматитового комплекса, поэтому апатиты апоэклогитовых амфиболитов с содержаниями $F = 0,65—1,5\%$ резко отличаются от апатитов из амфиболитов регионально-метаморфизованных толщ ($F = 2,86—3,10\%$). Для собственно эклогитов содержания F в апатитах составляют $1,5—2,45\%$, а Cl — $0—0,25\%$.

Характер отношений F и Na_2O в метаморфических породах Урала (см. рис. 30) показывает, что наблюдаются две тенденции в их распределении. Первая отражает закономерное увеличение содержаний F в апатитах и Na_2O в породах с понижением $P—T$ условий регионального метаморфизма от эклогитов (поле II) к метаморфитам гранулитовой (поле III) и далее амфиболитовой (поле IV) фаций. Дальнейшее возрастание содержаний F и Na_2O отмечается в палингенных калий-натриевых гранитоидах Урала. Вторая тенденция характеризуется обратным соотношением F и Na_2O . Она наблюдается только в изофациальных (генетически родственных) группах метаморфических и магматических пород: в метаморфитах амфиболитовой фации (поле IV), эклогитах (поле II) и палингенно-коровых гранитоидах (плагиигранитная формация). В первых она отражает усилие степени плагиигранитизации, с ростом которой наблюдается рост содержаний Na_2O в породах и снижение концентраций F в апатитах. Дальнейшее продолжение этой тенденции проявляется уже в составе плагиигранитной формации, что указывает на тесную генетическую связь и изофациальность палингенных плагиигранитов и метаморфических пород амфиболитовой фации. В эклогитах данная тенденция связана с их поздней низкотемпературной амфиболитизацией.

Кроме того, сопоставление состава апатитов из метаморфических пород и из палингенно-коровых гранитоидов гранитной формации показывает, что последние имеют наиболее высокие концентрации F (см. рис. 30, поле IV) и Na_2O . Они являются конечным членом закономерного ряда, в котором возрастание содержаний F и Na_2O при постоянстве отношения $F/Na_2O = 1$, происходит в направлении снижения $P—T$ параметров регионального метаморфизма и гранитообразования (смена относительно "сухих" образований более "водными"); от эклогитов через гранулиты к метаморфитам амфиболитовой фации и далее — к калий-натриевым гранитам. По-видимому, данная особенность калий-натриевых глубинных гранитов Урала обусловлена их наиболее низкотемпературной эвтектической природой в условиях высокого давления $P_{H_2O} = 3—5$ кбар.

В то же время существенные различия в отношениях F/Na_2O в гранитах и плагиигранитах, обратно пропорциональный тренд распределения F и Na_2O в палингенно-коровых плагиигранитах Урала указывает на различный режим F, H_2O и щелочей в калий-натриевых и натриевых типах исходных магм. Плагиигранитное гранитообразование, вероятно, происходило при участии более бедного, существенно водного флюида ($F/Na_2O = 0,2—0,7$) в условиях значительной метасоматической подготовки метаморфического субстрата к анатексису.

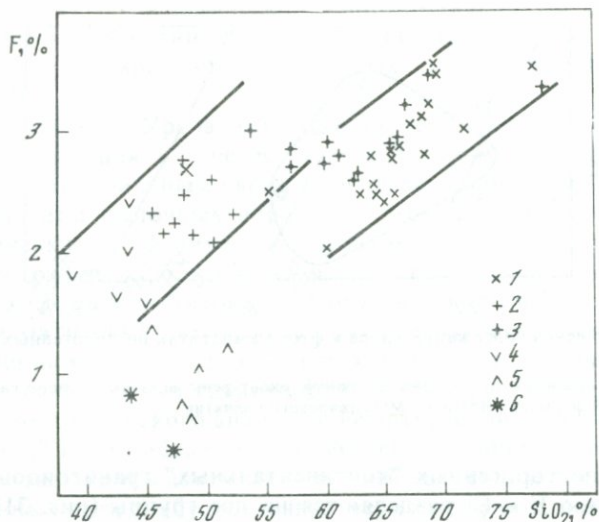


Рис. 29. Соотношения содержаний фтора в апатитах и кремнезема в метаморфических породах Урала

1 — амфиболитовая фация (ильменогорский, мурзинский и др. комплексы); 2 — гранулитовая фация (тараташский комплекс); 3 — диафориты амфиболитовой фации (тараташский комплекс); 4 — эклогиты уфалейского и салдинского комплекса; 5 — апоэклогитовые амфиболиты уфалейского комплекса; 6 — габброиды Платиноносного пояса Урала

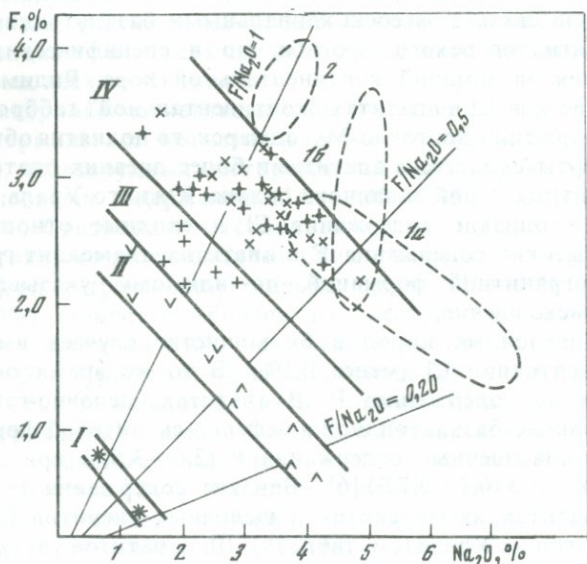


Рис. 30. Соотношения содержаний фтора в апатитах и Na_2O в метаморфических породах Урала

Условные обозначения см. на рис. 29; I-IV — поля составов апатитов: габброидов Платиноносного пояса Урала (I), эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов (II), метаморфических пород гранулитовой (III) и амфиболитовой (IV) фаций; поля 1a, 1б, 2 — те же, что и на рис. 28

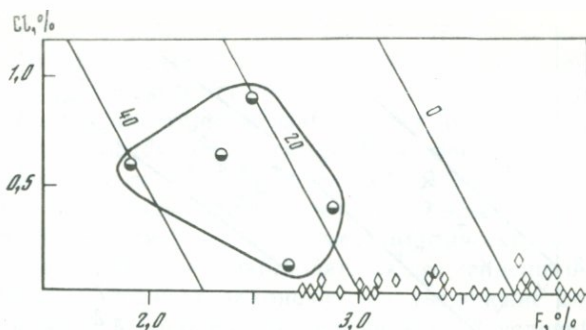


Рис. 31. Соотношения содержаний хлора и фтора в апатитах посторогенных гранитоидов Урала

Условные обозначения см. на рис. 8; линией околтурены апатиты посторогенной (габбро?)-диорит-гранитной формации Восточно-Мугоджарского поднятия

Апатиты посторогенных "континентальных" гранитоидов Урала по распределению F и Cl разделяются на две группы (рис. 31). Одни из них характеризуются повышенными содержаниями Cl (0,11—0,90%) и пониженными F (1,92—2,86%), другие — почти полным отсутствием Cl (менее 0,10%) и высокими содержаниями F (2,70—4,00%). Первые представляют габбро(?)-диорит-гранитную формацию Восточно-Мугоджарского поднятия, а вторые — адамеллит-гранитную и гранит-лейкогранитную формации Восточно-Мугоджарского и Восточно-Уральского поднятий. Геотектоническая позиция гранитоидов габбро(?)-диорит-гранитной формации позволяет предполагать их пространственную связь с эвгеосинклинальными базальтоидными гранитоидами Магнитогорского прогиба, но в специфических условиях формирования на мощной континентальной коре. Видимо, поэтому распределение F и Cl в апатитах "континентальной" габбро(?)-диорит-гранитной формации Восточно-Мугоджарского поднятия обнаруживает заметные черты сходства с апатитами более древних платформенных габбро-гранитных серий западного склона Южного Урала. На это же указывают и близкие содержания Cl и сходные отношения Cl/F (0,3—0,4). Высокие содержания F в апатитах адамеллит-гранитной и гранит-лейкогранитной формаций, по-видимому, указывают на их коровое происхождение.

Апатиты щелочных пород в большинстве случаев имеют очень низкие концентрации Cl (менее 0,1%). В то же время они заметно различаются по содержанию F. В апатитах щелочно-габброидной, калиевой щелочно-базальтоидной и нефелин-сиенитовой формаций [40] отмечаются повышенные содержания F (3,0—3,5%) при содержании Cl (0—0,2%), H₂O (0,1—0,7%) [6]. Близкие содержания F и Cl отмечаются в апатитах из миаскитов и щелочных сиенитов Вишневых и Ильменских гор на Урале (см. табл. 19). Для апатитов ультраосновных щелочных пород и связанных с ними карбонатитов характерны более низкие содержания F (1,1—2,3%), при содержании Cl = 0—0,1% и H₂O = 0,2—1,0% [6, 132]. Для щелочных пород характерно закономерное увеличение содержаний F в ряду пород от более ранних к

более поздним [227]. Специфической особенностью апатитов щелочных пород являются повышенные концентрации углекислоты, особенно в апатитах из ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (до 3,3%) [47].

Нами на примере Урала установлено, что среди различных по условиям образования и генезису пород ильменогорского щелочно-го комплекса максимальными концентрациями карбонат-иона характеризуются апатиты щелочных пород (см. табл. 19): сандыитов, амфиболовых миаскитов, фенитов и метасоматитов [87]. Значительно ниже концентрации карбонат-иона в апатитах из вмещающих метаморфических пород и гранитоидов. В то же время в апатитах из других гнейсово-мигматитовых комплексов Урала (мурзинского, александровского, мариновского и др.), как и в апатитах из различных типов базальтоидных и коровых гранитоидов Урала, присутствие карбонат-иона методами химического анализа и инфракрасной спектроскопии не установлено. Таким образом, из вышеизложенного следует, что наличие карбонат-иона в апатитах — важнейшая геохимическая особенность щелочных пород, обусловленная, вероятно, флюидным режимом наиболее глубоких рифтовых зон континентального магмообразования. Близкий состав имеют и апатиты из кимберлитов. По составу летучих они чрезвычайно сходны с апатитами из ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, что согласуется с современными представлениями о сопряженности процессов карбонатито- и кимберлитообразования [164].

Апатиты метасоматического и гидротермального генезиса, особенно те, что ассоциируют с разнообразным эндогенным оруденением, также характеризуются значительными вариациями содержаний F и Cl. По концентрациям последних среди гидротермальных апатитов могут быть выделены несколько типов.

Апатиты скарново-магнетитовых месторождений (рис. 32) [16, 122, 116], гидротермальных магнетитовых месторождений, связанных с траппами [6], железорудных месторождений Швеции [200, 201] характеризуются высокими содержаниями Cl (0,40—2,35%) при содержаниях F (1,15—3,50%). Среди апатитов скарново-магнетитовых месторождений наиболее высокими концентрациями Cl выделяются апатиты из скарнов Японии [210], где встречен хлор-гидроксилapatит (Cl = 2,38%, F = 1,08%, H₂O = 0,70%), апатиты Абовянского месторождения в Армении, Естюнинского месторождения на Урале и других (Cl = 1,1—1,55%, F = 1,5—2,0%). Промежуточные концентрации Cl (0,55—0,90%) и F (2,4—3,0%) обнаруживают апатиты Соколовского, Лебяжинского и других месторождений Урала и Северного Казахстана, а минимальные Cl (0,4—0,6%) и максимальные F (3,2—3,5%) — апатиты месторождения Дюранго в Мексике [244]. В целом апатиты этого типа образуют моновариантную серию, вариации внутри которой, по-видимому, обусловлены обогащением F в связи с понижением температуры формирования руд.

Ко второму типу относятся апатиты титаномagnetитовых месторождений Урала (см. рис. 32). Они в целом характеризуются пониженными концентрациями F (0,4—3,2%) при близких с первыми

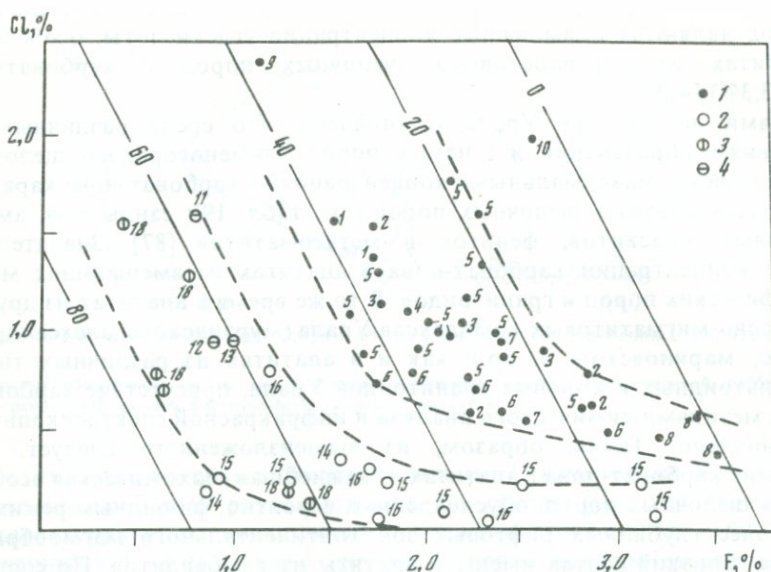


Рис. 32. Соотношения содержаний хлора и фтора в апатитах скарново-магнетитовых (1) и титаномагнетитовых (2—4) месторождений Урала (2 — высокотитанистых западного склона Южного Урала, 3 — среднетитанистого Волковского, 4 — малотитанистых Платиноносного пояса Урала)

Номера точек — скарново-магнетитовые месторождения: 1 — Абовянское (Армения); 2 — Евстониинское, 3 — Первый Северный рудник, 4 — Качарское, 5 — Лебяжинское (Урал); 6 — Дашкесанское (Азербайджан); 7 — Соколовское (Урал); 8 — Дюранго (Мексика); 9 — Уцуносава (Япония); 10 — Третий Северный рудник (Урал); титаномагнетитовые: 11 — Первоуральское, 12 — Гусевогорское, 13 — Баронское, 14 — Кусинское, 15 — Копанское, 16 — Медведевское, 17 — Маткальское, 18 — Волковское

концентрациями Cl. Внутри данного типа заметно обособляются апатиты метасоматических малотитанистых месторождений Первоуральско-Качканарского типа, которым свойственны повышенные содержания F и Cl; апатиты магматических высокотитанистых месторождений Кусинско-Копанского типа с содержаниями F — 0,9—3,2%; Cl — менее 0,5% и апатиты Волковского месторождения с пониженными концентрациями F (0,5—1,5%) и повышенными — Cl (0,3—1,5%).

К третьему типу относятся апатиты из пегматитов и кварцевых жил редкометалльных месторождений, характеризующихся высокими содержаниями F (2,6—3,8%) и очень низкими — Cl (менее 0,2%) [6].

К четвертому типу могут быть отнесены апатиты наиболее низкотемпературных гидротермальных образований: из тальковых сланцев [220], из апатит-карбонатных пород, из хлоритовых жил в ультрабазитах, из обособлений в актинолитах [6] и др. Для этих апатитов характерны очень низкие содержания F (< 1,5%), пониженные концентрации Cl и высокая мольная доля гидроксилapatита (более 60%). К этому типу относятся апатиты из докембрийских пневматолито-гидротермальных образований Южной Норвегии [237, 222] и из скарнов актинолит-диопсид-кальцитового состава Канады. Для тех и других

характерны максимально высокие концентрации Cl (4,13—6,24%) и очень низкие содержания F (0,13—0,20%).

Сопоставление составов гидротермальных апатитов с апатитами магматического происхождения показывает, что заметна тесная сопряженность составов тех и других — апатиты скарново-магнетитовых месторождений близки по составу к апатитам вулканических габбро-гранитных серий, являющихся потенциально рудоносными в отношении этого оруденения; апатиты титано-магнетитовых месторождений практически аналогичны по составу апатитам рудоносных габброидов; апатиты редкометальных месторождений близки апатитам конечных дифференциатов палингенно-коровых гранитоидных магм. Однако в апатитах гидротермального генезиса четко выражены две тенденции изменения составов: одна из них (типичная для высокотемпературных парагенезисов) характеризуется увеличением доли F и снижением Cl и (OH) в связи с уменьшением температуры их образования (apatиты скарново-магнетитовых месторождений); другая характерна для наиболее низкотемпературных гидротермальных апатитов, в которых снижение температуры сопровождается уменьшением содержаний F в апатитах. Об этом свидетельствует, например, состав апатитов, ассоциирующих с наиболее низкотемпературными водными минералами (хлоритом, тальком, актинолитом и др.). Наиболее убедительные данные, характеризующие проявление той и другой тенденций ("прогрессивной" и "регрессивной"), получены при изучении различных генераций апатита в латитовых порфирах меднопорфирового месторождения Бингхем, США [231]. Здесь установлено, что магматическая дифференциация в латитах сопровождается прогрессивным увеличением содержаний F при синхронном снижении концентраций Cl и (OH) , тогда как гидротермальное изменение пород проявляется в "регрессивном" снижении концентраций F от более ранних магматических генераций апатита к более поздним, гидротермальным. Как свидетельствуют экспериментальные данные, подобная "инверсия" в распределении F в гидротермальных апатитах наблюдается при температурах 400—500°C [215]. При температурах более 500°C концентрации F в гидротермальных апатитах понижаются при дальнейшем росте температуры, а при более низких — увеличиваются.

Таким образом, сравнительный анализ апатитов разного генезиса показывает, что содержание в них того или иного галогена определяется рядом факторов: природой исходных магм и растворов, составом субстрата, P — T условиями образования пород и некоторыми другими. Наиболее высокие содержания F отмечаются в апатитах коровых посторогенных гранитоидов и в апатитах континентальной монцоидорит-гранитной формации, а Cl — в апатитах позднезвгеосинклинальных габбро-гранитной и габбро-сиенитовой формаций Урала, в максимальной степени специализированных на скарново-магнетитовое оруденение. Наличие корреляции между содержаниями Cl в апатитах и количеством щелочей в ранних высокотемпературных фациях пород, а также продуктивной рудоносностью габбро-гранитоидных формаций Урала указывает на тесную генетическую связь

между составом первичных мантийных базальтоидных магм и количеством и составом растворенных в них магматических флюидов.

Отношения Cl/Na_2O и Cl/K_2O в апатитах и породах позволяют произвести разделение гранитоидов базальтоидного и андезитоидного рядов. Среди последних намечается дополнительное обособление двух рядов гранитоидных формаций: более "хлороносного" андезито-базальтового и менее "хлороносного" собственно андезитового.

Для щелочных пород и карбонатитов типоморфными являются низкие концентрации Cl и присутствие значительных концентраций углекислоты при существенных различиях в концентрациях F : более низких в апатитах ультраосновных-щелочных пород, карбонатитов и кимберлитов и более высоких — в щелочных породах миаскитового ряда.

Состав апатитов метаморфических пород Урала определяется их фациальной принадлежностью и составом субстрата. Апатиты основных пород гранулитовой фации характеризуются повышенными содержаниями Cl , а амфиболитовой фации — F и низкими концентрациями Cl ($< 0,2\%$).

Для апатитов из гидротермальных образований характерна тесная сопряженность их составов с апатитами магматических пород. Апатиты из скарново-магнетитовых месторождений близки по составу к апатитам вулканических габбро-гранитных серий, являющихся производными основной магмы; апатиты титаномагнетитовых месторождений аналогичны по составу апатитам генетически связанных с ними габброидов; апатиты редкометальных месторождений близки апатитам конечных дифференциатов гранитоидной коровой магмы.

Для апатитов метаморфогенного и метасоматического генезиса, кроме того, типоморфным является присутствие значительных количеств сульфатной серы (до $3,7\%$) [6]. В то же время в апатитах из кислых, основных и щелочных пород и карбонатитов сульфатная сера содержится в весьма незначительных количествах ($0,02—0,27\%$).

СФЕН

Сфен является широко распространенным аксессуарным минералом гранитоидов. Вариации его содержаний в последних весьма значительны: от $50—600$ г/т в лейкократовых гранитах и аляскитах до $1,5—2,0\%$ в гранитоидах повышенной основности. Наибольшие концентрации сфена характерны для гипабиссальных гранитоидов со сфенортитовой ассоциацией аксессуарных минералов. В глубинных гранитоидах, для которых характерна ильменит-монацитовая ассоциация аксессуарных минералов, содержание сфена незначительно [105, 106].

Установлено, что сфен в магматических и метаморфических породах может образовываться несколькими способами: 1) на поздних стадиях кристаллизации магматических расплавов; 2) при разложении темноцветных минералов (биотит, амфибол); 3) при замещении ильменита и титаномагнетита. Первый тип образования сфена наиболее характерен для лейкократовых пород, а второй и третий — для более

Таблица 20

Содержание F (в вес. %) в сфенах из щелочных пород и железорудных месторождений

Порода	Число анализов	Пределы	Среднее
<i>Ильменогорский комплекс [8]</i>			
Миаскит биотитовый	1		0,76
Миаскит биотит-амфиболовый	3	0,5—1,65	1,15
Миаскит амфиболовый	4	1,16—1,80	1,53
Сандыит	3	0,40—1,45	0,91
Сиенит биотит-амфиболовый	2	0,45—0,75	0,60
Сиенит пироксен-амфиболовый	2	1,35—1,40	1,37
Сиенит пироксеновый	1		1,80
Фенит амфиболовый	5	0,98—1,85	1,28
Фенит пироксен-амфиболовый	1		1,30
Пегматоид пироксен-полевошпатовый	1		1,10
Диопсидовый плагиосланец фенитизированный	1		2,70
Мигматит биотит-амфиболовый	3	0,83—1,4	1,14
Гранодиорит	1		1,20
Плагиоклаз-биотитовая порода	1		2,25
<i>Хибинский массив [47]</i>			
Уртит	2	0,36—0,46	0,41
Рисчоррит			0,57
Апатитовая брекчия			0,06
Сфен-апатитовый агрегат	2	0,17—0,43	0,30
Нефелиновый сиенит			0,03
<i>Ловозерский массив [37]</i>			
Гидросодалитовые и порфиroidные нефелиновые сиениты		0,95—1,25	
Ийолит-мельтейгит			0,65
Пегматит			0,33
<i>Каледонские ультраосновные щелочные массивы [94]</i>			
Ийолит, пироксенит		0,16—0,26	
<i>Щелочные гранитоиды [11]</i>			
Лепидомелан-феррогастингситовые граниты	3	1,09—1,75	1,46
Эгирин-арфведсонитовый гранит			0,83
Пегматит			1,66
<i>Скарново-магнетитовые месторождения Швеции [200]</i>			
Месторождение Гренгесберг	6	0,08—0,49	0,34
Месторождение Кирунавара	4	0,20—0,58	0,41

Таблица 21

Содержание F и Cl (в вес. %) в сферах из гранитоидов и метаморфитов Урала и других регионов

Порода	Массив	Число измерений	Фтор		Хлор	
			пределы	среднее	пределы	среднее
1	2	3	4	5	6	7
<i>Урал</i>						
Гранит	Малышевский	8	0,39—0,99	0,76	0,0—0,01	0,01
Гранит средне-зернистый	Зенковский	6	0,04—0,24	0,12	0,0—0,01	0,01
Гранит двуслюдяной	Юго-Коневский			0,53		
Граносиенит	Головыринский	3	0,69—0,84	0,77	0,02—0,03	0,02
"	"			2,20		
Микрогранодиорит	"			1,06		
Гранит	Мань-Хамбо	6	0,68—1,83	1,33		
Граносиенит	Петуховский			1,19		0,08
Гранит	"			0,80		
Сиенито-диорит	Шабуровский			0,96		
То же	"			0,91		0,03
Порфиroidный гранит	Аргазинский			0,07		0,26
Гранит порфиroidный	Адуйский	7	0,18—0,45	0,37	0,0—0,02	0,01
Порфиroidный гранит	"			0,80		0,06
Гранит	"	4	0,34—0,94	0,70	0,02—0,08	0,04
Пегматит	"	7	0,05—0,36	0,19	0,0—0,03	0,02
"	"	7	0,37—0,90	0,69	0,01—0,02	0,02
"	"			1,09		0,08
Гранит	Аллакнозерский			1,00		
"	Кисегачский			0,18		0,18
"	Гаевский			0,14		0,17
Пегматит	"			0,11		0,19
Гранодиорит	Середовинский			0,71		
Кварцевый диорит	Верхисетский			1,16		
Ксенолит (кварцевый диорит)	"			1,00		
Гранодиорит	"	2	0,48—0,68	0,58		
Амфибол-биотитовый гранит	"			0,53		
Гранит биотитовый	"	3	0,02—0,04	0,03	0,02—0,02	0,02
Гранодиорит	Каменский	2	0,33—0,79	0,56	0,01—0,02	0,01
Кварцевый диорит	"	1		0,86		0,02
Плаггиогранит	Брусянский	1		1,13		
Гранодиорит	Каменский	2		0,60		
Гранит порфиroidный	Сыростанский	2	0,58—0,79	0,69	0,02—0,05	0,04

Таблица 21 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
<i>Урал</i>						
Гранит лейкократовый	"	1		0,43		
Гранодиорит	Коелго-Кабанский	1		0,08		0,17
<i>Центральный Казахстан</i>						
Гранит	Восточно-Коунрадский	5	0,19—0,31	0,25	0,07—0,10	0,08
<i>Средний Тянь-Шань (Кураминский хребет)</i>						
Гранодиорит	Акташский	5	0,10—0,17	0,13	0,03—0,10	0,05
"	Гавасайский	3	0,21—0,24	0,23	0,06—0,08	0,07
Адамеллит	Ангренские плато	5	0,15—0,34	0,25	0,04—0,06	0,05
Сиенито-диорит	Актепинский	3	0,09—0,49	0,29	0,04—0,06	0,05
Гранит	Шайданский	5	0,41—0,96	0,68	0,04—0,13	0,07
<i>Приморье</i>						
Гранофир	Мутухинский	5	0,38—1,07	0,50	0,08—0,12	0,11
<i>Метаморфические породы</i>						
<i>Урал</i>						
Амфиболит	Салдинский комплекс	1		0,04		0,11
"	Селянkinский комплекс	2	0,02—0,04	0,03	0,10—0,12	0,11
"	Ильменогорский			0,04		0,10
"	Фирсовская толща			0,04		0,10
Мигматит	Ильменогорский комплекс	2	0,28—0,42	0,35	0,10—0,15	0,12
Плаггиогнейс	Адуйский комплекс	6	0,14—0,20	0,17	0—0,01	0,01

основных разностей гранитоидов (кварцевых диоритов, гранодиоритов и др.).

Распределение F и Cl в сфенах изучено недостаточно, преимущественно из щелочных пород [8, 37, 47], в меньшей мере — из скарново-магнетитовых месторождений [200]. По данным этих авторов (табл. 20), для сфенов щелочных пород характерны высокие концентрации F (до 2,2%); в сфенах из скарново-магнетитовых месторождений Швеции содержания F значительно ниже (0,08—0,58%).

Определения содержаний F и Cl в сфенах из различных формационных типов гранитоидов Урала (табл. 21) показали, что содержание F в них варьирует от 0,02 до 2,2%, а Cl — от 0 до 0,3%. Установлено, что содержание F в сфенах повышается от основных раз-

ностей гранитоидов к более кислым. Наиболее высокие содержания F в сфенах (до 2,2%) характерны для посторогенных гранитов адамеллит-гранитного формационного типа.

В сфенах из метаморфических пород содержание F варьирует от 0,03 до 0,35%, Cl — от 0,01 до 0,12% (см. табл. 21). Очень низкие концентрации F (до 0,04%) и повышенные Cl (0,10—0,11%) характерны для сфенов из амфиболитов зональных метаморфических комплексов Урала.

ПРОЧИЕ МИНЕРАЛЫ

Интересны данные о содержании галогенов в водных низкотемпературных метаморфических минералах: эпидоте, хлорите, серпентине, брусите и др.

Содержание F в эпидотах (табл. 22) весьма низкое и довольно устойчивое (до 0,01%), а содержание Cl варьирует от 0,01 до 0,26% и возрастает от кислых пород к основным. Наибольшими содержаниями Cl характеризуются эпидоты из гранитоидов Кусинского и Анатольского массивов, а также диабазового порфирита Верхисетского массива. Очень низкие содержания Cl свойственны эпидотам из гранитоидов тоналит-гранодиоритового формационного типа (Верхисетский, Аверинский массивы); очень низкие содержания F и Cl в клинохлоре из диабазов Сарановского хромитового месторождения.

Исследованные нами хлориты из зеленокаменных толщ Западных Мугодзар (см. табл. 22) характеризуются повышенными содержаниями F (0,12—0,20%) и очень низкими — Cl (0,01—0,02%).

Содержание Cl в брусите серпентинизированного дунита г. Соловьевой (Нижне-Тагильский массив), по данным И.С. Чащухина, — 0,72—0,89% (см. табл. 22). Установлено, что подавляющая часть Cl переходит в раствор в слабой серной кислоте. Это дает основание предполагать, что Cl входит в состав брусита, замещая гидроксильную группу. Ранее также было обращено внимание [199] на резкое различие в содержании Cl между серпентинизированными дунитами и перидотитами (в среднем 0,23% в первых и 0,05% — во вторых). В связи с тем, что косвенные расчеты содержания Cl в серпентине в серпентинизированных (примерно на 80—90%) гарцбургитах [199] составляет 0,06%, можно сделать вывод, что почти весь Cl в них связан с бруситом.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в низкотемпературных гидроксилсодержащих минералах, в отличие от средне- и высокотемпературных, содержание галогенов довольно низкое и определяется, вероятно, их концентрацией в гидротермальных растворах, вызывающих метаморфизм первичных пород. При этом эпидот и брусит концентрируют преимущественно Cl, а хлорит — F.

Таким образом, особенности поведения F и Cl в минералах позволяют сделать следующие выводы:

1) содержание F и Cl в гидроксилсодержащих минералах является индикатором флюидного режима формирования магматических и метаморфических пород;

Таблица 22

Содержание фтора и хлора (в вес. %) в отдельных минералах Урала

Порода	Массив	Минерал	Фтор	Хлор
Гранитоиды (среднее из 5)	Верхисетский	Эпидот	0,01	0,02
Кварцевый диорит	Анатолевский	То же	0,01	0,20
Плаггиогранит	Аверинский	"	0,01	0,01
Граносиенито-диорит	Петуховский	"	0,01	0,10
Скарн	Кусинский	"	0,01	0,20
Порфирит диабазовый	Верхисетский (экзоконтакт)	"	0,01	0,26
Амфиболит	Мугоджары (зелено-сланцевая зона)	Хлорит	0,14	0,01
Порфирит	То же	То же	0,16	0,02
Диабаз	"	"	0,12	0,01
Порфирит	"	"	0,13	0,01
Базальт (лава)	"	"	0,20	0,02
Диабазовые дайки	Сарановский	Клинохлор	0,01	0,10
Дунит хризолитовый	Нижне-Тагильский	Брусит	—	0,89
Серпентинит	То же	То же	—	0,72

2) при известном коэффициенте распределения F и Cl между минералами и расплавом может быть оценено содержание галогенов в последнем;

3) содержание F в минералах, как правило, закономерно возрастает в эволюционном ряду гранитоидов от гранодиоритов к биотитовым гранитам, что указывает на накопление F к концу магматической кристаллизации; в поведении Cl наблюдается обратная тенденция;

4) наиболее чувствительным минералом-индикатором содержания F в расплаве является биотит из гранитов, а Cl — апатит из кварцевых диоритов и гранодиоритов;

5) в гидроксилсодержащих минералах метаморфических пород содержание галогенов возрастает с увеличением степени метаморфизма пород.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФТОРА И ХЛОРА МЕЖДУ СОСУЩЕСТВУЮЩИМИ МИНЕРАЛАМИ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД

В предыдущей главе были изложены основные закономерности в распределении F и Cl в минералах различных формаций и фаций магматических и метаморфических пород Урала. В то же время большой интерес представляет выяснение условий, при которых происходит перераспределение галогенов между сосуществующими минералами, возможность оценки степени равновесности распределения в них галогенов, поиск наиболее надежных минералов-индикаторов поведения F и Cl в различных петрогенетических процессах и возможность расчета содержаний F и Cl в расплавах и флюидах, исходя из экспериментальных и эмпирических коэффициентов распределения F и Cl в минералах и расплавах, минералах и флюидах. С этой целью изучено распределение галогенов в наиболее важных в петрологическом отношении парах гидроксилсодержащих минералов магматических и метаморфических пород: биотитах и амфиболах, апатитах и биотитах, апатитах и амфиболах, биотитах и мусковитах, апатитах и сфенах.

БИОТИТ—АМФИБОЛ

Содержание F и Cl в сосуществующих биотитах и амфиболах в целом обнаруживают статистически хорошо выраженную линейную положительную корреляцию (рис. 33, 34), свидетельствующую о распределении галогенов, близком к равновесному. Обращает на себя внимание некоторое различие в распределении F между биотитами и амфиболами из железорудных месторождений Швеции [200] и из основной группы пород, представленной достаточно высокотемпературными образованиями, включающими гранитоиды и метаморфиты гранулитовой и амфиболитовой фаций. В первом случае роль F значительно выше, чем во втором. Коэффициенты распределения F между биотитами и амфиболами меняются от максимальных (2,7) в железорудных месторождениях Швеции, через промежуточные (1,7) для метаморфитов гранулитовой фации, до минимальных (1,0) в плутонических палингенных коровых гранитоидах Урала, т.е. от более "сухих" и высокотемпературных фаций пород к более "водным" и низкотемпературным. По экспериментальным данным [3] для гранитоидного расплава коэффициент распределения F между сосуществующими биотитами и амфиболами равен 1,2, что свидетельствует об удовлетворительном соответствии с вышеприведенными данными.

Экспериментально также найдено, что коэффициент распределения F между биотитом и расплавом составляет 7,4; между биотитом и флюидом — 22,2; между амфиболом и флюидом — 18,3 [3].

По распределению Cl выделяются те же две закономерные серии (см. рис. 34): одна с высокой долей Cl в биотитах — железорудные

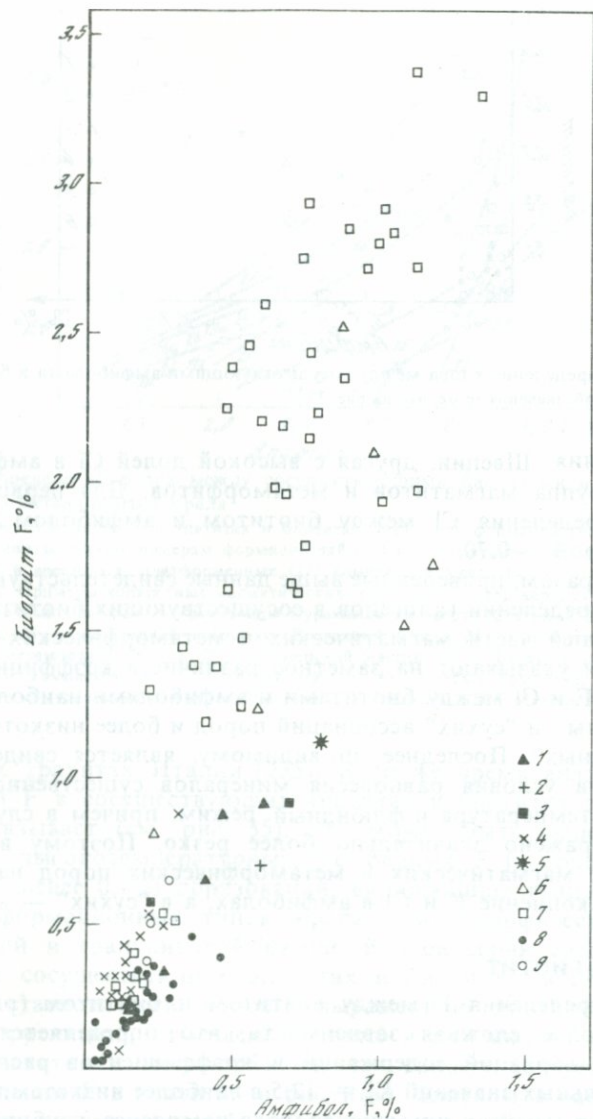


Рис. 33. Распределение фтора между сосуществующими амфиболами и биотитами

1—7 — магматиты и метаморфиты, образовавшиеся при низких давлениях воды ($P_{H_2O} = 0,5$ кбар) и высоких температурах ($750-800^\circ C$): 1 — гранодиориты и граниты габбро-гранитного формационного типа (Магнитогорский прогиб, Урал; Кураминский хребет, Северный Тянь-Шань), 2 — граниты-рапакиви (Бердяшский массив, Урал), 3 — гранодиориты и граниты Калифорнии (США) [214], 4 — гранитоиды Сьерро-Невады (США) [196—198], 5 — вулканиты Колорадо (США) [121], 6 — метаморфиты гранулитовой фации [144, 194, 204, 216, 217, 83, 152], 7 — контактово-метасоматические железорудные месторождения Швеции [200]; 8—9 — магматиты, и метаморфиты, образовавшиеся при высоких давлениях воды ($P_{H_2O} = 3-5$ кбар) и средних температурах ($650-700^\circ C$): 8 — plutonic гранитоиды Урала, 9 — метаморфиты амфиболитовой фации (Урал, Алдан, Чарская глыба, Адирондак, США [152, 83, 121])

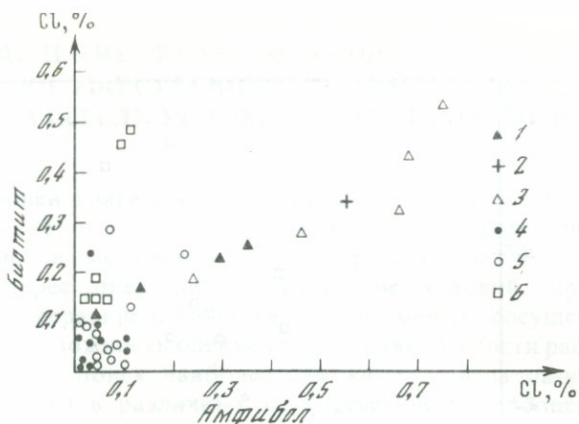


Рис. 34. Распределение хлора между сосуществующими амфиболами и биотитами
Условные обозначения те же, что на рис. 33

месторождения Швеции, другая с высокой долей Cl в амфиболах — основная группа магматитов и метаморфитов. Для первой коэффициент распределения Cl между биотитом и амфиболом составляет 5,0, для второй — 0,70.

Таким образом, приведенные выше данные свидетельствуют о равновесном распределении галогенов в сосуществующих биотитах и амфиболах большей части магматических и метаморфических пород и в то же время указывают на заметное различие в коэффициентах распределения F и Cl между биотитами и амфиболами наиболее высокотемпературных и "сухих" ассоциаций пород и более низкотемпературных и "водных". Последнее, по-видимому, является свидетельством того, что на условия равновесия минералов существенное влияние оказывают температура и флюидный режим, причем в случае Cl это влияние выражено значительно более резко. Поэтому в "водных" ассоциациях магматических и метаморфических пород наблюдается заметное накопление F и Cl в амфиболах, а в "сухих" — в биотитах.

АПАТИТ—БИОТИТ

Для распределения F между апатитом и биотитом (рис. 35) характерна более сложная зависимость, что определяется большим диапазоном вариаций содержаний и коэффициентов распределения: от максимальных значений $K_d^F = 12,5$ в наиболее низкотемпературных образованиях (гнейсах ильменогорского комплекса, глубинных гранитоидах Балашовского и Каменского массивов, кислых метаморфических породах ареальных докембрийских комплексов и др.) до минимальных (1,7—2,8) в наиболее высокотемпературных, "маловодных" образованиях (посторогенных гранитах гранит-лейкогранитной и адамеллит-гранитной формации Урала, в чарнокитах Индии, редкометалльных гранитоидах Забайкалья, в трахитах и др.). Еще более низкий коэффициент распределения F между апатитом и биотитом (0,56—0,58) наблюдается в наиболее высокотемпературных

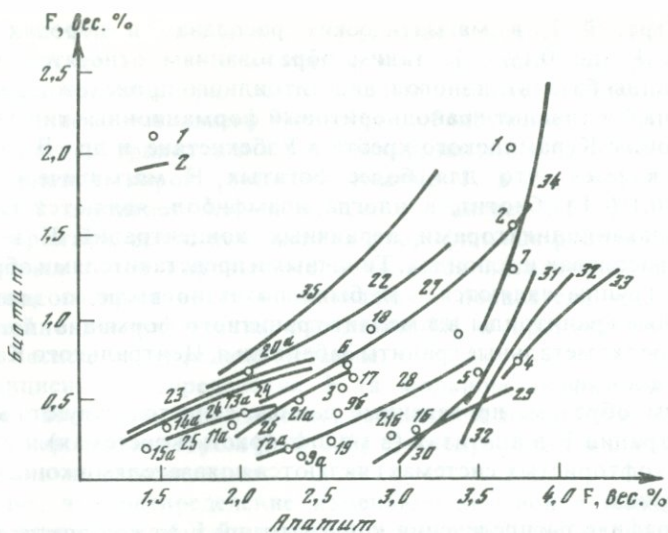


Рис. 35. Распределение фтора между сосуществующими биотитами и апатитами из гранитоидов и метаморфитов Урала

1 — средние содержания F в апатитах и биотитах различных формаций гранитоидов Урала (номера точек соответствуют номерам формаций табл. 7) и метаморфических пород: зональных, орогенных (20) и аресальных, платформенных (21) комплексов Урала (а — из основных пород, б — из кислых). Примеры конкретных магматических серий: 22 — Скаергаард, 23 — бюджетский комплекс (Восточный Саян), 24 — гранитоиды Кураминского хребта (Северный Тянь-Шань), 25 — дациты Лассен, 26 — ольховский комплекс (Восточный Саян), 27 — гранитоиды Забайкалья. Гранитоиды и метаморфиты Урала: 28 — Каменский массив, 29 — Балашовский, 30 — гнейсы ильменогорского комплекса, 31 — Гаевский массив, 32 — Мань-Хамбо, 33 — гранитоиды ильменогорского комплекса, 34 — Адуйский массив, 35 — трахиты США, Италии

лейцитовых трахитах Италии [235]. В то же время анализ средних содержаний F в сосуществующих апатитах и биотитах гранитоидов Урала показывает (см. рис. 35), что может быть выделена серия достаточно высокотемпературных, но бедных F (с содержанием F в биотитах менее 0,7%) образований, включающих гранитоиды всех основных формационных типов Урала и метаморфические породы амфиболовой и гранулитовой фаций. В этой серии средние содержания F в сосуществующих апатитах и биотитах, в целом, обнаруживают статистически хорошо выраженную линейную положительную корреляцию, отмечаемую также и для многих конкретных серий магматитов и метаморфитов, что свидетельствует, в целом, о распределении F в апатитах и биотитах, близком к равновесному. Коэффициент распределения F между апатитом и биотитом в данной серии является близким 5,0 и позволяет рассчитать с учетом экспериментальных данных (Анфилогов и др., 1977) коэффициент распределения F между апатитом и бедным F ($< 0,1\%$ F) гранитным расплавом, апатитом и флюидом: K_d^F апатит-расплав — 37,0; K_d^F апатит-флюид — 111,0.

Нам представляется, что использование данных коэффициентов распределения F между апатитом и расплавом, апатитом и флюидом, по-видимому, может иметь важное значение при определении первичных

концентраций F в магматических расплавах и породах наиболее бедных F (до 0,1%). К таким образованиям относятся, например, гранитоиды базальтоидного и андезитоидного происхождения (габбро-гранитный и тоналит-гранодиоритовый формационные типы на Урале), гранитоиды Кураминского хребта в Узбекистане и др. В то же время представляется, что для более богатых F магматических систем (более 0,1% F), биотит, а иногда и амфибол, являются надежными минералами-индикаторами первичных концентраций F в магматических расплавах и флюидах. Типичными представителями образований второй группы являются, как было показано выше, поздние и посторогенные гранитоиды адамеллит-гранитного формационного типа на Урале, редкометалльные граниты Забайкалья, Центрального Казахстана, Монголии и др.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что концентрации F в апатитах (в малофтористых системах) и в биотитах (в высокофтористых системах) являются показателями концентраций F в расплавах.

На графике распределения концентраций F между апатитом и биотитом (рис. 36, см. вкл.) также видно, что поля низкотемпературных и высокотемпературных гранитоидов плутонической и вулканической ассоциаций Урала четко обособляются. Первые характеризуются высокой мольной долей F в апатите и низкой — в биотите (соответственно 0,8—0,9 и 0,1—0,3), вторые — существенно более низкими концентрациями F в апатите при значительных вариациях содержания F в биотите. По особенностям распределения F в апатите и биотите гранитоиды вулканической ассоциации дополнительно разделяются на две специфические группы. Для первой — мольная доля F в апатите составляет 0,3—0,7, в биотите — менее 0,2, для второй соответственно — 0,7—1,0 и 0,2—0,6. Первую представляют гранитоиды габбро-гранитного формационного типа (Урал), массивы гранитоидов Кураминского хребта (Узбекистан), а также габбро-долериты Талнахской трапповой интрузии. Они характеризуются минимальными концентрациями F в сосуществующих апатитах и биотитах и очень высокими содержаниями Cl в апатитах — до 4,0%. По имеющимся геолого-петрологическим данным эти образования являются производными очень глубинных мантийных магм и характеризуются типичной хлорофильной рудной специализацией (Ni, Co, Fe, Cu, Au и др.). Глубина зарождения магмы Талнахской интрузии, например, оценивается [54] в 100—150 км, а давление в 30—50 кбар. По концентрации F к этой группе примыкают и апатиты из мантийных карбонатитов [169].

Вторую группу представляют поздние и посторогенные гранитоиды адамеллит-гранитного формационного типа (Урал), а также редкометалльные граниты Центрального Казахстана и Забайкалья. Для них характерна четко выраженная фторофильная рудная специализация (Nb, Ta, Be и др.).

В этих группах отмечены две тенденции в распределении F между сосуществующими апатитами и биотитами: первая — с преимущественным увеличением мольной доли F в апатитах (от 0,3 до 0,8) при незначительном (от 0 до 0,15) — в биотитах, что характерно для глубинных

мантейных магм, вторая — с преимущественным увеличением мольной доли F в биотитах (от 0,1 до 0,6) при (соответственно) незначительном росте (от 0,8 до 1,0) — в апатитах, что наиболее свойственно для гранитоидов, производных относительно "сухих", коровых магм. Подтверждением последнего является обнаружение в Монголии литий-фтористых гранитов и онгонитов, развитых в блоках с мощной континентальной корой [64]. Содержание F в биотитах из этих образований достигает 4,5—6,0%, т.е. составляет 0,5—0,9 мольных единиц. Вероятно, резко выраженная фторофильная рудная специализация данных типов коровых магм является показателем того, что повышенное содержание F в биотитах — показатель высоких его содержаний в магматических расплавах [3] и продуктивной рудоносности последних на редкие металлы.

Коэффициенты распределения F (в мольном выражении) между апатитом и биотитом, как известно, являются и достаточно надежным геологическим термометром [219, 235]. Это определяется следующими теоретическими положениями.

Известно, что распределение изменяющихся ионов между минералами и флюидами обуславливается стандартной свободной энергией изменения ΔG° в реакциях типа



Если *An* и *Bu* использовать для обозначения соответствующих "катионов" апатита и биотита, то имеем:



Для каждой реакции

$$\Delta G^\circ = -RT \ln K, \quad (3)$$

где *R* — газовая постоянная; *T* — абсолютная температура и *K* — константа равновесия. Для реакции (1), например, *K* определяется как $K_{(1)} = a_{\text{AnF}}^a a_{\text{H}_2\text{O}}^b / a_{\text{AnOH}}^a a_{\text{HF}}^b$, где a_{AnF}^a — термодинамическая активность молекулы фторапатита в смешанном кристалле гидроксилфторапатита; *a* — активности или фугитивности флюида.

Реакции (1) и (2) могут быть объединены с выделением флюида:



Для растворов, приближающихся к идеальным, коэффициенты активности приблизительно равны коэффициентам молярных фракций X_{AnF}^a и т.д. в ранее изменившихся молекулах [235].

Поскольку $X_{\text{AnF}}^a + X_{\text{AnOH}}^a = 1$ или в тройном растворе $X_{\text{AnF}}^a + X_{\text{AnOH}}^a + X_{\text{AnCl}}^a = 1$, можно рассматривать только однокомпонентные молярные фракции:

$$K_{(4)} = X_{\text{AnF}}^a / (1 - X_{\text{AnF}}^a) \cdot (1 - X_{\text{BuF}}^b) / X_{\text{BuF}}^b. \quad (5)$$

Так как *X* определяется химическим анализом, то замена $K_{(5)}$ в реакции (3) приводит к возможному химическому геотермометру [264, 219].

По данным [219], на температуру обменного равновесия между апатитом и биотитом большое влияние оказывает состав биотита и

$$T = 743/\log K^*,$$

где $K^* = \log K_{(4)} - 1,107(X_{\text{анн}}) - 1,444(X_{\text{сил}})$.

В результате проведенных исследований [27] установлено, что коэффициент распределения F между апатитом и биотитом гранитоидов Урала варьирует от 10 до 300 (см. рис. 36).

Для плутонических орогенных гранитоидов Урала и метаморфитов амфиболитовой фации $K_{\text{д}}^F$ апатит—биотит составляет 50—300, а рассчитанные по вышеуказанному геотермометру температуры 450—600°С. Относительно низкие температуры последних, по-видимому, отвечают условиям минеральных равновесий постмагматической стадии [157].

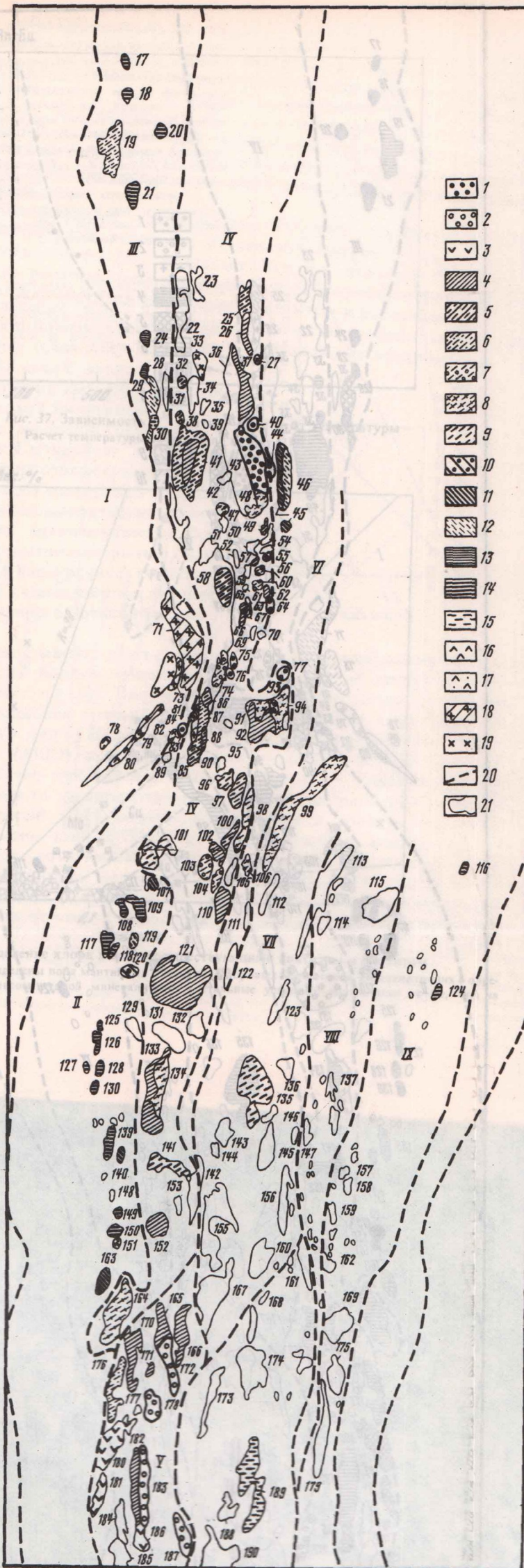
Для гипабиссальных гранитоидов и метаморфитов гранулитовой фации $K_{\text{д}}^F$ апатит—биотит значительно ниже 10—50, а температура соответственно выше — 700—800°С. На основании этих данных построен график, выражающий зависимость между $K_{\text{д}}^F$ апатит—биотит и температурой (рис. 37). Значения температур, определяемых по данному графику для гранитоидов и метаморфитов Урала, находятся в хорошем соответствии с данными других геотермометров. При этом отмечается высокая чувствительность изменения $K_{\text{д}}^F$ апатит—биотит от температур в диапазоне 400—800°С и менее надежные данные для более высоких и низких температур. При использовании данного геотермометра необходимо предъявлять повышенные требования к точности и надежности определения содержаний F в сосуществующих минералах, так как в шлифах на микроанализаторе часто отмечаются значительные вариации содержаний F между отдельными зернами апатита и биотита, особенно для гипабиссальных гранитоидов, что в некоторой степени увеличивает диапазон температурной неопределенности.

Распределение Cl между апатитом и биотитом (рис. 38) в отличие от F не обнаруживает статистически хорошо выраженной линейной положительной корреляции, что, по-видимому, вызвано тем, что на распределение Cl в сосуществующих апатитах и биотитах заметно большее влияние оказывают физико-химические условия образования магматитов и метаморфитов. Среди магматических образований выделяются две ведущие серии, различающиеся по концентрациям Cl в сосуществующих апатитах и биотитах и соответственно коэффициентами распределения Cl между апатитом и биотитом. Наиболее высокими содержаниями Cl в апатитах (>1%) при несколько пониженных концентрациях Cl в биотитах (0,1—0,2%), выделяются производные мантийных базитовых магм: эвгеосинклинальные гранитоиды габбро-гранитной и габбро-сиенитовой формаций Урала, малотитанистые титаномagnetитовые месторождения Урала, габброиды Скаергарда, США, Новой Зеландии (массив Дарран), габбро-долериты Талнахской интрузии, а также трахиты и дациты. Для этой серии характерен максимальный коэффициент распределения Cl между апатитом и биотитом — 8,0—20,0.

Значительно более низкими концентрациями Cl в апатитах при

Рис. 4. Схематическая карта размещения главных формаций гранитоидов Среднего и Южного Урала

Посторогенные формации на коре континентального типа: 1 — гранит-лейкогранитная, 2 — адаметлит-гранитная, 3 — габбро (?)-диорит-гранитная. Орогенные формации на коре континентального типа: 4 — гранитная, 5 — мигматит-гранитная, 6 — плагиогранитная. Эвгеосинклинальные формации на коре континентального типа: 7 — монцодиорит-гранитная, 8 — диорит-гранитная, 9 — диорит-плагиогранитная. Эвгеосинклинальные формации на коре островодужного типа: 10 — монцодиорит-гранитная, 11 — диорит-гранитная, 12 — диорит-плагиогранитная, 13 — габбро-сиенитовая, 14 — габбро-гранитная, 15 — габбро-плагиогранитная. Догеосинклинальные, платформенные формации на коре континентального типа: 16 — габбро-гранитная, 17 — габбро-сиенит-гранитная (рапакиви), 18 — мигматит-гранитная, 19 — эндрбит-чарнокитовая; 20 — границы структурно-формационных зон: I — Центрально-Уральское поднятие, II — Магнитогорский прогиб, III — Тагильский прогиб, IV — Восточно-Уральское поднятие, V — Восточно-Мугоджарское поднятие, VI — Восточно-Уральский прогиб, VII — Зауральское поднятие, VIII — Денисовская структурно-фациальная зона Тюменско-Кустанайского прогиба, IX — Валерьяновская структурно-фациальная зона того же прогиба, X — Войкаро-Сыньинский прогиб, XI — Щучинский прогиб, 21 — контуры гранитоидных массивов и метаморфических комплексов Урала: 1 — Лаборовский, 2 — Хоимпзский, 3 — Юньягинский, 4 — Малохарутинский, 5 — Собский, 6 — Конгорский, 7 — Тынаготский, 8 — Народинский, 9 — Парнукский, 10 — Лавкошорский, 11 — Халмер-Ю, 12 — Балашовский, 13 — Сальнерский, 14 — Торговский, 15 — Ильязский, 16 — Мань-Хамбо, 17 — Покровский, 18 — Княсьпинский, 19 — Кытымский, 20 — Ауэрбаховский, 21 — Павдинский, 22 — Выйский, 23 — Ермаковский, 24 — Кушвинский, 25 — Гаевский метаморфический, 26 — Гаевский гранитный, 27 — Луковский, 28 — Тагильский сиенитовый, 29 — Тагильский диоритовый, 30 — Карпушкинский, 31 — Николапавловский, 32 — Вилюйский, 33 — Салдинский, 34 — Краснопольский, 35 — Петрокамский, 36 — Мурзинский метаморфический, 37 — Мурзинский гранитный, 38 — Середовинский, 39 — Северо-Коневский, 40 — Соколовский, 41 — Верхисетский, 42 — Кедровский, 43 — Аудуйский, 44 — Малышевский, 45 — Некрасовский, 46 — Рефтинский, 47 — Шарташский, 48 — Каменский, 49 — Курманский, 50 — Арамилский, 51 — Осиновский, 52 — Кашинский, 53 — Газетинский, 54 — Логиновский, 55 — Шиловский, 56 — Сосновский, 57 — Кашкарихинский, 58 — Сысертский метаморфический, 59 — Аверинский, 60 — Петуховский, 61 — Григорьевский, 62 — Шабуровский, 63 — Свободинский, 64 — Карасьевский, 65 — Тюбукский, 66 — Аллакзерский, 67 — Боровской, 68 — Юго-Коневский, 69 — Травянский, 70 — Кажакский, 71 — Уфалейский, 72 — Чусовской, 73 — Тараташский метаморфический, 74 — Увильдинский, 75 — Акакульский, 76 — Сабанайский, 77 — Султаевский, 78 — Бердяшский, 79 — Губенский, 80 — Рябиновский, 81 — Александровский метаморфический, 82 — Сыростанский, 83 — Тургойский, 84 — Ишкульский, 85 — Селянинский, 86 — Аргазинский, 87 — Ильменогорский метаморфический, 88 — Чебаркульский, 89 — Ленинский, 90 — Чашковский, 91 — Исьянгельдинский, 92 — Челябинский, 93 — Кременкульский, 94 — Челябинский, 95 — Комбулатовский, 96 — Ключевской, 97 — Варламовский, 98 — Пластовский, 99 — Нижне-Санарский, 100 — Борисовский, 101 — Ахуновский, 102 — Санарский, 103 — Степнинский, 104 — Черноборский, 105 — Чернореченский, 106 — Каменский, 107 — Краснинский, 108 — Верхнеуральский, 109 — Кассельский, 110 — Чесменский, 111 — Бускульский, 112 — Новотроицкий, 113 — Михайловский, 114 — Сырдакский, 115 — Федоровский, 116 — Аleshинский, 117 — Московский, 118 — Магнитогорский, 119 — Россыпнянский, 120 — Бурановский, 121 — Джабыкский, 122 — Варненский, 123 — Кулевчинский, 124 — Соколовский, 125 — Северные Борки, 126 — Карабулакский, 127 — Грязнушенский, 128 — Чекинский, 129 — Кацбахский, 130 — Богдановский, 131 — Неплюевский, 132 — Варшавский, 133 — Суундукский, 134 — Бутакский, 135 — Мариновский, 136 — Бисембаевский, 137 — Спиридоновский, 138 — Котюбинский, 139 — Бриентский, 140 — Шиликтинский, 141 — Каиндинский, 142 — Джанысайский, 143 — Джетыгаринский, 144 — Карасайский, 145 — Милютинский, 146 — Джетыгаринский, 147 — Мечетный, 148 — Верхнесолончацкий, 149 — Дунеский, 150 — Новоорский, 151 — Иссергужинский, 152 — Карабутацкий, 153 — Урусикенский, 154 — Ново-Виницкий, 155 — Аниховский, 156 — Барамбаевский, 157—159 — Адамовский, 160 — Жолтинский, 161 — Айкенский, 162 — Бенкалинский, 163 — Ащевутацкий, 164 — Домбаровский, 165 — Средне-Ушкатинский, 166 — Верхне-Ушкатинский, 167 — Катансинский, 168 — Блакский, 169 — Тересбутацкий, 170 — Малдыгулсайский, 171 — Джусинский, 172 — Шотинский, 173 — Тихбутацкий, 174 — Каскольский, 175 — Сульковский, 176 — Коктюбинский, 177 — Южно-Белькопинский, 178 — Белькопинский, 179 — Телькаринский, 180 — Бугетсайский, 181 — Борлинский, 182 — Западно-Кайрактинский, 183 — Восточно-Кайрактинский, 184 — Балыталдыкский, 185 — Адисайский, 186 — Мильсайская группа, 187 — Акбулакский, 188 — Жамартмолинский, 189 — Аккольский, 190 — Акмолинский.



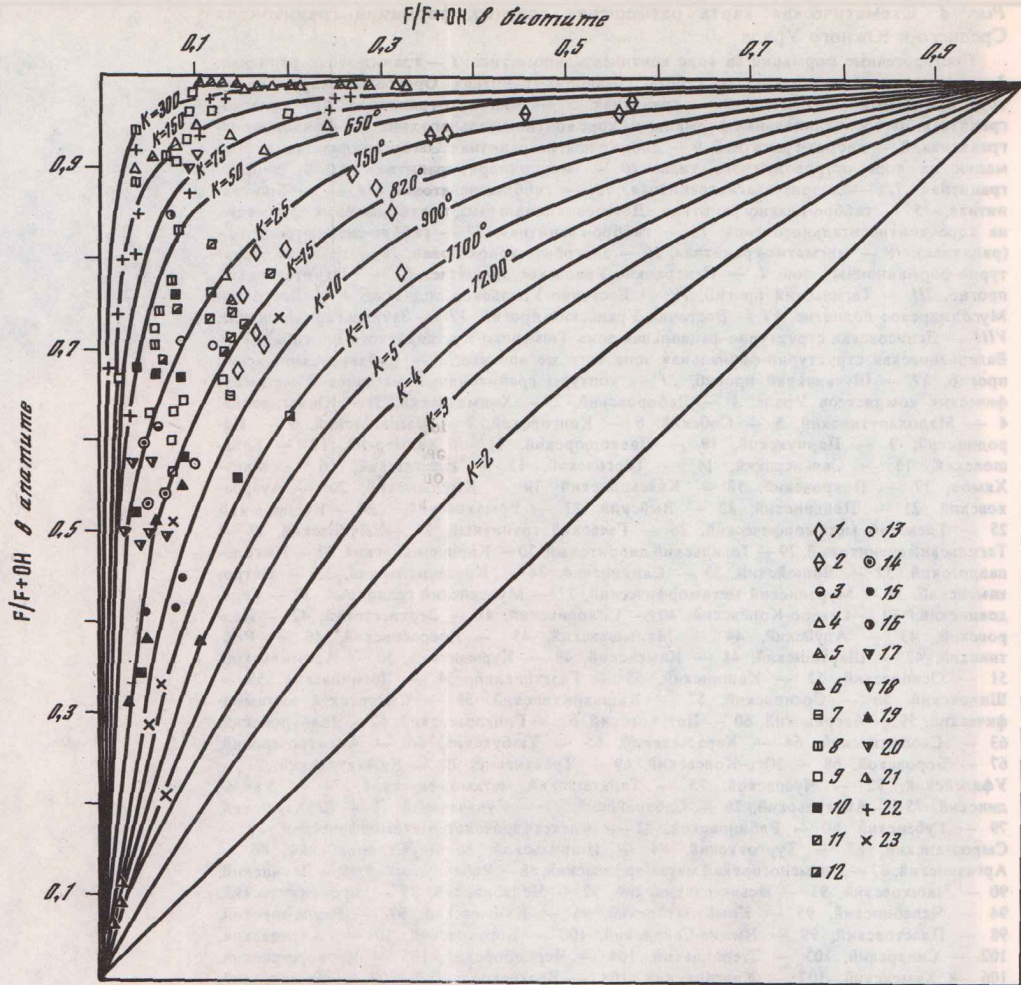


Рис. 36. Распределение фтора между сосуществующими апатитом и биотитом

1 — гранит-лейкогранитная формация (Урал); 2 — лейкограниты и аляскиты Центрального Казахстана; 3 — габбро-диорит-гранитная формация на коре континентального типа (Урал). Оrogenные plutonic формации Урала на коре континентального типа: 4 — гранитная, 5 — мигматит-гранитная, 6 — плагиогранитная. Эвгеосинклинальные формации Урала на коре континентального типа: 7 — монцодиорит-гранитная; 8 — диорит-гранитная; 9 — диорит-плагиогранитная; 10 — гранитоиды Восточных Саян (ольховский, тануольский и бусежуйский комплексы); 11 — гранитоиды Станового хребта, ассоциирующие с молибденовыми рудопроявлениями [138]; 12 — гранитоиды США с полиметаллической и меднопорфировой минерализацией [230, 231]; 13 — гранитоиды Западного Забайкалья (витимо-баргузинский, конкундеро-мамаканский, зазинский комплексы). Эвгеосинклинальные формации Урала на коре островодужного типа: 14 — габбро-сиенитовая, 15 — габбро-гранитная. Догееосинклинальные формации Урала на коре континентального типа: 16 — габбро-сиенит-гранитная; 17 — мигматит-гранитная; 18 — эндербит-чарнокитовая; 19 — гранитоиды Кураминского хребта (Северный Тянь-Шань); 20 — лейкогаббро Дарран и Ривако [191]; 21 — габбро-долериты Талнахской трапповой интрузии; 22 — метаморфиты амфиболитовой фации Урала; 23 — метаморфиты гранулитовой фации (Новая Зеландия) [192]; чарнокиты Индии [190]

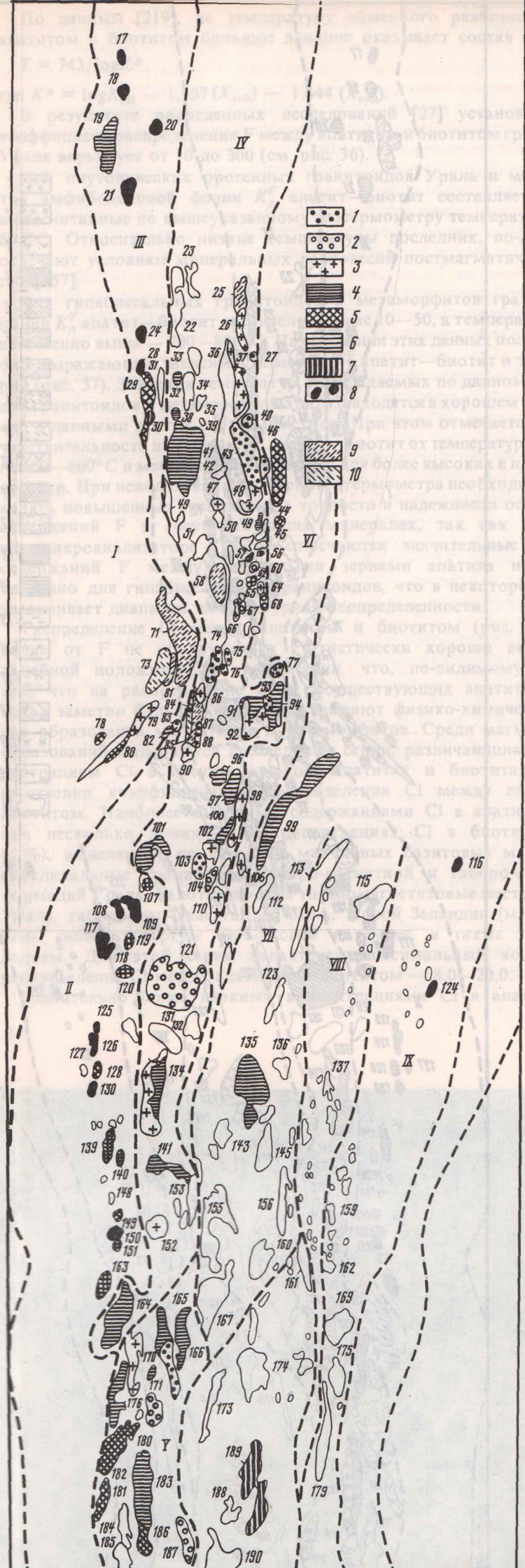


Рис. 56. Схематическая геохимическая карта гранитоидов Среднего и Южного Урала, составленная на основе концентраций фтора и хлора в сосуществующих биотитах и апатитах. Условные обозначения на карте (1—10) соответствуют номерам таблицы на с. 172 текста.

Названия массивов и номера структурно-формационных зон те же, что и на рис. 4

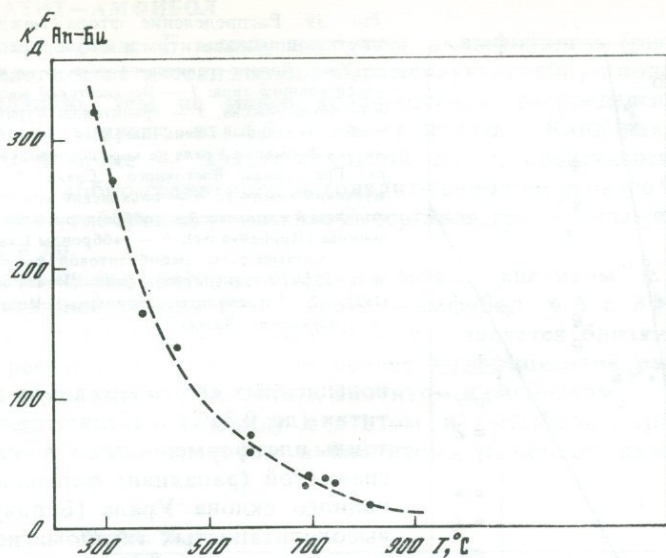


Рис. 37. Зависимость K_d^F апатит—биотит от температуры
Расчет температуры выполнен по методу [219]

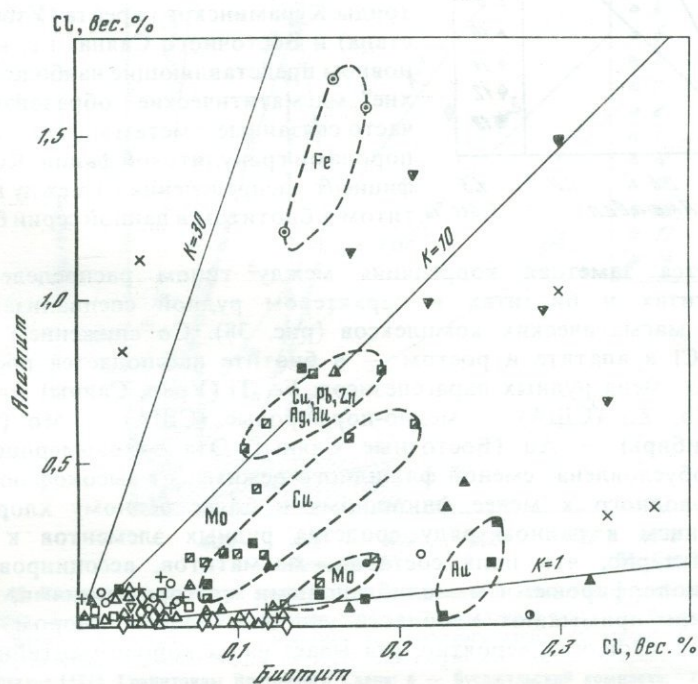


Рис. 38. Распределение хлора между сосуществующими апатитом и биотитом

Пунктиром выделены поля мантийных и мантийно-коровых магматитов, ассоциирующих с определенным комплексом рудной минерализации; остальные условные обозначения те же, что на рис. 36

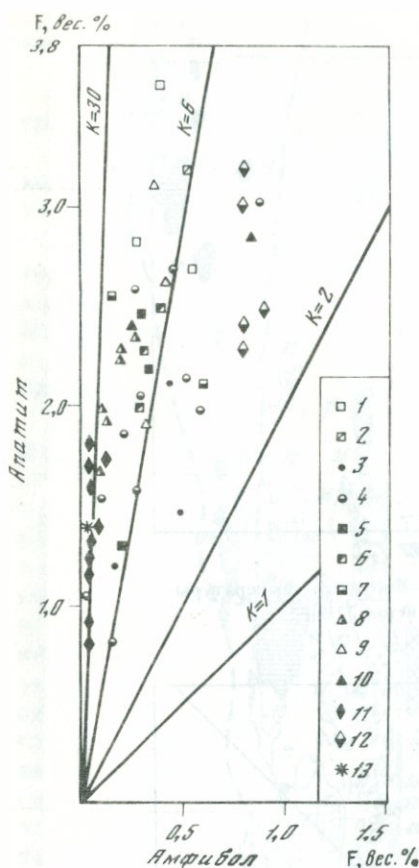


Рис. 39. Распределение фтора между сосуществующими апатитом и амфиболом

Урал. Диорит-гранитная формация на коре континентального типа: 1 — Верхисетский массив; 2 — Каменский массив; 3 — гранитоиды Кураминского хребта (Северный Тянь-Шань); 4 — габбро-гранитная формация Урала на коре островодужного типа. Гранитоиды Восточного Саяна: 5 — буюд-жужульский комплекс; 6 — ольховский комплекс; 7 — сыдинский комплекс; 8 — габбро-нориты Чинейского массива (Прибайкалье); 9 — габброиды Скаергарда; 10 — метаморфиты амфиболитовой фации; 11 — метаморфиты гранулитовой фации (Новая Зеландия) [192]; 12 — гранулиты (чарнокиты) Индии [216]; 13 — влуканиты (Камчатка)

повышенных его содержаниях в биотитах (до 0,36%) выделяются гранитоиды платформенной габбро-сиенит-гранитной (рапакиви) формации Западного склона Урала (Бердяуш) и высокотитанистых титаномagnetитовых месторождений Урала, эндербит-чарнокитовой формации тараташского комплекса, чарнокиты Индии, гранитоиды Кураминского хребта (Узбекистана) и Восточного Саяна, т.е. в основном представляющие наиболее "сухие" магматитические образования, часто связанные с метаморфическими породами гранулитовой фации. Коэффициент распределения C_1 между апатитом и биотитом в данной серии близок к 1.

Намечается заметная корреляция между типом распределения C_1 в апатитах и биотитах и характером рудной специализации различных магматических комплексов (рис. 38). Со снижением содержания C_1 в апатите и ростом — в биотите наблюдается последовательная смена рудных парагенезисов: Fe, Ti (Урал, Саяны) — Cu, Au, Ag; Pb, Zn (США) — медно-порфировые (США) — Mo (Восточная Сибирь) — Au (Восточные Саяны). Эта закономерность, вероятно, обусловлена сменой флюидного режима: от высокофлюидного хлор-водного к менее флюидному и более бедному хлором с возрастанием в данном ряду сродства рудных элементов к C_1 [111]. Характерно, что поля составов магматитов, ассоциированных с меднопорфировыми и молибденовыми месторождениями, непосредственно примыкают к области наиболее бедных хлором коровых магматитов, что, вероятно, указывает на их корово-мантийную природу.

АПАТИТ—АМФИБОЛ

Распределение F между апатитом и амфиболом (рис. 39) обнаруживает статистически хорошо выраженную линейную положительную корреляцию, тем не менее коэффициенты распределения F здесь также варьируют: от 4,0 — в гранулитах Кандапалли (Индия) до 6,0 и более — для генеральной серии, представленной гранитоидами габбро-гранитного и тоналит-гранодиоритового формационных типов, габброидами массива Скаергарда, гранитоидами Восточного Саяна и др.

Коэффициент распределения F между апатитом и расплавом, рассчитанный исходя из K_d^F апатит—амфибол = 6 и K_d^F амфибол—расплав = 6,1 [3], составляет 36,6, т.е. является близким к (около 37,0) рассчитанному выше на основе коэффициентов распределения F между апатитом и биотитом, биотитом и расплавом.

Распределение Cl между апатитом и амфиболом (рис. 40), так же как и между апатитом и биотитом, не обнаруживает статисти-

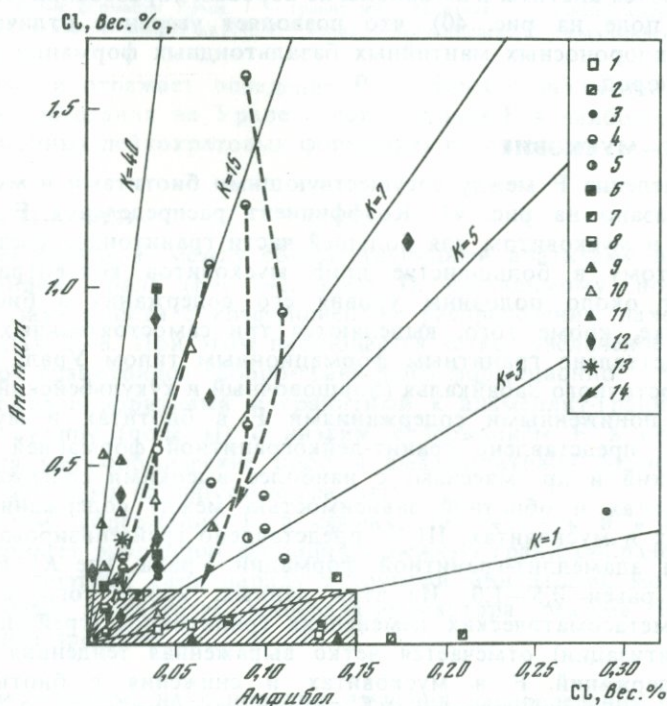


Рис. 40. Распределение хлора между сосуществующими апатитом и амфиболом

Урал. Диорит-гранитные формации на коре континентального типа: 1 — Верхисетский массив; 2 — Каменский массив; 3 — гранитоиды Кураминского хребта (Северный Тянь-Шань); 4 — габбро-гранитная формация Урала на коре островодужного типа; 5 — гранитоиды Восточного Забайкалья [171]. Гранитоиды Восточного Саяна: 6 — буюдзюльский комплекс; 7 — ольховский комплекс; 8 — сыдинский комплекс; 9 — габбро-нориты Чинейского массива (Прибайкалье); 10 — габброиды Скаергарда; 11 — метаморфиты амфиболитовой фации; 12 — метаморфиты гранулитовой фации (Новая Зеландия) [192]; 13 — вулканиты (Камчатка); 14 — направление эволюции от габбро до гранита в отдельных массивах

чески хорошо выраженной линейной корреляции. На рисунке отчетливо видно, что содержание Si в амфиболах варьирует в незначительных пределах (0,01—0,20%), в то время как в апатитах предел вариации значительно шире (0,01—1,5%). Это приводит к тому, что коэффициенты распределения F изменяются от 15 в сосуществующих апатитах и амфиболах из габброидов габбро-гранитного формационного типа Скаергарда и Чинейского массивов до 3 и менее в гранитоидах ольховского комплекса (Восточный Саян), в гранитах габбро-гранитного формационного типа Урала и др. При этом наблюдается закономерное снижение содержаний Si в апатитах при более выдержанных содержаниях Si в амфиболах в процессе эволюции габбро-гранитоидных серий (от габбро до гранита), что, вероятно, связано со значительной потерей Si в процессе кристаллизационной дифференциации базальтоидных магм. В этой связи ранние (габброидные) члены габбро-гранитных серий являются более флюидонасыщенными и более хлороносными, чем более поздние (гранитные). Очень низкими содержаниями Si характеризуются апатиты и амфиболы из коровых образований (заштрихованное поле на рис. 40), что позволяет уверенно отличать их от более хлороносных мантийных базальтоидных формаций магматических пород.

БИОТИТ—МУСКОВИТ

Распределение F между сосуществующими биотитами и мусковитами показано на рис. 41. Коэффициент распределения F между биотитом и мусковитом для большей части гранитоидов составляет 2—3, поэтому в большинстве проб мусковитов концентрация F составляет около половины уровня его содержания в биотитах. На графике, кроме того, выделяются три самостоятельных поля: I — представлено гранитным формационным типом Урала и гранитами Восточного Забайкалья (борщовочный и кукульбейский комплексы) с пониженными содержаниями F в биотитах и мусковитах; II — представлено гранит-лейкогранитной формацией Урала (Соколовский и др. массивы) с наиболее высокими содержаниями F в биотитах и обратной зависимостью между содержаниями F в биотитах и мусковитах; III — представлено грейзенизированными гранитами амаеллит-гранитной формации Урала, где K_d^F биотит-мусковит равен 0,5—1,0. Из этих данных, кроме того, следует, что при метасоматических изменениях гранитоидов (грейзенизации и мусковитизации) отмечается четко выраженная тенденция увеличения содержаний F в мусковитах и снижения в биотитах и соответственного уменьшения K_d^F биотит-мусковит от 2—3 до 0,5. По-видимому, при грейзенизации пород происходит значительное перераспределение F из биотитов в мусковиты, что связано с более поздним образованием последних и значительным возрастанием содержаний F в постмагматической флюидной фазе, вызывающей грейзенизацию пород. Таким образом, распределение F в сосуществующих биотитах и мусковитах магматических пород близко к рав-

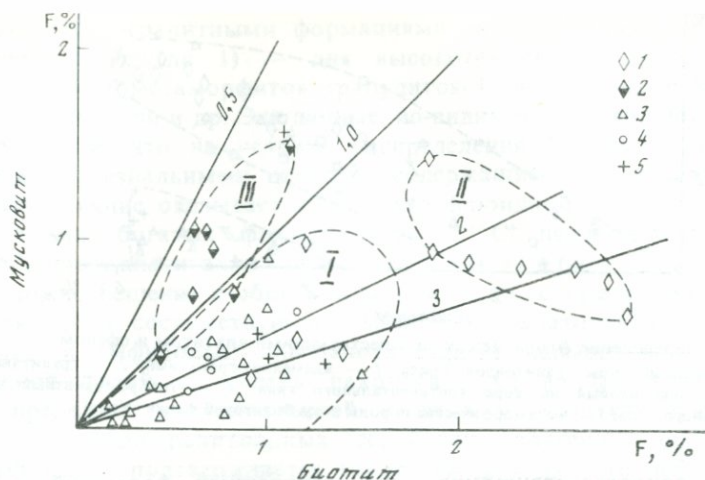


Рис. 41. Распределение фтора между сосуществующими биотитом и мусковитом
 Гранитоидные формации Урала: 1 — гранит-лейкогранитная; 2 — адимеллит-гранитная; 3 — гранитная. Гранитоиды Забайкалья [74]: 4 — борщовочный комплекс; 5 — кукульбейский комплекс

новесному и отражает поведение P в процессе эволюции корового гранитообразования на Урале с накоплением F в наиболее поздних посторогенных лейкократовых формациях гранитоидов.

АПАТИТ—СФЕН

Распределение F между сосуществующими апатитами и сфенами гранитоидов Урала (рис. 42, поле I), по-видимому, подчиняется той же зависимости с коэффициентом распределения, находящимся в пределах 3—8. При этом наблюдается четкое увеличение содержания F от гранитоидов габбро-гранитного формационного типа через тоналит-гранодиоритовый и гранитный к адимеллит-гранитному. В особую группу (поле II) с низким содержанием F в сфенах выделяются метаморфические породы амфиболитовой фации и тесно связанные с ними палингенные граниты.

В целом, содержание F в сфенах, так же как и в апатитах, характеризует эволюцию флюидного режима гранитообразования на Урале, и поэтому сфен наряду с другими минералами может быть использован в качестве минерала-индикатора режима F в гранитоидном процессе.

Таким образом, на основании изучения распределения галогенов в сосуществующих минералах установлено, что содержания F и Cl в этих минералах являются чувствительным индикатором флюидного режима и условий образования магматических и метаморфических пород.

Распределение F в таких парах минералов, как апатит—биотит, амфибол—биотит, апатит—амфибол, мусковит—биотит и других обнаруживает статистически хорошо выраженную положительную корреляцию.

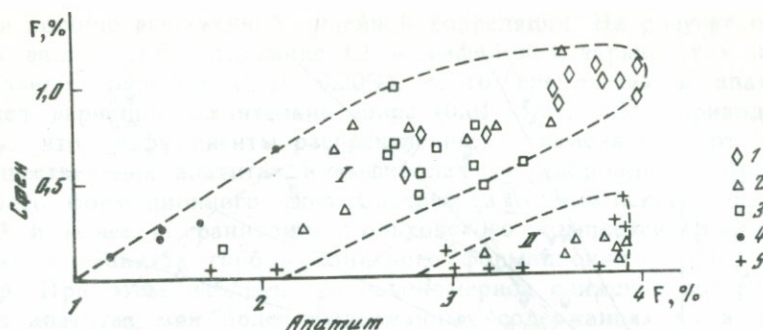


Рис. 42. Распределение фтора между сосуществующими апатитом и сфеном
 Формационные типы гранитоидов Урала: 1 — адамеллит-гранитный; 2 — гранитный; 3 — тоналит-гранодиоритовый на коре континентального типа; 4 — габбро-гранитный на коре островодужного типа; 5 — метаморфические породы амфиболитовой фации (Урал)

ляцию, свидетельствующую, для конкретных формаций и серий пород, о распределении, близком к равновесному. В то же время наблюдается заметное уменьшение коэффициентов распределения F в паре биотит—амфибол (от 2,7 до 1,0) и увеличение в парах апатит—биотит (от 0,5 до 12,5), апатит—амфибол (от 4 до 6 и более) от более высокотемпературных и "сухих" фаций пород к более низкотемпературным и "водным", с накоплением в "водных" фациях F в апатитах, в меньшей степени в амфиблах, в "сухих" — в биотитах. Поэтому коэффициент распределения F (в мольном выражении) между апатитом и биотитом — надежный геотермометр, фиксирующий низкие температуры минеральных равновесий для глубинных "водных" гранитоидов Урала (450—600°C) и высокие (700—800°C) для гипабиссальных гранитоидов различной формационной принадлежности.

Однотипный характер тенденций в разных минералах, свидетельствующий о возрастании концентраций F в минералах наиболее поздних формаций пород (особенно посторогенных коровых) с учетом экспериментальных данных по коэффициентам распределения F между биотитом и расплавом (флюидом), амфиболом и расплавом (флюидом), показали, что биотиты и в меньшей мере амфиболы являются важным индикатором концентраций F в высокофтористых системах ($> 0,1\%$), а апатиты — аналогичный индикатор в малофтористых системах ($< 0,1\%$). Высокая специализация посторогенных и других формаций гранитоидов на F отчетливо коррелируется с высокой продуктивной рудоносностью гранитоидов на редкие металлы.

Распределение Cl в сосуществующих минералах биотит—амфибол, апатит—биотит, апатит—амфибол характеризуется отсутствием четко выраженной линейной корреляции. Это определяет большие вариации коэффициентов распределения Cl . Максимальные значения коэффициентов распределения Cl в парах: апатит—биотит, апатит—амфибол (15 и выше) характерны для наиболее низкотемпературных и "водных" формаций мантийных базальтоидных гранитоидов, представ-

ленных габбро-гранитными формациями эвгеосинклинального ряда, а минимальные (до 1) — для высокотемпературных и "сухих" гранитоидов и метаморфитов гранулитовой фации, платформенных гранитов-рапакиви и др. Эти данные, по-видимому, позволяют сделать вывод о том, что на условия распределения Cl между апатитом и железо-магнезиальными гидроксилсодержащими минералами существенное влияние оказывает количество флюидной фазы в расплаве: в расплавах, богатых флюидной фазой, Cl накапливается преимущественно в апатитах, в "сухих" расплавах — в биотитах.

Возможно решение и обратной задачи — по содержанию и распределению Cl в сосуществующих минералах (апатитах и биотитах, апатитах и амфиболах) определить степень насыщения расплавов флюидной фазой и степень накопления Cl во флюидной фазе, что определяет в существенной степени и продуктивную рудность габбро-гранитоидных серий на эндогенное оруденение. Данный вывод подтверждается также тем фактом, что наблюдается заметная корреляция между типом распределения Cl в сосуществующих апатитах и биотитах, апатитах и амфиболах и характером рудной специализации различных магматических комплексов. По мере уменьшения коэффициента распределения Cl между апатитом и гидроксилсодержащими силикатами наблюдается смена железорудной специализации комплексов на меднопорфировую и золотую. Данная закономерность обусловлена как сменой флюидного режима (от высокофлюидного и богатого хлором к менее флюидному и бедному хлором), так и возрастанием в данной последовательности химического сродства рудных элементов и Cl.

ГЛАВА V

ГАЛОГЕНЫ ПРИ ФОРМАЦИОННО-ФАЦИАЛЬНОМ РАСЧЛЕНЕНИИ ГРАНИТОИДОВ

В главе II уже была приведена достаточно полная характеристика формационно-фациальных типов гранитоидов Урала, показаны главные особенности их состава, особенности геотектонической позиции, положения в истории развития Уральского подвижного пояса, дана схема формационно-фациальных типов (см. табл. 7). В предложенной схеме наряду с прочими характеристиками впервые для Урала выделены типы магм и формаций по предполагаемому месту их генерации с подразделением на мантийные (базальтоидные), мантийно-коровые (андезитоидные) и коровые (палингенные). Выделение этих типов магм и гранитоидов проведено с учетом многих геологических, петрохимических и геохимических признаков, в том числе и по данным распределения галогенов в породах и минералах. В данной главе эти признаки, особенно последние, суммированы и разработаны критерии, которые по составу галогенов в породах

Таблица 23

Схема флюидно-металлогенических типов гранитоидов Урала

Ассоциация	Тип ассоциации	Формационный тип	Формация, тип серий	Флюидная специализация	Средние содержания F и Cl в минералах, вес. %		Металлогеническая специализация								
					Биотит	Амфибол		Апатит							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12				
I	Посторогенная на коре континентального типа	Адамеллит-гранитный	Гранит-лейкогранитная Адамеллит-гранитная	F	2,05	0,03	—	—	3,70	0,04	Редкометаллическая (Rb, W, Ta, Nb и др.)				
		Габбро-гранитный (базальтоидный)	Габбро(?)-диорит-гранитная	F, Cl	1,57	0,03	—	—	3,72	0,07					
II	Орогенная, плутоническая на коре континентального типа	Гранитный (палингенный)	Гранитная	H ₂ O, F	0,73	0,04	—	—	3,71	0,04	Слабая, редкометаллическая, пегматиты с Ta, Nb				
			Мигматит-гранитная	H ₂ O, F											
			Плагиогранитная	F, H ₂ O											
III	Эвгеосинклинальная (?) на коре континентального типа	Тоналит-гранодиоритовый (андезитоидный)	Монцодиорит-гранитная	F, Cl, (S)	1,30	0,07	0,36	0,07	a) 3,40	0,14	Cu, Zn, Mo, Au				
			Диорит-гранитная	F (S)					b) 3,73	0,04					
			Диорит-плагиогранитная	F, H ₂ O, (S)					a) 0,48	0,02		b) 3,73	0,01		
									a) 0,90	0,01		0,46	0,11	b) 3,73	0,01
									a) 0,13	0,03		0,16	0,09	a) 2,37	0,06
		b) 0,41	0,02			b) 2,62	0,01	Au							
IV	Эвгеосинклинальная на коре островодужного типа	Тоналит-гранодиоритовый (андезитоидный)	Монцодиорит-гранитная	Cl, F, (S)	—	—	0,58	—	a) 2,60	0,62	Cu, Mo, W				
			Диорит-гранитная	F, Cl, (S)					a) 0,34	0,30		0,10	0,02	a) 1,96	0,77
			Диорит-плагиогранитная	Cl, H ₂ O, (S)					a) 0,18	0,09		0,05	0,03	b) 2,45	0,42
												a) 2,33	0,20	b) 2,58	0,20
		Габбро-гранитный (базальтоидный)	Габбро-сиенитовая	(S), F, Cl	0,41	0,15	—	—	a) 2,04	1,54	Скарново-магнетитовая (Cu, Fe) и титаномагнетитовая Медно-колчеданная Au, Fe, Cu				
			Габбро-гранитная	(S), Cl					b) 3,24	0,13					
			Габбро-плагиогранитная	Cl, H ₂ O, (S)					0,33	0,21		0,25	0,18	a) 1,55	1,41
									b) 3,03	0,35					
V	Догеосинклинальная платформенная на коре континентального типа	Габбро-гранитный (базальтоидный)	Габбро-гранитная	F, (Cl)	0,30	0,18	0,46	0,06	3,12	0,05	Слабая, редкометаллическая (Zr, TR, Ta, Nb)				
			Габбро-сиенит-гранитная						a) 0,65	0,31				a) 2,70	0,37
									b) 0,50	0,08		0,54	0,21		

Средние содержания F и Cl в минералах, вес. %							Металлогеническая специализация
Биотит		Амфибол		Апатит			
F	Cl	F	Cl	F	Cl		
6	7	8	9	10	11	12	
2,05	0,03	—	—	3,70	0,04	Редкометаллическая (Rb, W, Ta, Nb и др.)	
1,57	0,03	—	—	3,72	0,07		
0,57	0,11	—	—	a) 2,34 b) 2,67	0,64 0,11	W, Mo	
0,73	0,04	—	—	3,71	0,04	Слабая, редкометаллическая, пегматиты с Ta, Nb	
0,65	0,04	0,38	0,06	3,50	0,02		
0,72	0,04	0,07	0,03	2,68	0,11		
1,30	0,07	0,36	0,07	a) 3,40 b) 3,73	0,14 0,04	Cu, Zn, Mo, Au	
a) 0,48	0,02			b) 3,73	0,01		
a) 0,90	0,01	0,46	0,11	a) 2,37	0,06	Au	
a) 0,13	0,03	0,16	0,09	b) 2,62	0,01		
b) 0,41	0,02						
—	—	0,58	—	a) 2,60	0,62	Cu, Mo, W	
a) 0,34	0,30	0,10	0,02	a) 1,96 b) 2,45	0,77 0,42	Меднопорфировая (Cu, Mo, Au)	
a) 0,18	0,09	0,05	0,03	a) 2,33 b) 2,58	0,20 0,20	Au, Cu	
0,41	0,15	—	—	a) 2,04 b) 3,24	1,54 0,13	Скарново-магнетитовая (Cu, Fe) и титаномагнетитовая Медно-колчеданная Au, Fe, Cu	
0,33	0,21	0,25	0,18	a) 1,55 b) 3,03	1,41 0,35		
0,20	0,32	0,23	0,13	a) 1,44	0,62		
0,30	0,18	0,46	0,06	3,12	0,05	Слабая, редкометаллическая (Zr, TR, Ta, Nb)	
a) 0,65	0,31			a) 2,70	0,37		
b) 0,50	0,08	0,54	0,21				

Таблица 23 (продолжение)

1	2	3	4	5
V	Гранитный тоналит-гранодио- ритовый (ультра- метаморфоген- ный)	Мигматит- гранитная Эндербит- чарнокитовая		H ₂ O, F F, (Cl)

Примечание. а) габбро, диориты; б) граниты.

и минералах позволяют производить, на наш взгляд, достаточно надежное расчленение гранитоидов по месту их генерации с выделением среди них ведущих флюидно-металлогенических типов гранитоидов Урала (табл. 23).

Как известно, летучие компоненты H₂O, CO₂, F, Cl играют важную роль в процессах генерации магматических расплавов, их дифференциации и кристаллизации. Они существенно понижают температуру солидуса и ликвидуса магматических расплавов, влияют на вязкость магм, оказывают влияние на тренды фракционирования магматических расплавов, контролируют стабильность минеральных фаз [4,5,41—44,243,203,234,228,213,242]. К сожалению, пока очень мало данных о первичном содержании, распределении и фракционировании летучих компонентов в природных магмах разного состава. Содержание летучих компонентов в магмах до их извержения определить пока не представляется возможным, а при извержении многие из них, и в первую очередь Cl, CO₂, H₂O и другие, т.е. те летучие компоненты магматических расплавов, которые в условиях насыщения распределяются существенно в пользу флюидной фазы, удаляются из расплавов, и поэтому концентрации таких летучих, измеренные в продуктах извержений, в большинстве случаев не соответствуют реальным. В отличие от них F, а также, по-видимому, P₂O₅, S и В способны образовывать собственные минеральные фазы или рассеиваться в породообразующих минералах с валовыми коэффициентами распределения существенно в пользу кристаллических фаз, поэтому они не показывают такой значительной дегазации. Установлено, что сохранность F в продуктах извержения [13] может превышать 80%. Поэтому определение F в свежих массивных вулканических породах может дать не только близкую оценку первичных концентраций F в магмах, но и выявить ценную информацию о распределении F в магмах разного состава.

В полнокристаллических магматических породах при их дифференциации и кристаллизации потери F могут достигать 60—80%. Для Cl геохимическая эволюция в магматическом процессе приводит к практически полному его удалению из магматических расплавов (80—90%) [229] на этапах становления, дифференциации и кристаллизации гранитоидных магм. Поэтому наблюдаемые в гранитоидах

6	7	8	9	10	11	12
а) 0,59	0,05					
б) 0,93	0,03	0,38	0,06	2,83	0,01	—
а) 0,48	0,44					Железистые
б) 0,25	0,34	—	—	2,56	0,42	кварциты

уровни концентраций Cl не отражают его содержания в исходных расплавах.

Как было показано в главах III и IV, более объективную информацию о содержании галогенов в магматических расплавах дают гидроксилсодержащие минералы. При известных коэффициентах распределения содержаний галогенов между минералами и расплавами содержания их в магмах могут быть оценены и количественно. Наиболее информативными минералами-индикаторами солевого (галлоидного) состава природных магм являются биотиты и апатиты, в меньшей мере — амфиболы.

Содержание галогенов в минералах может быть использовано и при формационном и фаціальном расчленении гранитоидов и метаморфитов Урала, установления их природы, типов исходных магм, на что указывалось ранее [176, 167, 166, 177, 18, 168]. Установлено, что решающим фактором, контролирующим распределение F и Cl в апатитах и биотитах, является специфика состава исходных магматических расплавов, обусловленная различными источниками вещества. Мантийные, базальтоидные магмы, как правило, обогащены Cl, тогда как коровые, палингенные, почти лишены Cl и обогащены F.

В данной работе эти положения существенно уточнены на основе детального анализа более обширного экспериментального и эмпирического материала по составу гидроксилсодержащих минералов.

Анализ данных, полученных в ходе экспериментальных исследований апатитов [239, 202, 215, 81], свидетельствует, что состав этого минерала несет ценную информацию о солевом составе среды. Изучение гидротермальных апатитов (синтезированных при $T = 300—600^{\circ}\text{C}$, $P = 1$ кбар) показало (рис. 43), что содержание F в растворе контролирует его распределение в апатите [215,79—81], однако действие этого фактора наиболее интенсивно только при очень низких содержаниях F в растворах.

Активность Cl в растворе также один из решающих факторов, контролирующих его распределение в решетке апатита (рис. 44) [202, 215]. Установлено, что между хлористостью апатита (отношением мольной доли хлорапатита к мольной доле гидроксил-apatита) и концентрацией HCl во флюиде отмечается линейная зависимость [80,81].

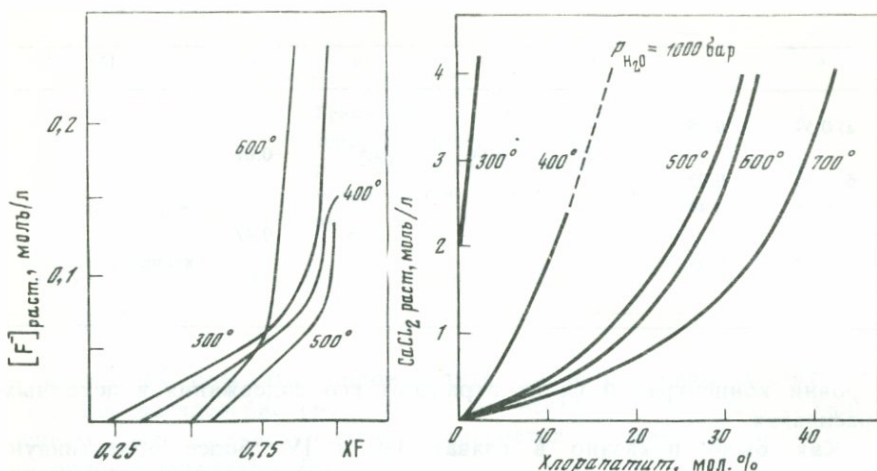


Рис. 43. Кривые равновесия фтор-гидроксилапатита с гидротермальным раствором при различных температурах и давлении 1000 бар [240]

X_F — мольная доля фторапатита

Рис. 44. Кривые равновесия хлорапатита с гидротермальным раствором при различных температурах и давлении 1000 бар [221]

Важное влияние на содержание галогенов в тройных (фтор—хлор—гидроксил) апатитах оказывает и соотношение между F и Cl в среде кристаллизации [215]. С увеличением отношения F/Cl (от 0 до 1) в растворе мольная доля фторапатита увеличивается, а при F/Cl = 1,0 образуются почти чистые фторапатиты (рис. 45). Возрастание мольной доли хлорапатита до 0,5 наблюдается при снижении отношения F/Cl от 1 до 0. Установлено, что ионы Cl не оказывают заметного влияния на распределение ионов F в апатитах при условии, что содержания Cl в растворах ниже или равны концентрациям F. Существенное влияние на кристаллизацию фтор-, хлор- и гидроксилапатитов имеет и кислотность—щелочность среды. С ростом кислотности расширяются поля кристаллизации фтор- и хлорапатитов, тогда как щелочная среда более благоприятствует кристаллизации гидроксилапатита.

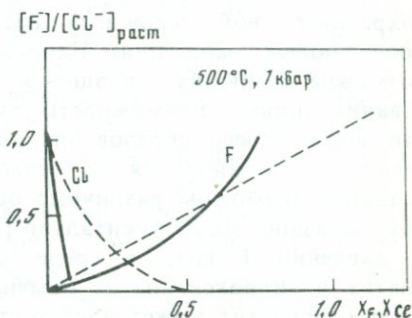
Влияние P - T условий на состав апатитов определяется тем, что ионы F, Cl и OH имеют различные размеры, поэтому их вхождение в кристаллическую структуру минерала приводит к изменению параметров элементарной ячейки и ее объема [245]. В связи с тем, что структура гидроксил- и хлорапатита существенно расширена, на образование хлор- и гидроксилапатитов большое влияние оказывают температура и давление. Увеличение температуры и снижение давления в целом благоприятствует образованию хлорапатитов, а низкие температуры — фторапатитов. Увеличение давления сказывается в некотором повышении стабильности гидроксилапатита и тормозит распределение более крупных ионов Cl в решетке апатита.

Экспериментально также доказано существование непрерывного

изоморфного ряда между фтор- и гидроксилapatитом. При этом установлено [215], что существуют две температурные области состава апатитов: первая — от 0 до 500°C характеризуется возрастанием содержаний F в апатите с увеличением температуры его образования; вторая — выше 500°C имеет противоположное направление. Это означает, что при температуре около 500°C наблюдается инверсия состава и свойств гидротермальных апатитов. По-видимому, поэтому гидроксилapatиты весьма характерны как для наиболее высокотемпературных (магматических), так и для наиболее

Рис. 45. Состав тройных апатитов в зависимости от F^-/Cl^- — соотношения начальных растворов [240]

Сплошные линии основная среда, пунктирные — кислая; X_F, X_{Cl} — мольные доли фтор- и хлорapatита



низкотемпературных (гидротермальных) парагенезисов в ассоциации с актинолитом, хлоритом, тальком [6], особенно в условиях резкого недонасыщения этих парагенезисов фтором.

Значительно более сложным кажется вопрос об изоморфизме между хлор-, фтор- и гидроксилapatитом. Теоретическая формула хлорapatита отвечает содержанию Cl в минерале в количестве до 6,8%. В природе апатиты такого состава встречаются сравнительно редко. Чистые хлорapatиты известны в ограниченном количестве мест земного шара (месторождение Бамбле, Южная Норвегия; Курокура, Япония; Онтарио, Канада). В районе Бамбле [237] апатит встречается в линзообразных рудных жилах среди докембрийских метаморфических пород (метагabbро), которые подверглись сильной скаполитизации и хлорному метасоматозу. Нами установлены высокие концентрации Cl (до 4,0%) в апатитах Талнахской трапповой интрузии (см. табл. 18). Сравнение с экспериментальными данными показывает, что чистые хлорapatиты возникают, по-видимому, только в условиях очень высоких температур (при экспериментах $T > 1000^\circ\text{C}$), когда существуют редкие случаи очень высокого содержания Cl в среде. Это объясняется тем, что Cl более крупный ион ($r = 1,81 \text{ \AA}$) по сравнению с F ($r = 1,33 \text{ \AA}$); поэтому его вхождение в структуру минерала затруднено. Некоторые исследователи полагают, что структурные данные допускают существование только таких апатитов, в которых содержание Cl не превышает 3,5%. В формулу этих апатитов может входить только один ион Cl, другим одновалентным ионом является гидроксил или фтор. Другие исследователи доказывают, что существует полная кристаллическая серия растворов между фтор- и хлорapatитом [225,

238, 46]. Согласно Вальтеру и Ласу [239], непрерывные растворы F- и Cl-апатитов могут существовать только при очень высоких температурах и растворимость последних резко ограничена при более низких температурах. Результаты многочисленных анализов природных апатитов как будто с этим хорошо согласуются [6].

Приведенные выше экспериментальные данные, таким образом, свидетельствуют, что состав апатитов несет ценную информацию о составе среды, о концентрациях в ней F, Cl и их соотношениях, о *P-T* условиях их образования. Однако эта информация ценна только в том случае, если доказано, что данные апатиты сохраняют свой первичный состав и не изменяются в течение последующей эволюции. Например, для магматических апатитов возможна эволюция в поздние и постмагматические стадии преобразования пород. Возможность такой эволюции определяется тем, что после своего образования апатит часто находится в условиях, заметно отличающихся от первоначальных. По-видимому, в этих условиях возможны различные обменные реакции, в ходе которых, как показано экспериментально [215], при температурах 300—600°С и давлении 1 кбар в среде, содержащей достаточно F, хлор-апатит и гидроксилapatит обычно замещаются фторapatитом. При этом хлорapatит может пройти стадию гидроксилapatита. Обратных обменных реакций в природе, по-видимому, не существует, и никакой из ионов (Cl, OH) вытеснить F из структуры апатита не может, поэтому в кристаллах природных апатитов чаще всего отмечается прямая геохимическая зональность в отношении F — с увеличением его содержания от центра кристаллов к их краям и обратная для Cl со снижением концентраций от центра кристаллов к краям. Близкие закономерности установлены и для различных генераций этого минерала, включенных в ранние и поздние парагенезисы породообразующих минералов, например, как это установлено в гранитоидах Урала [154]. С учетом вышеизложенных данных намечается следующая схема поведения апатита в процессе кристаллизации магматических пород. Ранние высокотемпературные генерации апатита являются, как правило, малофтористыми. При понижении температуры и росте концентраций F в расплавах и растворах в них могут пройти направленные обменные реакции и апатит последовательно обогатится F. Этот обмен будет продолжаться до тех пор, пока мелкие кристаллики апатита не будут включены и "законсервированы" какими-то другими более крупными породообразующими минералами. Поэтому апатит, содержащийся в виде включений в ранних минералах магматических пород, менее богат F, а апатит, содержащийся в поздних минералах, характеризующих конечный этап кристаллизации, им обогащен. Обратные соотношения будут наблюдаться для Cl. Изучение подобных генераций апатита, по-видимому, позволяет получить важную дополнительную информацию об особенностях флюидного режима ранних и поздних этапов кристаллизации пород и поведения F и Cl в процессе магматической дифференциации расплавов. Последнее может иметь и важное металлогеническое значение в связи с изменением рудо-

генерирующей способности флюидов на начальных и конечных этапах магматической дифференциации.

Данные по экспериментальным исследованиям распределения галогенов в биотитах и амфиболах приводятся в работах [223, 224 и др.]. Установлена (при $T = 500\text{--}730^\circ\text{C}$ и $P = 2$ кбар) зависимость фтористости флогопита от летучести HF во флюиде. В гранитном расплаве (при $T = 700^\circ\text{C}$ и $P = 1$ кбар) содержания F в биотите и амфиболе также находятся в прямой зависимости от концентрации F в расплаве с коэффициентом распределения: K_d^F биотит—расплав = 7,4; K_d^F амфибол—расплав = 6,1 [3].

Содержания Cl в роговых обманках, синтезированных в растворах NaCl (при $T = 600^\circ\text{C}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$ атм), колеблются в пределах 0,12—0,18% и практически не зависят от концентраций хлорида натрия в растворах [108]. Установлено, что область устойчивости природной хлорсодержащей роговой обманки ограничена довольно узким интервалом слабокислых, нейтральных и слабощелочных растворов ($\text{pH} = 4\text{--}9$). Однако исходя из общих соображений [76, 77, 78] можно ожидать, что увеличение кислотности растворов и соответствующее повышение химического потенциала Cl приведут к повышению содержания Cl в амфиболах. В то же время данные по распределению Cl между сосуществующими минералами магматических и метаморфических пород свидетельствуют о преобладающем влиянии на распределение Cl в биотитах и амфиболах их фациальных особенностей.

Результаты экспериментальных исследований в существенной степени согласуются с данными по распределению галогенов в природных гидроксилсодержащих минералах. Последние свидетельствуют, что концентрации F и Cl, их соотношение между собой и с SiO_2 , K_2O , Na_2O и другими петрохимическими параметрами магматических пород — это важнейшие геохимические индикаторы солевого состава природных магм. Кроме того, содержание галогенов в минералах дает важную информацию о природе, о типе исходных магм, о связи магнообразования с глубинным строением структурно-формационных зон Урала, с этапами и стадиями развития Уральского подвижного пояса. Поэтому содержание галогенов в минералах может быть использовано и как критерий при формационном анализе гранитоидов Урала.

Статистическая обработка данных по содержаниям F и Cl в биотитах, апатитах и амфиболах гранитоидов Урала показала, что выделенные формации гранитоидов значимо различаются между собой (табл. 24, 25).

Максимальные концентрации Cl в апатитах, при повышенных его содержаниях в других гидроксилсодержащих минералах и породах, наблюдаются в эвгеосинклинальных гранитоидах базальтоидного ряда. В распределении F и Cl в апатитах отмечается наличие двух ведущих тенденций (рис. 46, 47), одна из которых отражает первичные особенности состава исходных магм; другая характеризует поведение F и Cl в процессе их магматической дифференциации. Для первой характерно возрастание концентраций Cl (в меньшей

Таблица 24

Результаты проверки гипотезы нормального распределения содержаний F и Cl в биотитах из различных формаций гранитоидов Урала

Ассоциация	Формация гранитоидов	Элемент	n	\bar{x}	$\pm\lambda$
I	Гранит-лейкогранитная	F	34	2,05	0,21
		Cl	34	0,03	0,01
	Адамеллит-гранитная	F	6	1,57	0,49
		Cl	6	0,03	0,03
	Габбро(?)—диорит-гранитная	F	21	0,57	0,11
		Cl	21	0,11	0,02
II	Гранитная	F	43	-0,138	-0,61
		Cl	28	0,04	0,01
	Мигматит-гранитная	F	23	0,65	0,18
		Cl	23	0,04	0,02
III	Монцодиорит-гранитная	F	27	1,30	0,26
		Cl	7	0,07	0,03
	Дiorит-гранитная	F	23	0,48	0,10
		Cl	13	0,03	0,01
IV	Габбро-сиенитовая	F	7	0,41	0,08
		Cl	7	0,15	0,02
	Габбро-гранитная	F	7	0,33	0,11
		Cl	7	0,21	0,08

мере F) и отношений Cl/F с возрастанием щелочности габбро-гранитных серий — от более ранних габбро-плагиогранитных к более поздним габбро-гранитным; для второй характерна обратная связь между Cl и F с увеличением содержаний F и снижением Cl при повышении кремнекислотности пород (см. рис. 19). С учетом данных по габброидам габбро-гипербазитовых комплексов платиноносного пояса Урала апатиты габбро-плагиогранитной и габбро-гранитной формаций образуют закономерный базальтоидный ряд, который свидетельствует о накоплении щелочей и Cl от ранних эвгеосинклинальных стадий к более поздним (см. рис. 20, 21).

Мантийная природа базальтоидных гранитоидов Урала подтверждается сходным распределением в них F и Cl с содержанием и распределением этих галогенов в минералах мантийных ксенолитов, в ультраосновных и основных породах Земли, базальтах Луны и в метеоритах, т.е. в образованиях несомненно мантийных или являющихся близким аналогом.

Составы апатитов в мантийных ксенолитах из щелочных базальтов различных районов мира характеризуются повышенными содержаниями Cl (0,12—0,87%, реже до 2,0%) при содержаниях F (0,64—2,55%). Повышенные содержания Cl характерны также для апатитов

$\lambda_{\text{отн}}$	S	A	E	V	Закон распределения
10,19	0,62	-0,05	-0,38	30,3	Нормальный
37,9	0,03	1,22	1,35	112,7	То же
31,4	0,62	0,45	-1,95	39,2	"
95,5	0,04	0,37	-1,98	119,3	"
18,9	0,25	0,64	-0,63	44,2	"
15,9	0,04	-0,80	0,68	37,1	"
0,33	0,23	-0,008	-0,53	0,0013	Логнормальный
34,0	0,04	1,20	0,65	91,7	Нормальный
28,3	0,45	0,88	-0,30	69,3	То же
39,4	0,04	1,14	-0,02	96,5	"
19,8	0,68	0,10	-1,24	52,4	Нормальный
37,2	0,04	0,87	-0,47	50,2	То же
20,7	0,24	0,93	1,69	50,6	"
35,6	0,02	1,39	1,24	65,6	"
18,7	0,11	-0,46	-1,32	26,6	Нормальный
15,9	0,03	0,10	-1,74	21,4	То же
31,6	0,14	0,75	-0,65	42,6	"
41,1	0,12	9,32	-1,18	55,5	"

лунных базальтов (Cl = 0,8%, F = 2,3—2,6%); очень высокие содержания Cl установлены в апатитах каменных и железных метеоритов, соответственно: Cl = 4,7%, F = 0,76% и Cl = 5,3—5,8%, F = 0,1%. В то же время данные по апатитам из мантийных ксенолитов различного состава показали, что для них характерны существенные вариации в содержаниях F и Cl. Ксенолиты, которые рассматриваются как продукты фракционной кристаллизации магм кимберлитового состава в условиях верхней мантии [205] (из щелочных лав Австралии, ФРГ, Уганды, кимберлитов Мацоку в Лесото и др.), характеризуются довольно низкими содержаниями Cl (0,12—0,24%) в апатитах и повышенными содержаниями F (1,3—2,55%). По составу эти апатиты близки апатитам ультраосновных—щелочных пород и кимберлитов. Другие ксенолиты, представленные шпинелевыми перидотитами [240], характеризуются апатитами со значительно более высокими содержаниями Cl (0,58—2,0%) и пониженными F (0,64—1,8%). Последние по содержанию F и Cl вполне сопоставимы с апатитами гранитоидов Урала, имеющих мантийное базальтоидное происхождение. Исходя из представления о зональном строении верхней мантии Земли эти данные свидетельствуют, вероятно, о том, что верхняя мантия Земли в области генерации

Таблица 25

Результаты проверки гипотезы нормального распределения содержаний F и Cl в апатитах из различных формаций гранитоидов Урала

Ассоциация	Формация гранитоидов	Элемент	n	\bar{x}	$\pm\lambda$	
I	1. Гранит-лейкогранитная	F	26	3,70	0,21	
		Cl	22	0,04	0,01	
	2. Адамеллит-гранитная	F	10	3,72	0,21	
		Cl	6	0,07	0,04	
II	3. Гранитная	F	24	3,71	0,09	
		Cl	18	0,04	0,01	
	5. Мигматит-гранитная	F	28	3,51	0,17	
		Cl	22	0,01	—	
	6. Плаггиогранитная	F	15	2,68	0,17	
		Cl	13	0,11	0,04	
III	7. Монцодиорит-гранитная	a) F	6	3,40	0,25	
		Cl	6	0,14	0,07	
		b) F	12	3,73	0,17	
		Cl	13	0,04	0,02	
	8. Диорит-гранитная	b) F	13	3,37	0,10	
		Cl	13	0,01	—	
	9. Диорит-плаггиогранитная	a) F	10	2,37	0,13	
		Cl	10	0,06	0,05	
		b) F	14	2,62	0,14	
		Cl	13	0,01	—	
	IV	11. Диорит-гранитная	a) F	20	1,96	0,19
			Cl	23	0,77	0,11
b) F			17	2,45	0,18	
Cl			17	0,42	0,11	
12. Диорит-плаггиогранитная		a) F	9	2,33	0,28	
		Cl	9	0,20	0,07	
		b) F	7	2,58	0,31	
		Cl	7	0,20	0,08	
13. Габбро-сиенитовая	a) F	3	2,04	0,51		
	Cl	2	1,37	—		
	b) F	3	3,24	0,38		
	Cl	3	0,13	0,24		
14. Габбро-гранитная	a) F	11	1,55	0,19		
	Cl	11	1,41	0,24		
	b) F	15	3,03	0,15		
	Cl	14	0,35	0,07		
15. Габбро-плаггиогранитная	a) F	4	1,44	0,20		
	Cl	4	0,62	0,31		

$\lambda_{\text{отн}}$	S	A	E	V	Закон распределения
5,64	0,54	-0,43	-1,06	14,7	Нормальный
37,06	0,03	0,71	-0,79	88,7	То же
5,65	0,34	-0,49	-0,47	9,1	"
64,26	0,06	0,29	-1,47	80,3	"
2,4	0,23	-0,35	-0,66	6,1	"
35,3	0,03	0,73	-0,64	76,4	"
4,8	0,45	-0,27	-1,11	12,8	"
—	—	—	—	—	"
6,50	0,34	0,19	-1,64	12,9	"
33,5	0,07	1,15	0,73	61,7	"
7,26	0,31	0,39	-1,32	9,07	Нормальный
49,54	0,08	0,48	-1,40	61,92	То же
4,47	0,29	-0,44	-0,15	7,90	"
62,60	0,04	1,24	-0,08	115,15	"
2,99	0,18	0,23	-1,78	5,49	"
—	—	—	—	—	"
5,39	0,21	-0,54	-1,13	8,69	"
85,98	0,08	1,34	0,27	138,72	"
5,24	0,26	-0,06	-0,83	10,00	"
—	—	—	—	—	"
9,69	0,43	0,08	-0,50	22,11	То же
14,18	0,27	0,20	-0,83	34,70	"
7,18	0,37	-0,17	-0,93	15,10	"
25,14	0,22	0,70	-0,97	52,90	"
12,0	0,43	-0,70	-1,16	18,33	Нормальный
33,56	0,10	0,65	0,38	51,36	То же
12,07	0,42	0,11	-1,63	16,29	"
40,83	0,11	0,06	-1,05	55,12	"
24,90	0,45	-0,16	-2,33	22,00	"
—	—	—	—	—	"
11,80	0,34	0,16	-2,33	10,50	"
80,90	0,21	0,38	-2,33	160,00	"
12,14	3,19	0,44	-1,68	20,50	"
16,70	0,40	0,10	-0,88	28,26	"
4,98	0,30	0,24	-1,27	9,85	"
20,66	0,14	-0,12	-1,37	39,44	"
14,08	0,21	0,66	-1,75	14,37	"
49,41	0,32	0,44	-1,91	50,42	"

Таблица 25 (окончание)

Ассоциация	Формация гранитоидов	Элемент	n	\bar{x}	$\pm\lambda$
V	18. Мигматит-гранитная	F	10	2,83	0,48
		Cl	10	0,01	—
	19. Эндербит-чарнокитовая	F	3	2,56	0,39
		Cl	3	0,42	0,23

Примечание. а) габбро, диориты, гранодиориты; б) граниты.

толеитовых, щелочно-базальтовых и кимберлитовых типов мантийных магм неоднородна в отношении летучих элементов-минерализаторов.

Магмы, образующиеся в наиболее глубинных зонах верхней мантии (> 100 км) как результат частичного плавления гранатового перидотита, по-видимому, бедны Cl и характеризуются преимущественной концентрацией CO₂ и F. На это указывает, помимо состава мантийных ксенолитов, и специфическая особенность апатитов щелочных пород, характеризующихся высокими концентрациями CO₂ (до 3,3%), что наиболее четко проявлено в апатитах из ультраосновных—щелочных пород, карбонатитов и кимберлитов. Базальтовые расплавы толеитового и известково-щелочного типов генерируются на более высоких уровнях мантии. Они заметно обеднены F и CO₂, но характеризуются значительно более высокими содержаниями Cl. Среди них по соотношению F и Cl необходимо различать два флюидно-геохимических типа: 1) толеитовый с низкими содержаниями F и Cl; 2) известково-щелочной с максимально высокими содержаниями Cl и щелочей. Исходя из наиболее высоких концентраций Cl в апатитах мантийных ксенолитов, представленных шпинелевыми перидотитами, можно предположить, что именно последние являются наиболее вероятной областью генерации базальтовых магм известково-щелочного типа.

Выявленная специфика состава гидроксилсодержащих минералов мантийных образований подтверждается особенностями в распределении Cl и F в эффузивных и интрузивных породах из областей с различным геотектоническим режимом. Для вулканических образований океанического и островодужного геотектонических режимов характерно значительное преобладание Cl над F ($F/Cl < 1$), при этом вулканические породы островных дуг имеют заметно более высокие, чем океанические, абсолютные концентрации F и Cl. Подобные низкие отношения F/Cl характерны и в целом для ультраосновных пород (0,6) и хондритов (0,3—1,0). В то же время основная масса континентальных базальтов, щелочных пород, карбонатитов и кимберлитов характеризуется существенным преобладанием F над Cl ($F/Cl > 5$). Преимущественная концентрация F в щелочных породах из областей тектоно-магматической активизации и континентального рифтогенеза, подтверждается обычной сопряженностью с ними крупнейших флюоритоносных провинций

$\lambda_{отн}$	S	A	E	V	Закон распределения
17,2	0,70	—0,50	—1,22	24,8	Нормальный
—	—	—	—	—	"
15,08	0,34	—0,27	—2,33	13,3	"
55,70	0,21	0,14	—2,33	49,2	"

мира. Особое положение занимают формации гранитоидов, связанных с андезитовой магмой. Они, как показывает их сопоставление с гранитоидами мантийного и корового происхождения, имеют промежуточный состав галогенов. Это указывает на сложную гетерогенную природу андезитоидного магматизма и участие в его образовании как мантийного (островодужная ассоциация), так и корового (континентальная ассоциация) субстрата. Возможным субстратом для формирования островодужных андезитов могут являться габбро-гипербазитовые комплексы зоны Главного Уральского глубинного разлома, которые по некоторым современным представлениям рассматриваются как меланократовый фундамент уральской эвгеосинклинали [57]. Характерно, что и пространственное положение андезитоидных формаций показывает их сопряженность с габбро-гипербазитовыми комплексами Урала.

Гранитоиды "островодужного" андезитоидного ряда характеризуются повышенными концентрациями Cl и более низкими содержаниями F и S. Для тех и других характерна пониженная железистость ферромагнезиальных минералов, что указывает на высокое парциальное давление кислорода и воды в расплавах и флюидах.

Для формаций "островодужного" андезитового ряда характерна заметная аналогия с формациями "островодужного" базальтоидного ряда. Особенностью их являются более низкие, в целом, содержания Cl, повышенные концентрации F и заметно менее резкий градиент концентраций F и Cl между апатитами основных и кислых пород (см. рис. 46, 47). Данные особенности, таким образом, указывают как на специфику состава исходных магм, так и на различия в условиях кристаллизации — преимущественно мезоабиссальные условия формирования диорит-гранитных серий и гипабиссальный уровень — габбро-гранитных. Условия кристаллизации, по-видимому, оказывали существенное влияние на интенсивность дифференциации расплавов, в том числе и на интенсивность фракционирования галогенов и отделения последних из расплава. Так же, как и в базальтоидном ряду формаций, наблюдается закономерная корреляция содержаний Cl в апатитах с количеством щелочей в ранних, основных по составу породах (см. рис. 20, 21), что указывает на тесную генетическую связь между составом первичных базальтоидных и андезитоидных магм и количеством и составом

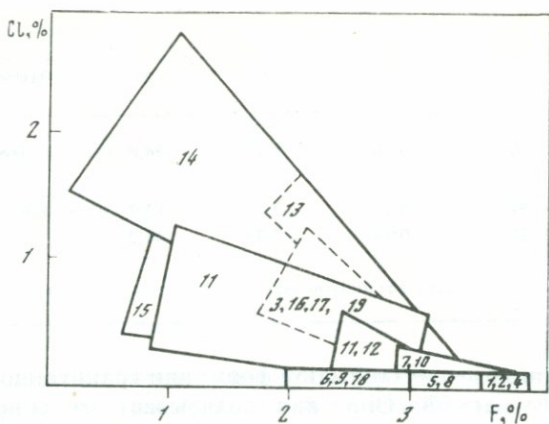


Рис. 46. Соотношения фтора и хлора в апатитах из различных гранитоидных формаций Урала (цифры в контурах — номера формаций в соответствии с табл. 7)

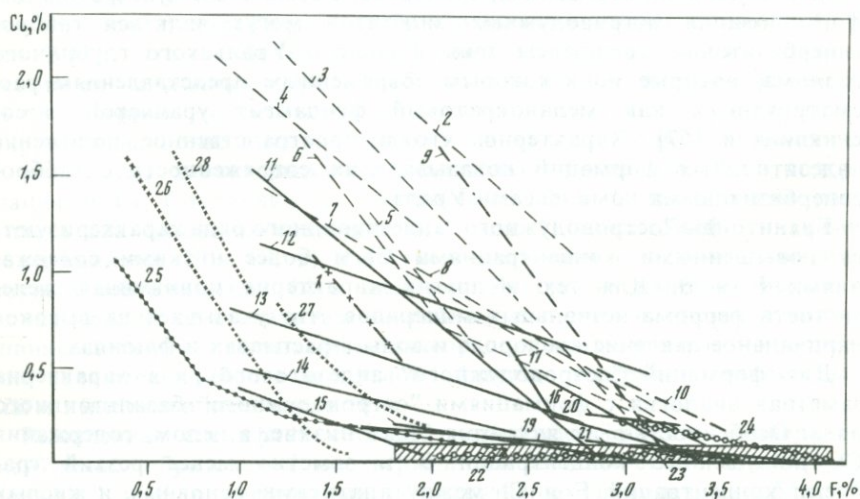


Рис. 47. Соотношения фтора и хлора в апатитах из ряда конкретных серий гранитоидов ведущих формационных типов гранитоидов Урала

Массивы (серий): 1 — Харампэйский, габбро-плагиогранитная формация; 2 — Ауэрбаховский, 3 — Магнитогорский, 4 — Юньягинский, 5 — Богдановский, 6 — Кассельский, 7 — Карабулакский, 8 — Новоорский, габбро-гранитная формация; 9 — Тагило-Кушвинский, 10 — Верхнеуральский, габбро-сиенитовая формация; 11 — Конгорский, 12 — Краснинский, 13 — Малохарутинский, 14 — Харасавейский, 15 — Некрасовский, 16 — Тагильский, "островодужная" диорит-гранитная формация; 17 — Россыпянский, 18 — Ханмейский, 19 — Собский, "островодужная" диорит-плагиогранитная формация; 20 — Гумбейский, 21 — Бурановский, "островодужная" монцодиорит-гранитная формация; 22 — Верхисетский, "континентальная" диорит-плагиогранитная формация; 23 — Шарташский, "континентальная" диорит-гранитная формация; 24 — Степнинский, "континентальная" монцодиорит-гранитная формация; 25 — габброиды (Тагильский массив) платиноносного пояса Урала; 26—28 — габброиды титаномагнетитовых месторождений Урала (26 — Волковского, 27 — Первоуральского, Гусевгорского, Баронского, 28 — Медведевского); заштрихована область состава апатитов метаморфических пород амфиболитовой фации и глубинных палингено-коровых гранитоидов Урала

растворенных в них магматических флюидов. Отношения Cl/Na_2O и Cl/K_2O между апатитами и породами позволяют произвести четкое разделение гранитоидов базальтоидного ($Cl/Na_2O = 0,4-0,8$ и $Cl/K_2O = 1-4$) и андезитоидного ($Cl/Na_2O = 0,05-0,4$ и $Cl/K_2O = 0,1-1$) ряда. Среди последнего возможно дополнительное выделение двух рядов гранитоидных формаций: более высокохлороносной андезито-базальтовой ($Cl/Na_2O = 0,15-0,4$, $Cl/K_2O = 0,4-1,0$) и менее хлороносной собственно андезитовой ($Cl/Na_2O = 0,05-0,15$; $Cl/K_2O = 0,1-0,4$). Последняя по составу ближе к "континентальному" ряду тоналит-гранодиоритовых формаций.

Гранитоиды "континентального" андезитоидного ряда бедны Cl и характеризуются повышенными содержаниями F и S .

Наблюдается последовательное возрастание содержаний F в минералах от ранней диорит-плаггиогранитной формации к поздней монцодиорит-гранитной. Увеличение содержаний F в минералах этих формаций отражает общую эволюцию щелочности "континентального" андезитоидного магматизма и подтверждается наличием корреляционной зависимости между содержаниями F в минералах и содержанием K_2O в породах (см. рис. 9, 24). Относительно SiO_2 , поведение F в апатитах — более инертное, особенно для диорит-плаггиогранитной формации (см. рис. 25). Это свидетельствует об относительно слабом фракционировании F при дифференциации расплавов и в целом относительно более выдержанных $P-T$ условиях кристаллизации пород.

С эволюцией флюидного режима "континентального" андезитоидного магматизма меняется и металлогеническая специализация формаций. Для ранних формаций характерна в основном специализация на Au , для более поздних — на редкометальное оруденение (W , Mo и др.).

Коровое происхождение гранитоидов предполагает полное отсутствие или незначительное содержание Cl в составе гидроксилсодержащих минералов и повышенное содержание F . Это объясняется тем, что осадочные породы платформ (особенно глины), а также в целом осадочная и гранитная оболочка Земли являются главнейшими аккумуляторами F в земной коре. Фтор сначала активно фиксируется осадками, особенно глинами, а затем переработка их процессами метаморфизма и гранитизации способствует его накоплению в гранитном слое земной коры. По-видимому, метаморфические породы и коровые гранитоиды в основной своей массе лишь наследуют и сохраняют основную массу F исходных осадочных пород. Коровое происхождение гранитоидов, кроме того, подтверждается сходством распределения галогенов в апатитах и других гидроксилсодержащих минералах гранитоидов и метаморфических пород амфиболитовой (синорогенная гранитная формация) и гранулитовой (эндербит-чарнокитовая формация) фаций.

Существенное значение на отсутствие концентраций Cl в минералах коровых синорогенных гранитоидов оказывают и специфические $P-T$ условия генерации и кристаллизации этих магм, так как в соответствии с экспериментальными данными по синтезу

апатитов — низкие температуры и высокие давления препятствуют вхождению более крупного иона Cl в структуру гидроксилсодержащих минералов.

Среди коровых синорогенных гранитоидов, формирующихся за счет осадочного, либо слабо метаморфизованного вулканогенно-осадочного и вулканогенного субстратов, может быть выделено два ведущих флюидно-геохимических их типа, которые характеризуются отсутствием Cl и различным режимом воды ч F . Ранние синорогенные формации коровых гранитоидов существенно "водные" — натриевые, тогда как поздние синорогенные формации — калий-натриевые, фтороносные. Вместе они, с учетом синорогенной мигматит-гранитной слабофтороносной формации (см. табл. 7) представляют генетически связанную последовательность глубинно-корового палингенного гранитообразования, характеризующегося наиболее интенсивным на Урале накоплением F и калия (см. рис. 27) при синхронном снижении в породах содержаний натрия. Об этом свидетельствует и возрастание отношения $\text{F}/\text{Na}_2\text{O}$ от ранней плагиогранитной формации (0,20—0,70) к поздней гранитной (0,9—1,1) (см. рис. 28). В этом проявляются наиболее общие законы развития складчатых поясов мира со стандартной последовательностью смены ранних водных плагиогранитных серий на более поздние, фтороносные, калий-натриевые. По-видимому, при метаморфизме и гранитизации вулканогенно-осадочных пород земной коры происходит отделение и миграция в верхние этажи сначала воды и связанных с ней SiO_2 и Na_2O , а затем более фтороносных флюидов с калием. Состав флюидов, видимо, оказывает заметное влияние и на направление магматической эволюции расплавов. Повышение давления водяного пара увеличивает, как известно из экспериментов [59], долю натрия в расплавах по сравнению с калием. В то же время повышение давления F в расплавах, бедных этим элементом, благоприятствует калиевой тенденции фракционирования магм, обогащению их калием [72]. Кроме того, для значительной части гранитоидов данного типа отмечается заметная унаследованность их геохимической специализации от состава гранитизируемого субстрата [19]. В случае терригенно-осадочного субстрата (Адуйский, Джабык-Карагайский и др. массивы) содержания F в биотитах резко повышены (до 1,5—2,0%), а в случае основного субстрата (Верхисетский, Каменский и др. массивы) — содержания F в биотитах понижены (0,2—0,7%).

В целом, выделенные формации синорогенных гранитоидов Урала представляют генетическую единую последовательность глубинно-корового палингенного гранитообразования, характеризующегося заметным накоплением F в позднеорогенных калиевых расплавах. В этом же направлении возрастает и продуктивная рудоносность палингенных серий на редкометальное оруденение. В посторогенных формациях коровых гранитоидов, генетически связанных с длительной эволюцией глубинных палингенно-коровых магм [68, 146], происходит дальнейшее накопление F .

В то же время среди коровых гранитоидов известна и слабо

хлороносная эндербит-чарнокитовая формация (см. табл. 23), которая характерна для древних платформенных гранулит-базитовых комплексов Урала (тараташского и др.). Апатиты и биотиты этой формации имеют близкие содержания Cl (~ 0,4%) с коэффициентом распределения Cl между ними, равным 1,0. Аналогичное распределение Cl и F наблюдается и в чарнокитах Индии; апатиты с содержанием Cl = 0,31—0,48% и F = 2,3—3,5% сосуществуют здесь с биотитами и амфиболами, содержащими высокие концентрации Cl: соответственно 0,30—0,40% и 0,46—1,16%.

Повышенные концентрации Cl в минералах гранитоидов, изофациальных с метаморфическими породами гранулитовой фации обусловлены тем, что в условиях гранулитовой фации при высоких температурах и "сухости" среды F и Cl ведут себя инертно [17], поэтому наблюдается отчетливая зависимость концентраций F и Cl в минералах от состава метаморфизируемого субстрата. Основной субстрат метаморфических пород обуславливает повышенное содержание в минералах Cl, а кислый — F. Подтверждением этому являются повышенные содержания Cl (0,2—0,5%) в апатитах двупироксеновых кристаллических сланцев тараташского комплекса. Содержание F здесь составляет 2,1—2,9%, отношение Cl/F = 0,1—0,2. Таким образом, гранитоиды эндербит-чарнокитовой формации и метаморфические породы гранулитовой фации имеют близкий состав галогенов и сходный тип распределения галогенов между сосуществующими минералами, свидетельствующий о формировании парагенезисов в крайне "сухих" высокотемпературных условиях. Близкие составы гидроксилсодержащих минералов обнаружены и среди мантийных базальтоидных гранитоидов Урала. Как указывалось выше, эти гранитоиды также отвечают древнему платформенному типу развития Урала и по составу и распределению галогенов в минералах резко отличаются от более поздних эвгеосинклинальных базальтоидных гранитоидов Урала.

В более низкотемпературных фациях метаморфических пород F и Cl ведут себя подвижно, и поэтому распределение F и Cl в минералах слабо зависит от состава пород. Наиболее низкие содержания галогенов характерны для гидроксилсодержащих минералов из пород зеленосланцевой фации, тогда как содержание галогенов в биотитах, апатитах и амфиболах из метаморфитов амфиболитовой фации значительно выше и аналогично таковому в минералах "водных" коровых гранитоидов Урала. Это сходство состава апатитов и других минералов метаморфитов и палингенных гранитоидов Урала указывает на их тесную генетическую связь и свидетельствует об образовании последних в условиях гранито-гнейсового слоя коры при высоком давлении летучих компонентов и региональном метаморфизме амфиболитовой фации.

Характер отношений F и Na₂O в метаморфических породах показывает, что как и в гранитоидах, в них проявляются две ведущие тенденции. Одна отражает закономерное увеличение содержания F в апатитах и Na₂O в породах в связи с понижением P-T условий регионального метаморфизма от высокометаморфи-

зованных пород эклогитовой и гранулитовой фаций (минимум содержания F и Na₂O в породах) к метаморфитам амфиболитовой фации (максимум концентраций) (см. рис. 30). Дальнейший рост содержаний F и Na₂O наблюдается в водных синорогенных гранитоидах Урала. Другая тенденция проявляется только в близких по составу группах пород и наиболее резко проявлена в эклогитах и продуктах их метасоматической амфиболитизации, в метаморфических породах амфиболитовой фации и в ряду палингено-коровых гранитоидов. Последние имеют наиболее высокие концентрации F и Na₂O, что свидетельствует о наиболее низких P-T условиях их кристаллизации. В то же время обратно-пропорциональный тренд распределения F и Na₂O в ряду палингено-коровых гранитоидов указывает на направленный характер эволюции корового магматизма от раннего, существенно водного, натриевого в сторону калиевого, фтороносного. Плагиигранитный анатексис по этим данным происходит в условиях существенно водного флюида (F/Na₂O = 0,2—0,7), а калий-натриевый гранитный анатексис — в условиях более богатого F-флюида (F/Na₂O = 1,0). Последний в целом наиболее близок к флюиду метаморфических пород.

В составе посторогенного ряда гранитоидных формаций по распределению F и Cl в минералах выделяется три основных типа гранитоидных формаций (см. табл. 23). Одна характеризуется повышенными содержаниями Cl в апатитах (до 0,9%) и пониженными F и представляет габбро(?)-диорит-гранитную формацию Восточно-Мугоджарского поднятия. Две другие характеризуются очень низкими содержаниями Cl (< 0,1%) и высокими концентрациями F в биотитах (до 3—4%) и апатитах (до 4%). Это адамеллит-гранитная формация Восточно-Мугоджарского поднятия и гранит-лейкогранитная формация Восточно-Уральского поднятия. Габбро(?)-диорит-гранитная формация характеризует более ранние этапы посторогенного магматизма западной зоны Восточно-Мугоджарского поднятия, смежной с Магнитогорским эвгеосинклинальным прогибом. Геотектоническая позиция и состав формации позволяет предполагать ее связь с эвгеосинклинальным базальтоидным мантийным магматизмом, но в специфических условиях формирования на коре континентального типа. На это указывают пониженные отношения Cl/F в апатитах (0,3—0,4), сходные с теми, что наблюдаются в апатитах древних платформенных габбро-гранитных серий западного склона Южного Урала (см. табл. 23). Этот магматизм в Восточно-Мугоджарском поднятии во времени предшествует [141] формированию более поздней коровой адамеллит-гранитной формации, которая характеризуется здесь максимальной фтороносностью.

Данные по составу биотитов и апатитов гранит-лейкогранитной формации показывают, что гранитоиды этой формации генетически разнородны. Среди них намечаются массивы, тяготеющие как к латитовому (трахиандезитовому) ряду формаций (Ильменогорский, Сабанайский, Тургоякский, Соколовский, Султаевский и др.), так и к коровым гранитным формациям (Луковский, Малышевский, Аduitский массивы). Последние наиболее богаты F и отличаются

наибольшей продуктивностью на редкие металлы. Первые в большинстве своем приурочены к диагональной зоне, пересекающей с запада на восток Восточно-Уральское поднятие и ассоциируют здесь с массивами монцодиорит-гранитной формации (Петуховский, Шабуровский и др.). Вторые располагаются преимущественно в восточной краевой зоне главного гранитного пояса Урала (Адуйский, Мурзинский, Гаевский массивы). Дополнительным признаком различия посторогенных фтороносных гранитоидов того и другого типов является соотношение между железистостью и глиноземистостью биотитов и содержанием в них F (см. рис. 12, 13). Гранитоиды первого типа характеризуются пониженной железистостью биотита (30—60%), низкой глиноземистостью (16—20%) и содержаниями F — 1,5—4,0%. Это граниты с высокими температурами кристаллизации пород, высоким потенциалом кислорода (повышенное содержание магнетита), повышенной активностью калия, низким потенциалом воды. Близкий состав имеют биотиты гранитоидов монцодиорит-гранитной формации (Степнинский, Новобурановский массивы), щелочных гранитов Восточного Забайкалья (гуджирский комплекс), Центрального Казахстана, Восточной Тувы и Монголии. С данными гранитоидами связаны месторождения Mo, W, Sn и др. Считается [146], что щелочные граниты Забайкалья являются дифференциатами щелочно-базальтовой магмы. В то же время другой тип гранитоидов имеет биотиты с более высокой железистостью (60—80%) и глиноземистостью (23—25%). Для этих гранитоидов характерны более низкие температуры кристаллизации пород, повышенная кислотность и низкий кислородный потенциал. Они, как правило, бедны магнетитом. Близкий состав имеют и биотиты преобладающей части редкометалльных гранитоидов кукульбейского комплекса Восточного Забайкалья, мезозойских гранитов Центрального Сихотэ-Алиня и Монголии. С данными гранитоидами генетически связаны месторождения редких металлов грейзеновой формации. Как известно, еще более высокая железистость (90—100%) и глиноземистость (25—37%) характерны для биотитов редкометалльных литий-фтористых гранитов, которые являются наиболее низкотемпературной (520—550°C) [68] и кислотной фацией пород, но формируются в резко восстановительном режиме. Содержание акцессорного магнетита здесь ничтожно мало, или он отсутствует вообще.

Таким образом, на основании распределения F, Cl и других летучих в минералах и породах различного состава и происхождения на примере Урала может быть предложено выделение трех ведущих генетических типов гранитоидов: мантийных (базальтоидных), мантийно-коровых и коровых (палингенных). Среди мантийных базальтоидных магм дополнительно могут быть выделены: наименее глубинные толеитовые, генерирующиеся в самых верхних зонах верхней мантии, слабохлоро- и фтороносные, серосодержащие; более глубинные высокохлороносные, преимущественно известково-щелочные (калий-натриевые) и наиболее глубинные щелочные (карбонатитовые, кимберлитовые), в максимальной степени специализированные на CO₂ и F.

Среди коровых гранитоидов выделяются наименее глубинные, низкотемпературные, богатые водой (в меньшей степени F) палингенно-коровые синорогенные по $P-T$ условиям формирования и режиму летучих, отвечающих условиям амфиболитовой фации регионального метаморфизма, и более глубинные высокотемпературные и "сухие" эндрбит-чарнокитовой формации, связанные с базитовыми комплексами гранулитовой фации, богатые Cl и S и бедные кислородом. Коровое происхождение имеют и некоторые типы высокофтороносных редкометальных посторогенных гранитоидов Урала, которые согласно современным представлениям являются либо дифференциатами палингенно-коровых магм [146, 68], либо специфическими образованиями более глубинных уровней земной коры, близких по $P-T$ условиям уровню гранулитового метаморфизма, но формирующихся на сиалическом субстрате.

Среди мантийно-коровых андезитоидных формаций могут быть выделены более ранние натриевые их типы, специализированные главным образом на S и бедные F и Cl, более поздние, калий-натриевые, андезито-базальтовые формации, в максимальной степени специализированные на Cl (габбро-диорит-гранитные), и наиболее поздние латитовые (трахиандезитовые), заметно специализированные на F (монцодиорит-гранитная формация).

Выделенные формационные и флюидно-геохимические типы гранитоидных формаций Урала характеризуются различной металлогенической специализацией.

Таким образом, в процессе развития Уральской эвгеосинклинали в формировании гранитоидов в целом проявляется направленная эволюция флюидного режима от слабо фторо- и хлорофильного "сухого", характерного для ранних догеосинклинальных платформенных формаций, к высокохлорофильному позднеэвгеосинклинальных стадий и далее через водный, синорогенный, к фторофильному, посторогенному (табл. 25). Аналогичная смена флюидного режима свойственна и некоторым другим геосинклиналиям [100, 101, 98]. В Западном Забайкалье [101] в возрастном ряду от древних гранитоидов (PZ) к молодым ($P-T$) возрастает роль F, а вместе с ним и фторофильная редкометальная специализация гранитоидов. Аналогичная картина отмечена [147] и для гранитоидов Восточного Забайкалья.

В то же время схемы эволюции флюидного режима и состава магматических формаций существенно различаются для разных структурно-формационных зон Урала. В базитовых эвгеосинклинальных прогибах эволюция магматизма и флюидного режима идет по линии преимущественного накопления щелочей и Cl (и в меньшей степени F) — от ранних бедных калием и Cl, существенно "водных" натриевых формаций к более богатым Cl и щелочами габбро-гранитной и габбро-сиенитовой формациям.

В поднятиях эволюция флюидного режима и магматизма идет двумя параллельными путями, связанными с особенностями проявлений здесь "континентального" андезитового и палингенно-корового гранитного магматизма. Однако в том и другом случаях в

последовательном ряду формаций наблюдается интенсивное накопление F. В случае формаций андезитоидного ряда несколько возрастают и концентрации Cl. Соответственно этому на Урале могут быть выделены хлорофильный мантийный и фторофильный коровый типы эволюции флюидного режима магматизма, чем в существенной степени определяются и различия в эндогенной металлогении различных структурно-формационных зон Урала. Сидерофильный и халькофильный металлогенические профили (Fe, Ti, Cr, Pt, Ni, Co, Cu, Au и др.) характерны в основном для базитовых эвгеосинклинальных зон, а литофильный металлогенический профиль — для сиалических поднятий с древней корой континентального типа (более подробный анализ флюидного режима в связи с рудоносностью гранитоидных формаций Урала дан в последующей главе работы).

Фациальная принадлежность выделенных формаций мантийных, мантийно-коровых и коровых типов гранитоидов (см. табл. 7) существенно различна и является обратной относительно глубины формирования первичных магм. Наиболее глубинные высокотемпературные мантийные магмы формируют наименее глубинные комплексы и массивы гиабиссальных гранитоидов; мантийно-коровые, андезитоидные гранитоиды, в основном, характеризуются мезоабиссальным уровнем своего становления, а наименее глубинные по уровню зарождения палингенно-коровые магмы являются наиболее глубинными по уровню становления (автохтонные или параавтохтонные).

ГЛАВА VI

ГАЛОГЕНЫ — ИНДИКАТОРЫ ФЛЮИДНОЙ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ГРАНИТОИДОВ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Роль летучих элементов-минерализаторов (F, Cl, S, CO₂ и др.) в формировании различных месторождений заключается в том, что они обуславливают перенос и концентрацию тех или иных рудных компонентов.

Так, экспериментально и расчетным термодинамическим способом обоснованы гипотезы переноса магматическим флюидом Sn в форме Sn(OH)_xF_{6-x}²⁻, SnF₆²⁻ [10], W в форме HWO₄²⁻, WO₂F₄²⁻ [17] и H₂WO₄ [55], Zn и Pb в форме ZnCl₃, ZnCl₄²⁻, PbHS⁺, PbCl₄²⁻ [160, 61], Mo в форме молибдатов, тиомолибдатов и кремнемолибденового комплекса в щелочной хлоридной среде [161, 162, 7], Au в форме AuCl₄, AuCl₂, AuCl₃OH⁻, AuHS⁻, Au(HS)₂ и др. [9]. Изучение состава жидких включений в рудных кварцах из месторождений подтвердило и показало существование ассоциаций Sn—F, Mo—Cl, Au—CO₂, Pb—Cl, CO₂ [147]. При этом

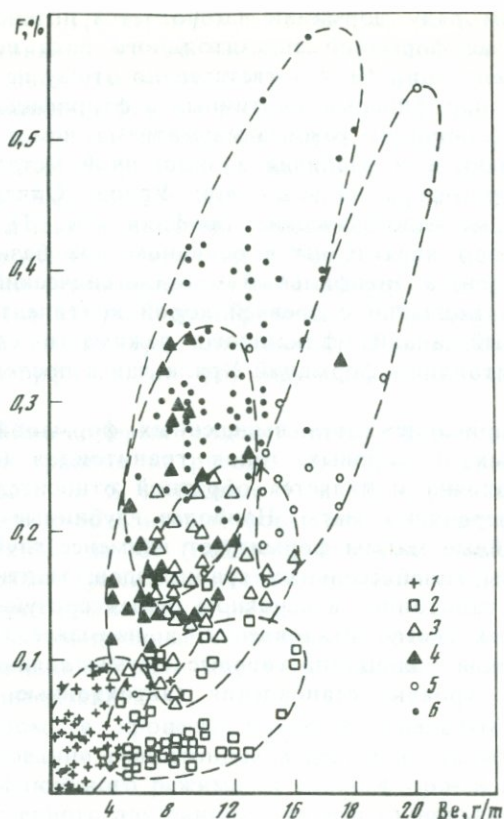


Рис. 48. Соотношения содержаний бериллия и фтора в гранитоидах

1 — гранитоиды Урала; 2–6 — лейкократовые граниты Центрального Казахстана (массивы гранитоидов: 2 — Казылтау, 3 — Куу, 4 — Коктенкол, 5 — Жанет, 6 — Акчатау и Каратау) [134]

отмечено, что обогащенность рудным элементом не так существенна для потенциальной рудной продуктивности расплава, как обогащенность транспортирующим летучим минерализатором. Учитывая структуру комплексных соединений металлов с летучими, можно полагать, что даже незначительные сдвиги в концентрации летучих компонентов способствуют резкому изменению содержания металлов в магматическом флюиде. Отсюда следует важное значение информации об анионно-солевом составе природных магматических и гидротермальных флюидов, принимавших участие в формировании разнообразных магматических и метаморфических горных пород, а также в процессах гидротермального минерало- и рудообразования. Согласно экспериментальным данным и термодинамическим расчетам [211, 111, 132] выделяется большая группа металлов с преимущественной тенденцией к образованию хлоридных комплексов (Fe, Cu, Au, Ag, и др.), металлы с промежуточными свойствами (Sn, Pb, Zn, Ni, Co, Sb, Bi и др.) и металлы с высокой тенденцией

к вхождению в комплексы с F (TR, Be, Zr, Th, Ta, Nb и др.). Сходные результаты дает и теоретический расчет химического сродства металлов к F и Cl с учетом проявления их кислотно-щелочных свойств (химического сродства к протону) во фторидных и хлоридных средах [119]. По степени химического сродства металлов к F и Cl они подразделены на хлорофильные (Au, Ag, Fe, Cu, Hg и др.) и фторофильные (Sn, TR, Zr, Be, Ta, Nb и др.). Кроме того, выделяется большая группа и сульфурофильных металлов (Au, Ag, Hg, Pt, Cu, Zn, Pb, Co, Ni и др.) с высокой тенденцией к образованию комплексов с серой, накоплению в сероводородных растворах и вхождению в состав сульфидов.

Флюидным режимом в значительной степени определяются и генетические связи эндогенного оруденения с интрузивным магматизмом. В некоторых случаях наблюдается прямая геохимическая связь между содержанием в магматических породах и минералах флюидных и рудных компонентов (рис. 48—50).

Таким образом, анализ флюидного режима, сопровождающего магматизм, является и ключом к пониманию металлогенической специализации магматических комплексов.

В связи с этим важное значение имеет и возможность использования состава гидроксилсодержащих минералов (биотита, апатита и амфибола) как индикаторов активности летучих компонентов (F, Cl и H₂O) в магмах и флюидах. В первую очередь об этом свидетельствуют данные экспериментальных исследований [189, 3,79], которые показали, что концентрации F и Cl в синтетических апатитах и биотитах определяются главным образом концентрациями (активностью) F и Cl в гидротермальных растворах и магматических расплавах.

Данные изучения природных минералов также показали [177, 165], что решающим фактором, контролирующим распределение F и Cl в апатитах, биотитах и других гидроксилсодержащих минералах, является специфика состава исходных магматических расплавов, обусловленная различными источниками вещества. Мантйные, базальтоидные магмы, как правило, резко обогащены Cl, тогда как коровые, палингенные — являются преимущественно водными (натриевые серии) или фтороносными (калий-натриевые серии) и обнаруживают явный дефицит Cl. В то же время изменения содержаний F и Cl в материнских породах отражают лишь изменения содержаний данных минералов и не являются показателем первичных концентраций F, и особенно Cl, в магматических расплавах. Поэтому, гидроксилсодержащие минералы (амфибол, биотит и апатит) являются наиболее надежными минералами-индикаторами содержаний F и Cl в магматических расплавах и в сосуществующих с ними флюидных фазах.

Вышеизложенные теоретические представления подтверждаются выявленной эмпирической зависимостью между содержаниями F и Cl в природных биотитах и апатитах и металлогенической специализацией магматических комплексов (рис. 51, 52, 53). Она является убедительным доказательством наличия флюидно-металлогени-

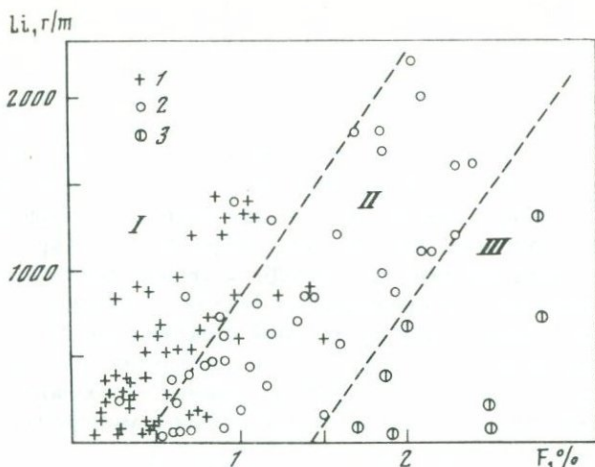


Рис. 49. Соотношения содержаний фтора и лития в биотитах из гранитоидов Урала
 1 — плутонические гранитоиды; 2—3 — гипабиссальные гранитоиды (2 — гранит-лейкогранитная формация, 3 — аламельлит-гранитная)

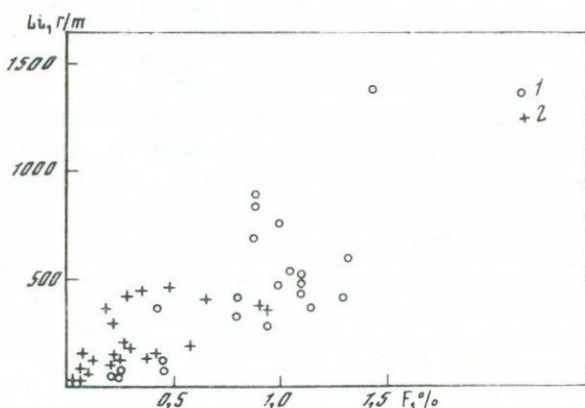


Рис. 50. Соотношения содержаний фтора и лития в мусковитах из гранитоидов Урала
 1 — гипабиссальные гранитоиды; 2 — плутонические гранитоиды

ческой специализации магматических комплексов и во многом согласуется с теоретическими представлениями о химическом родстве металлов к Cl или F.

Большой фактический материал по содержанию F и Cl в биотитах из различных формационных и металлогенических типов гранитоидов Урала, а также литературные данные по другим металлогеническим провинциям СССР и мира, позволяют построить сводный график флюидно-металлогенической специализации гранитоидов (см. рис. 51) и выделить на нем поля различных типов рудоносных гранитоидов. На графике прежде всего обособляются четыре основных области составов биотитов и тяготеющие к ним

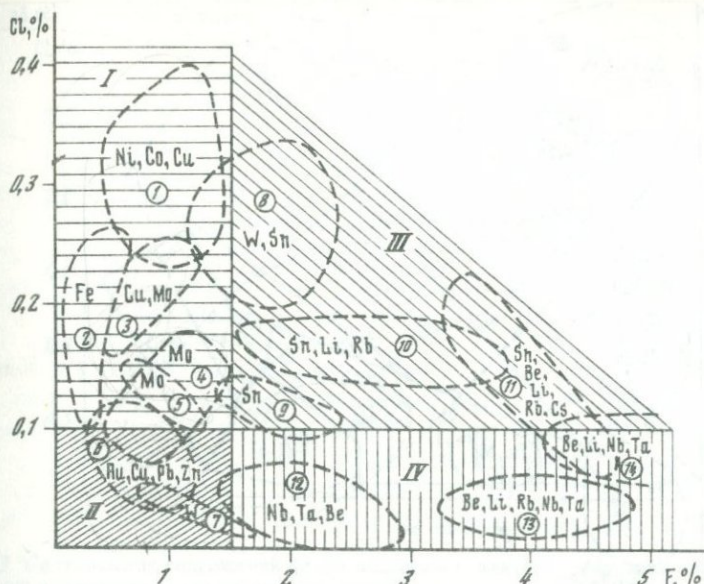


Рис. 51. Соотношения содержаний фтора и хлора в биотитах из гранитоидов, с которыми ассоциируют отдельные типы оруденения

I — хлорофильный флюидно-металлогенетический тип: 1 — габбро-нориты Талнахской трапповой интрузии, 2 — гранитоиды Урала габбро-гранитного формационного типа, 3 — гранитоиды Кураминского хребта (Северный Тянь-Шань), 4 — гранитоиды Станового хребта [138], 5 — гранитоиды Акагуевского массива (Забайкалье) [147]; II — водный флюидно-металлогенетический тип: 6 — гранитоиды и ассоциирующие с ними медно-порфировые месторождения США [230], 7 — Белухинский и Букукинский массивы гранитоидов, Забайкалье [147]; III — хлор-фторофильный флюидно-металлогенетический тип: 8 — гранитоиды Соктуйского и Олдодинского массивов, Забайкалье [147], 9 — гранитоиды Акатуйского и Шерловогорского массивов, Забайкалье [147], 10 — грейзены и кварцевые жилы с вольфрам-оловянным оруденением (Забайкалье) [148], 11 — редкометалльные пегматиты Шерловой горы (Забайкалье) [148]; IV — фторофильный флюидно-металлогенетический тип: 12 — посторогенные гранитоиды Урала адамеллит-гранитного формационного типа, 13 — редкометалльные пегматиты Урала и Центрального Казахстана, 14 — редкометалльные пегматиты и грейзены Монголии [64]

поля гранитоидов, специализированных либо на хлорофильный комплекс рудных компонентов, либо на фторофильный. Первая область (I) характеризуется высоким содержанием в биотите Cl (0,1—0,4%) и низким F (до 1,5%). Фигуративные точки в данной области образуют ряд обособленных рудных ассоциаций (полей) по мере уменьшения содержаний Cl: Ni—Co—Cu (1) — Талнахская группа месторождений; Fe (2) — гранитоиды габбро-гранитного формационного типа Урала, с которыми обычно ассоциируют крупные скарново-магнетитовые месторождения; Cu—Mo (3) — гранитоиды Кураминского хребта (Северный Тянь-Шань); Mo (4,5) — гранитоиды Станового хребта и Восточного Забайкалья (Акагуевский массив). Наиболее низкими содержаниями Cl (0,05—0,15%) в биотитах в данной области составов характеризуются гранитоиды, с которыми связаны месторождения Mo, Cu, Pb, Zn, Au. Данные гранитоиды представлены серией пород повышенной щелочности — от монцодиоритов до гранитов, кристаллизующихся в гип- и мезо-

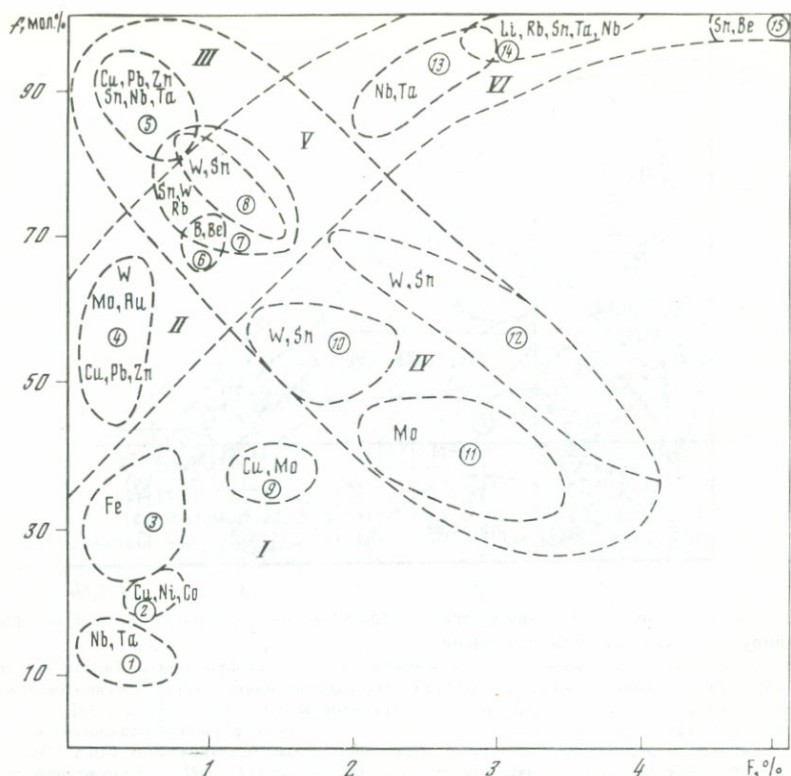


Рис. 52. Соотношения железистости биотитов и содержания в них фтора из магматитов с различной рудной специализацией

1 — карбонатиты [152]; 2 — габбро-долериты Талнахской трапповой интрузии; 3 — габброиды [152]; 4 — гранитоиды Кавалеровского и Лермонтовского месторождений Приморья [131]; 5 — анортзит-рапакивигранитная формация [31]; 6 — щелочные редкометалльные граниты Монголии [36]; 7—8 — редкометалльные граниты кукульбейского комплекса Забайкалья [74] и Приморья [131]; 9 — медно-молибденовые месторождения Казахстана (Жирекен и др.) [137]; 10 — вольфрам-оловянные месторождения Монголии [36]; 11 — молибденовая грейзеновая формация Монголии и Казахстана [137]; 12 — вольфрам-оловянные месторождения Центрального Казахстана [131]; 13 — редкометалльные рудопоявления Шерловой горы (Забайкалье) [148]; 14 — граниты и связанные с ними рудопоявления Нигерии и Монголии [150]; 15 — редкометалльные рудопоявления Приладожья [131] и Приханкайского района (Приморье) [131]

абиссальных условиях. Данный ряд флюидно-металлогенической специализации обусловлен возрастанием химического сродства рудных компонентов к Cl на фоне уменьшения содержаний последнего в ряду формаций от более высокохлороносных, специализированных на Ni, Co, Fe, к менее хлороносным, специализированным на Au, Mo и др. В основном, область I представлена производными высокотемпературных мантийных базальтоидных магм, кристаллизующихся преимущественно в гипабиссальных условиях. Это относится в первую очередь к Талнахской габбро-долеритовой интрузии [54], габбро-гранитному формационному типу Урала [156], а также к Акатувскому массиву Забайкалья [50, 146].

Вторая область (II) характеризуется самыми низкими содержаниями

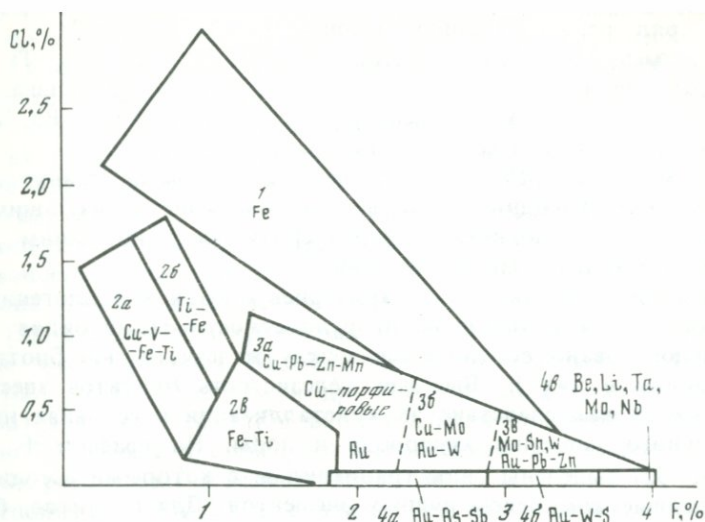


Рис. 53. Соотношения содержаний фтора и хлора в апатитах — критерий оценки потенциальной рудоносности магматических пород
Условные обозначения в тексте

Cl (менее 0,1%) и пониженными F (менее 1,5%); она относительно бедна рудными элементами. Сюда попадают следующие рудные ассоциации: Au—Cu—Pb—Zn (6) — меднопорфировые месторождения США; а также W (7) — Белухинский, Букуинский массивы. В целом, данная область представлена в основном гранитоидами гранитного и тоналит-гранодиоритового формационных типов Урала, развитых на континентальной коре.

Третья область (III) характеризуется высокими содержаниями Cl (0,1—0,3%) и F (1,5—4,0%). Фигуративные точки в данной области представлены в основном биотитами из гранитоидов Восточного Забайкалья [147, 148], с которыми генетически связаны следующие рудные ассоциации: W—Sn (8) — кварцевые жилы Соктуйского и Олдодинского массивов; Sn (9) — кварцевые жилы Акатуйского и Шерловогорского массивов; Sn, Rb (10) — грейзены и кварцевые жилы Забайкалья [148]; Sn, Rb, Cs (11) — редкометалльные пегматиты Шерловогорского массива [148].

В образовании гранитоидов (область III), вероятно, принимали участие как глубинные мантийные магмы или флюиды, так и магмы, сильно контаминированные коровым материалом. Об этом свидетельствуют, например, повышенные значения Sr^{87}/Sr^{86} (0,705—0,714) [147]. Считается, что эти массивы гранитоидов образовались из магмы, выплавлявшейся в гранитном субстрате фундамента под влиянием тепла и флюидов базальтового магматического источника. Этими факторами и определяется хлор-фторная специализация гранитов и их металлогенические особенности.

Четвертая (IV) область характеризуется низкими содержаниями Cl в биотитах (менее 0,1%) и наиболее высокими содержаниями

F (1,5—5%). Фигуративные точки биотитов в данной области образуют ряд редкометалльных ассоциаций: Nb, Ta (12) — гранитоиды адамеллит-гранитного формационного типа; Rb, Nb, Ta (13) — лейкократовые граниты и аляскиты Центрального Казахстана и редкометалльные пегматиты Ильменских гор (Урал); Be, Li, Rb, Nb, Ta и др. (14) — редкометалльные пегматиты и грейзены Монголии.

В целом, область IV представлена "маловодными" гранитоидами, в основном производными коровой магмы, кристаллизующимися в гипабиссальных условиях, и характеризуется наибольшим развитием редкометалльной минерализации.

В качестве дополнительных критериев оценки металлогенической специализации и потенциальной рудоносности гранитоидов может быть использовано соотношение между железистостью биотитов и содержанием в них F. Высокая железистость биотитов здесь рассматривается как следствие их кристаллизации в условиях низкого парциального давления кислорода и воды. На графике F — $f_{\text{Би}}$ (см. рис. 52) выделены типы гранитоидов, с которыми ассоциируют определенные комплексы рудных элементов. Для биотитов, бедных F (до 1%), по возрастающей железистости выделяются области I—III.

Первая (I) — представлена биотитами с железистостью 10—40%. Это в основном наиболее глубинные, флюидные мантийные производные с характерной рудной специализацией на Co, Ni, Cu, Fe (долериты, габброиды), а также Ta, Nb (карбонатиты).

Вторая (II) — характеризуется более высокой железистостью (40—70%) и представлена в основном гранитоидами андезитового ряда, с которыми ассоциируют месторождения меди, свинца, цинка, золота, молибдена, вольфрама.

Третья (III) — имеет максимальную железистость (75—100%). Здесь преимущественно концентрируются биотиты рапакиви-гранитной формации со слабо выраженной Ta—Nb- и Sn-минерализацией. По уровню зарождения магмы — это также, несомненно, мантийные образования, но исключительно бедные водой, "сухие".

В области составов биотитов с высоким содержанием F (более 1%) по железистости обособляются области IV—VI.

Четвертая (IV) — образована биотитами с железистостью 30—60% и содержанием F (1,5—4%). Это биотиты из щелочных гранитов гуджирского комплекса (Восточное Забайкалье), а также некоторых субщелочных и щелочных гранитов Урала (Ильменгорский, Тургойский, Соколовский и др. массивы), Центрального Казахстана, Восточной Тувы и Монголии. С данными гранитоидами связаны месторождения и рудопроявления Mo, W, Sn и др. Как правило, это магнетитсодержащие гранитоиды. Не исключено, что источником магмы для них были подкоровые щелочно-базальтоидные расплавы.

Пятая (V) — характеризуется более высокой железистостью (60—80%) и содержанием F (0,7—1,5%). В этой области находится преобладающая часть редкометалльных гранитоидов кукульбейского комплекса Восточного Забайкалья, мезозойских гранитов Центрального

Сихотэ-Алиня и Монголии. С данными гранитоидами генетически связаны месторождения Sn, W, Rb и др. (грейзеновая формация). Сюда же попадают граниты Адуйского, Малышевского, Луковского и Кременкульского массивов, входящие в состав постороженной гранит-лейкогранитной формации Урала.

Шестая (VI) — имеет максимальную железистость (80—100%) и максимальную фтороносность (2—6%) и включает в себя литий-фтористые граниты, топаз-лепидолитовые пегматиты и топаз-кварцево-слюдистые грейзены. Сюда относятся также колумбитоносные и оловоносные граниты Нигерии [150], литий-фтористые граниты Монголии [36, 68] и некоторые граниты Приморья (Приханкайский район) [131]. С данными гранитоидами генетически связаны наиболее крупные месторождения Nb, Ta, Sn, и др. Согласно В.И. Коваленко [68], Ю.П. Трошина и др. [148], литий-фтористые граниты образуются в процессе длительной эволюции обычной палингенной гранитной магмы с постепенным накоплением в остаточных лейкокатовых расплавах F и редких элементов.

Соотношение F и Cl в апатитах из гранитоидов и основных пород, ассоциирующих с различной эндогенной минерализацией, так же как и в биотитах, различно (см. рис. 53). Наиболее высокими содержаниями Cl (0,5—3,0%) обладают апатиты эвгеосинклинальных гранитоидов габбро-гранитного формационного типа, с которыми связаны наиболее крупные скарново-магнетитовые месторождения Урала и Северного Казахстана (поле 1). Близкий состав имеют апатиты траппов Сибирской платформы и ассоциированных с ними железорудных месторождений [6], а также апатиты железорудных месторождений Швеции [202]. Значительно более высокими содержаниями Cl (до 4%) и низкими F (0—0,5%) характеризуются апатиты габбро-долеритов Талнахского массива, сопровождающихся эндогенной Pt—Ni—Co—Cu-минерализацией (см. табл. 18).

Существенно иной состав имеют апатиты из основных пород и руд титаномагнетитовых месторождений Урала (поле 2). Для них характерны более низкие концентрации Cl (0,1—1,6%) и F (0,4—2,0%). Заметны некоторые особенности состава апатитов из трех основных типов титаномагнетитовых месторождений этого региона. Апатиты высокотитанистых титаномагнетитовых месторождений Урала (Кусинско-Копанская группа) характеризуются наиболее низкими содержаниями Cl (0,1—0,8%) и повышенными F (0,9—3,2%) (см. рис. 53, поле 2в). Апатиты среднетитанистого комплексного (Cu—V—Fe—Ti) Волковского месторождения содержат больше Cl (0,15—1,6%) и меньше F (0,4—1,4%) (поле 2а). Для апатитов малотитанистых титаномагнетитовых месторождений Урала (Первоуральского, Гусевогорского, Баронского) при близких содержаниях Cl характерны более высокие содержания F (0,75—1,0%) (поле 2б). Сопоставление составов апатитов из магматических пород, сопровождающихся титаномагнетитовым и скарново-магнетитовым оруденением, показывает, что с увеличением содержания в них Cl содержание Ti в титаномагнетитах заметно уменьшается (от 5—15% до 0,5—1,0% TiO₂).

Апатиты из формаций гранитоидов, сопровождающихся полиметаллическим (Cu—Pb—Zn—Mn) [233] меднопорфировым [230], медно-молибденовым [139], золото-вольфрамовым, молибден-вольфрамовым и оловорудным эндогенным оруденением характеризуются более низкими содержаниями Cl (до 1,0%) и повышенными — F (1,5—4,0%) (поле 3). Заметен характерный сдвиг металлогенической специализации в сторону Mo, W, Sn с увеличением в апатитах содержаний F и снижением — Cl (поля 3а — 3б — 3в). Описываемый ряд формаций, вероятно, имеет более высокий уровень зарождения исходных магм (верхи мантии—низы коры), отвечающих по составу андезитам. На Урале к ним относятся диорит-гранитная (поле 3а) и монцодиорит-гранитная (поле 3б) формации, формирующиеся на коре островодужного типа.

Апатиты континентальных тоналит-гранодиоритовых формаций Урала, сопровождающихся золотым и золото-вольфрамовым оруденением (поля 4а, 4б), по содержанию F близки к предыдущему типу, но Cl содержат значительно меньше (0—0,15%). По уровню генерации магмы они являются преимущественно коровыми и в процессе формирования, по-видимому, часто наследуют комплекс элементов гранитизируемого субстрата [19].

Апатиты из гранитоидов адамеллит-гранитного формационного типа (поле 4в) и связанных с ними редкометальных пегматитов и метасоматитов характеризуются максимальным содержанием F (3,6—4,0%), при минимальном содержании Cl (0—0,15%). По уровню зарождения магм данные гранитоиды также, по-видимому, являются преимущественно коровыми.

Таким образом, геохимические особенности гранитоидов определяются в основном составом первичных магм (мантийных или коровых), а типы эндогенных месторождений — составом рудообразующих флюидов, генетически связанных с этими магмами. В этом отношении получены интересные данные о том, что акцессорные апатиты из основных пород (габбро, диоритов) габбро-гранитной и габбро-сиенитовой эвгеосинклинальных формаций Урала, с которыми, как известно, на Урале ассоциируются все наиболее крупные скарново-магнетитовые месторождения (Гороблагодатское, Высокогорское, Магнитогорское и др.) [125], характеризуются максимально высокими содержаниями Cl. Между максимальными содержаниями Cl в акцессорных апатитах габброидов и запасами сопряженных с ними месторождений железа установлена прямая корреляционная зависимость (рис. 54) [49].

Отмечено, что высокое содержание Cl в акцессорных апатитах магматических пород габбро-гранитных серий наследуется и рудными апатитами связанных с ними месторождений, что указывает на изначальную обогащенность всей рудно-магматической системы хлором, по уровню концентраций Cl рудные апатиты скарново-магнетитовых месторождений Урала близки акцессорным апатитам из средних типов пород этих серий и сиенито-диоритов (рис. 55). По-видимому, флюиды, генерирующие скарново-магнетитовое оруденение, генетически связаны не с кислыми дифференциатами ба-

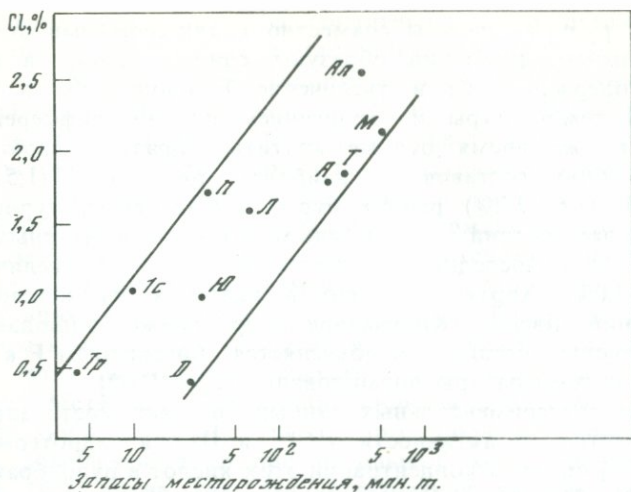


Рис. 54. Соотношения содержаний хлора в апатитах из гранитоидов и запасов железных руд [125] контактово-метасоматических месторождений, связанных с данными гранитоидами

Месторождения: Урал. Ал — Алешинское; М — Магнитогорское; Т — Тагильское; А — Ауэрбаховское; П — Покровское, Л — Лебяжинское, Ю — Юньягинское, IC — Первый Северный рудник; Тр — Тараташское (железистые кварциты); Мексика: Д — Дюранго [244]

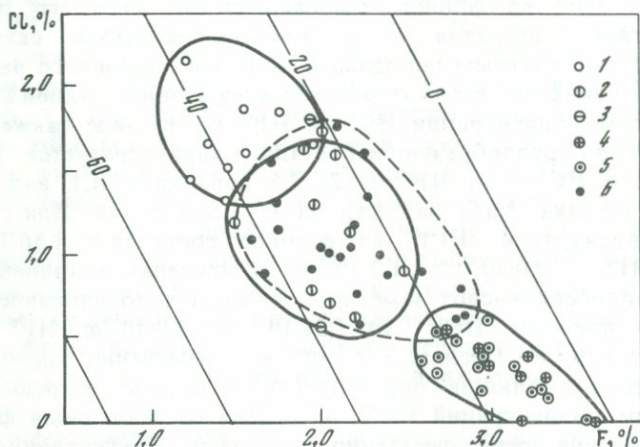


Рис. 55. Соотношения содержаний фтора и хлора в апатитах из скарново-магнетитовых месторождений Урала и гранитоидов островодужного габбро-гранитного формационного типа Урала

1 — габбро; 2 — диориты; 3 — кварцевые диориты и гранодиориты; 4 — сиениты; 5 — граносиениты; 6 — скарново-магнетитовые месторождения

зальтоидной магмы, а с первичной магмой, прошедшей сравнительно небольшой путь дифференциации (от габбро до диорита или сиенито-диорита). Отделение наиболее богатых Cl гидротермальных флюидов в массовом количестве, вероятно, происходит на этапе кристаллизации диоритов, тогда как флюиды, генетически связанные с более кислой магмой, бедны Cl и существенно обогащены F.

В целом, рудные апатиты совместно с аксессуарными апатитами габбро-гранитных формаций образуют единую серию, в которой снижение содержаний Cl и увеличение F происходит в связи с понижением температуры и увеличением степени дифференциации пород. В то же время рудные апатиты образуют свою специфическую серию составов от наиболее богатых Cl (1,5—1,75%) и бедных F (1,6—2,2%) ранних бурых высокотемпературных апатитов к более поздним — зеленым низкотемпературным [116]. Содержание Cl в последних снижается до 0,6%, а F увеличивается почти до 3,0%. Характерно, что в апатитах из железорудных месторождений Швеции (Кирунавара и др.) также наблюдается подобное изменение состава, что объясняется обогащением F в результате снижения температуры формирования пород [200].

На основе экспериментальных данных по зависимости анионного состава апатитов от активности HCl° и HF° в гидротермальных растворах [79] оценены концентрации этих кислот в рудообразующем флюиде [80]. Установлено, что формирование магнезиальных и известковых скарнов Ауэрбаховского магнетитового месторождения на Урале происходило под воздействием хлоридных флюидов. В связи с тем, что хлористость аксессуарных апатитов из габбро-диоритов заметно выше хлористости скарновых апатитов (11—14 мол. %, против 3—7 мол.%), было показано, что концентрации HCl° и HF° во флюиде понижаются по мере его продвижения от габбро-диоритов через пироксен-гранатовые скарны к вмещающим карбонатным породам. В ходе эволюционного развития постмагматических процессов от высокотемпературных этапов к низкотемпературным концентрации HCl° и HF° во флюиде также понижаются. Флюид рудообразующей стадии характеризуется резким преобладанием HCl° над HF° на 2—2,5 порядка, CaCl_2 над MgCl_2 на 2,0—2,5 порядка, NaCl над KCl на 1—1,5 порядка. Для габбро-диорита концентрация HCl° во флюиде составляет $1,26 \cdot 10^{-2}$ — $7,94 \cdot 10^{-3}$ м, HF° — $2,0 \cdot 10^{-3}$ — $1,3 \cdot 10^{-3}$ м. В пределах скарновых зон концентрации обеих кислот заметно понижаются по направлению к вмещающим породам: HCl° от $1,26 \cdot 10^{-3}$ до $2,0 \cdot 10^{-4}$ м, HF° — от $1,6 \cdot 10^{-5}$ до $6,3 \cdot 10^{-7}$ м. Отсюда следует, что изменение кислотности гидротермального флюида определялось в первую очередь изменением в нем концентраций HCl° , а солевая составляющая флюида была представлена преимущественно хлоридами. Концентрация FeCl_2 во флюиде в пределах всей рудной зоны составляла $5,9 \cdot 10^{-3}$ — $3,5 \cdot 10^{-3}$ м.

Таким образом, выявленные закономерности свидетельствуют о том, что существуют первично специализированные магматические системы с хлорофильной и фторофильной флюидными фазами. Эти фазы принимают участие в формировании различных метасоматических рудных залежей, т.е. являются тем источником рудогенерирующих процессов, которые приводят при благоприятных геодинамических и структурно-литологических условиях к образованию промышленных рудных залежей.

Генерация рудоносных растворов происходит, по-видимому, на

регрессивном этапе развития гранитных систем путем флюидной экстракции и концентрации галогенидных и других комплексов рудогенных металлов, обладающих сильным химическим сродством к компонентам флюида (Cl, F, S и др.) [111]. Эксперименты подтверждают [211, 132, 48, 126], что растворы, содержащие хлориды, экстрагируют при высоких температурах (600—800°С) заметные количества Fe и других рудных компонентов даже из кислых изверженных пород с кларковыми содержаниями рудных металлов. Главный фактор, определяющий интенсивность перехода Fe и других халькофильных элементов в газовую фазу — суммарная концентрация в ней хлоридов. При этом большую роль играет способность металлов к образованию различных комплексов. Устойчивость этих комплексов зависит от концентрации галогенов в растворе. Металлы, обладающие сильной тенденцией к комплексообразованию (Au, Hg, Pt и др.), образуют высшие галогенидные комплексы даже при небольшой концентрации ионов галогенов (Cl), тогда как для образования высших галогенидных комплексов (Cl) для Fe, Co, Ni и других с более слабой тенденцией к комплексообразованию требуются значительно более высокие концентрации галогеноводородных кислот. Поэтому становится понятной наблюдающаяся прямая корреляционная связь между содержаниями Cl в апатитах и запасами руд скарново-магнетитовых месторождений Урала (см. рис. 54). По-видимому, чем более насыщены Cl гидротермальные растворы, тем более насыщены они комплексными соединениями железа и тем крупнее месторождения скарново-магнетитовых руд, формирующихся при их участии [49].

Фтор, в отличие от Cl, преимущественно накапливается в остаточных лейкократовых расплавах, в результате чего концентрации F здесь увеличиваются во много раз. Одновременно с этим возрастает специализация их на редкометальное оруденение. Теоретическими расчетами показано [111], что Be, Li, Zr, Ta, Nb и другие литофильные редкие элементы имеют высокое химическое сродство к F и следовательно будут легко экстрагироваться им из силикатных расплавов. Экспериментальные данные также подтверждают, что фторидно-щелочные высокотемпературные растворы способны перенести существенные количества силикатного и рудного вещества [41].

Из всего вышеизложенного следует, что существует первичная флюидная специализация магматических комплексов в отношении летучих элементов-минерализаторов. Эта же флюидная специализация, по-видимому, наследуется гидротермальными растворами, генетически связанными с данными магматическими комплексами. Видимо, флюидной специализацией магматических комплексов определяется и хорошо известная металлогеническая специализация и продуктивность гранитоидных формаций на различное эндогенное оруденение.

Хлорная специализация свойственна в основном глубинным мантийным производным, дифференциатам базальтовых, в меньшей мере андезитовых типов исходных магм. Максимальные концентрации

Cl отмечаются в формациях гранитоидов, связанных с эвгеосинклинальными базитовыми зонами, и ассоциирующих с ними титаномагнетитовых и скарново-магнетитовых месторождений.

Фторная специализация свойственна коровым образованиям — постороженным гранитоидам, дифференциатам палингенных магм в венна, с мощной корой континентального типа (Урал, Центральный Казахстан, Забайкалье и др.), либо в этих же зонах кремнекислым дифференциатам более глубинных мантийно-коровых, щелочно-базальтовых магм.

Смешанная фтор-хлорная или хлор-фторная специализация, при ведущем значении углекислоты (и в целом углеводородов), свойственна, как показано в гл. V, наиболее глубинным щелочно-ультраосновным, щелочным и карбонатитовым комплексам и связанным с ними магнетитовым, апатитовым и редкометальным (Zn, Hf, TR, Ta, Nb и др.) месторождениям.

Среди докембрийских платформенных гранитоидов Урала выделены базальтоидные габбро-гранитные формации, характеризующиеся повышенными концентрациями F и Cl и отличной от палеозойских эвгеосинклинальных гранитоидов редкометальной специализацией (Zr, TR, Ta, Nb и др.), и палингенные ультраметаморфические, эндербит-чарнокитовая и мигматит-гранитная формации, характерные для докембрийских ареальных комплексов Урала. Среди последних эндербит-чарнокитовая формация и изофациальные ей метаморфиты гранулитовой фации (тараташский комплекс) заметно специализированы на Cl и Fe (железистые кварциты).

В процессе развития Уральской геосинклинали от океанической стадии к континентальной [57] в формировании гранитоидов происходит закономерная смена флюидного режима — от хлористого, через водный, к существенно фтористому с соответствующим изменением их металлогении. Однако эта общая схема эволюции флюидного режима имеет существенные особенности в разных структурно-формационных зонах Урала. В эвгеосинклинальных базитовых зонах Магнитогорской, Тагильской, Войкаро-Сыньинской, Щучьинской и др.) эволюция флюидного режима идет с преимущественным накоплением Cl (см. рис. 20, 21, 47) от ранних малохлористых и бедных калием толеитовых формаций — океанической (габбро-гипербазитовые комплексы) и островодужной (габбро-плагиогранитная, диорит-плагиогранитная формации) стадий к более богатым Cl калий-натриевым и субщелочным габбро-гранитной и габбро-сиенитовой формациям.

В пределах сиалических поднятий Урала эволюция флюидного режима идет по двум параллельным линиям, связанным с особенностями развития континентального андезитоидного и палингенно-корового гранитоидного магматизма. В том и другом случаях в последовательном ряду формаций (см. табл. 23) наблюдается интенсивное накопление F. В случае формаций андезитоидного ряда одновременно с этим происходит незначительный рост и концентраций Cl (мондиорит-гранитная формация).

В соответствии с этим могут быть выделены собственно хло-

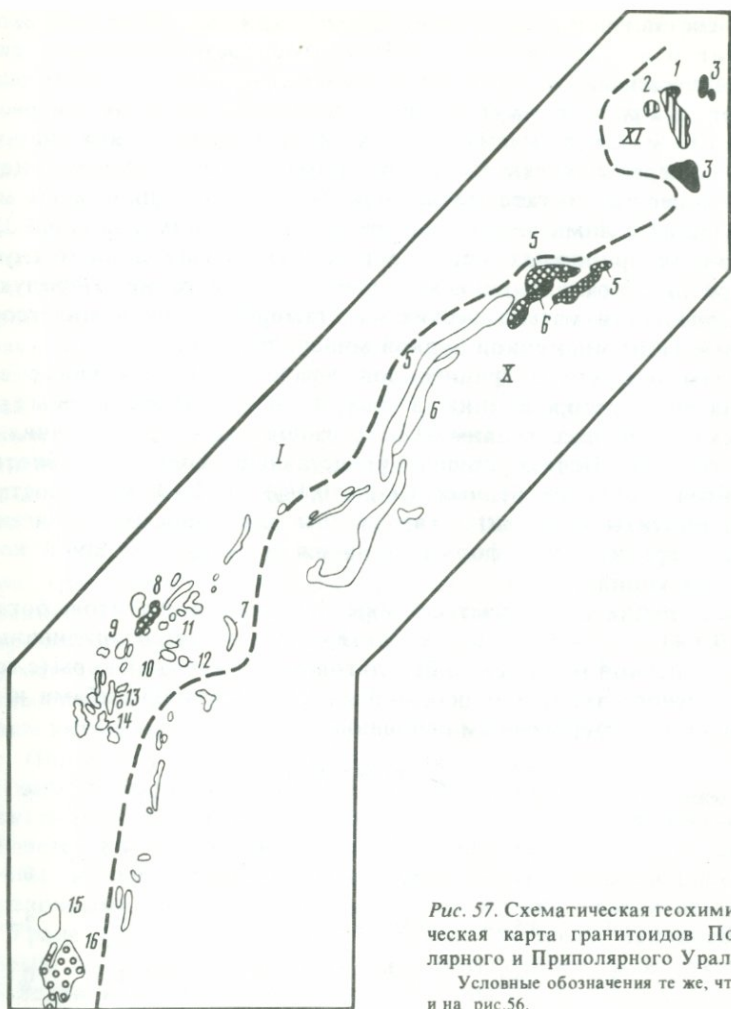


Рис. 57. Схематическая геохимическая карта гранитоидов Полярного и Приполярного Урала
Условные обозначения те же, что и на рис.56.

рофильный и фторофильный типы эволюции флюидного режима, чем в существенной степени определяются и различия в эндогенной металлогении различных структурно-формационных зон Урала — сидерофильный, халькофильный металлогенический профиль (Fe, Ti, Cr, Pt, Ni, Cu, Au и др.) базитовых эвгеосинклинальных прогибов и литофильный металлогенический профиль (Be, Li, Ta, Nb, W, Mo и др.) сиалических поднятий с древней континентальной корой.

Изложенные теоретические и эмпирические закономерности флюидно-металлогенической специализации магматических и метаморфических формаций послужили основанием для составления схематической карты распределения F и Cl в гранитоидах Урала масштаба 1:1000 000 (рис. 56, см. вкл.; 57).

При составлении карты учитывались три основных положения: 1) биотит и апатит являются широко распространенными и сквозными минералами во всех типах магматических и метаморфических пород Урала и несут наиболее ценную информацию о распределении F и Cl в магматических и метаморфических породах; 2) эти минералы являются важнейшими геохимическими индикаторами солевого состава различных типов природных магм и ассоциирующих с ними эндогенных рудообразующих флюидов; 3) солевой состав природных магм дает важную информацию о глубинном строении Урала и происхождении магм, а также о продуктивной рудоносности магматических и метаморфических комплексов на различных типах эндогенной рудной минерализации.

Биотиты и апатиты гранитоидов Урала в соответствии с закономерностями распределения в них F и Cl подразделены нами на восемь основных геохимических типов, которые объединяются в две группы. Первая группа представлена составами биотитов и апатитов, наиболее бедных Cl ($< 0,1\%$) — 1—4 типы составов. Данные биотиты и апатиты характерны для коровых палингенных формаций гранитоидов, формирующихся в зонах с мощной континентальной корой.

Вторая группа объединяет составы биотитов и апатитов, богатых Cl ($> 0,1\%$) — 5—8 типы, характерные для эвгеосинклинальных зон с повышенной мощностью базальтового слоя земной коры (с корой островодужного типа) или переходных зон между прогибами и поднятиями (зон с гетерогенным основанием).

Номер условного обозначения на рис. 56		Гранитоиды				
		1	2	3	4	5
Биотит	F	>2	1—2	0,5—1	0—0,5	0—0,5
	Cl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1—0,5
Апатит	F	3,5—4	3,5—4	3,0—4	2—3	2—3
	Cl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1—0,5
		Гранитоиды			Метаморфиты	
		6	7	8	9	10
Биотит	F	0—0,5	0—0,5	0,5	0—1	0—0,5
	Cl	0,1—0,5	0,1—0,5	0,1—0,5	<0,1	0,1—0,5
Апатит	F	2—3	1—2	1—2	2—3	2—3
	Cl	0,5—1	0,5—1	>1	<0,1	0,1—0,5

Типизация гранитоидов в первой группе в основном дана с учетом максимальных концентраций F в биотитах из наиболее кремнекислых разновидностей пород (гранитов и граносиенитов). Во второй группе типизация произведена с учетом максимальных концентраций Cl в апатитах из наиболее ранних высокотемпе-

ратурных фаций основных пород (габбро и диоритов) габбро-гранитных и других типов серий.

Выбор интервалов концентраций галогенов в биотитах и апатитах произведен с учетом формационных особенностей гранитоидов геотектонического режима их формирования и металлогенической специализации. В первой группе интервал концентраций 0—0,5% F в биотитах соответствует в основном ранним натриевым типам тоналит-гранодиоритовых и плагιοгранитных серий, 0,5—1% — орогенным калий-натриевым гранитам, 1—2% и более — посторогенным гранитоидам адамеллит-гранитного формационного типа. В составе второй группы предусмотрено выделение двух андезитоидных (5,6) и двух базальтоидных (7,8) геохимических типов, различающихся по содержаниям Cl и F в апатитах. Среди андезитоидных — пятый геохимический тип (0,1—0,5% Cl в апатитах) соответствует наиболее ранним, малокалиевым, собственно андезитоидным диорит-гранитным массивам (Некрасовский, Тагильский, Собский и др.), специализированным на колчеданно-полиметаллическое, меднопорфировое и золото-сульфидное оруденение. Шестой геохимический тип (0,5—1% Cl в апатитах) характерен для более поздних габбро-диорит-гранитных (андезито-базальтовых) типов гранитоидных серий (Краснинский, Конгорский и др. массивы и комплексы), специализированных главным образом на меднопорфировое и бедное скарново-магнетитовое оруденение. Среди базальтоидных — седьмой геохимический тип (0,5—1% Cl в апатитах) соответствует наиболее ранним натриевым типам габбро-гранитных серий (хоимпейский комплекс Полярного Урала, Карпушинский массив Среднего Урала и др.), характеризующихся крайне слабой продуктивной рудоносностью на скарново-магнетитовое оруденение. Восьмой геохимический тип выделяется по наиболее высоким содержаниям Cl в апатитах (> 1%) и представлен наиболее поздними калий-натриевыми и субщелочными типами габбро-гранитных и габбро-сиенитовых серий. На Урале он сопровождается наиболее крупным скарново-магнетитовым оруденением. К этому же типу относится и соколовско-сарбайский комплекс Валерьяновской зоны Тюменско-Кустанайского прогиба.

Среди апатитов и биотитов метаморфических пород предусмотрено выделение двух основных геохимических типов (9,10), различающихся главным образом по содержанию Cl в апатитах и биотитах. Низкие концентрации Cl (<0,1%) характерны для зональных метаморфических комплексов восточного склона Урала (сысертский, ильменогорский и др.) с породами амфиболитовой и более низких ступеней регионального метаморфизма. Повышенные концентрации Cl (0,1—0,5%) более типичны для докембрийских ареальных комплексов Западного и Восточного склонов Урала с метаморфизмом гранулитовой фации. На Урале эти комплексы (тараташский, салдинский) специализированы на Fe, Ni, Co и др. хлорофильные рудные элементы и сопровождаются оруденением типа железистых кварцитов. Аналогами последних комплексов в других регионах СССР являются гранулиты южного обрамления Алданского

щита, Памира, Кольского полуострова, Украины (см. табл. 11). К фтороносным гранулитовым комплексам относятся селянkinский (Урал), беломорский, алданский и др. (см. табл. 11).

Анализ карты показывает (см. рис. 56), что на Урале в распределении гранитоидов с учетом их флюидно-металлогенической специализации установлена четкая латеральная зональность, заключающаяся в чередовании зон, магматические комплексы которых специализированы либо на Cl, либо на F. Эта зональность проявляется на всем протяжении Урала и отражает наращивание мощности базальтового (хлороносного) слоя в обе стороны от зоны преимущественного накопления осадочных (богатых фтором) пород и интенсивного корового гранитоидного магматизма (Восточно-Уральское, Восточно-Мугоджарское, Зауральское поднятия), что подтверждается и геофизическими данными [135]. В главной эвгеосинклинальной области Урала могут быть выделены соответственно три геохимические зоны, гранитоидные формации в пределах которых специализированы либо на Cl, либо на F. Выделяется крайняя западная зона (Магнитогорский и Тагильский эвгеосинклинальные прогибы), в которой формации гранитоидов резко специализированы на Cl (5—8 геохимические типы) и бедны F.

Центральная зона, в составе Восточно-Уральского, Восточно-Мугоджарского и Зауральского сиалических поднятий, характеризуется формациями гранитоидов, крайне бедных Cl ($< 0,1-0,2\%$) и заметно специализированных на F.

Крайняя восточная (Валерьяновская) зона Тюменско-Кустанайского прогиба снова характеризуется очень высокой хлороносностью (Западно-Алешинское и Соколовско-Сарбайское месторождения). При этом высокохлороносные зоны обнаруживают симметричное положение относительно области, представленной в настоящее время поднятиями, характеризующимися древней корой континентального типа [2,14].

Между этими ведущими геохимическими зонами наблюдаются области перехода, которые тяготеют к западной и восточной границам Восточно-Уральского поднятия. Им свойствен переходный тип флюидной специализации — с более резкой специализацией на Cl (до 1%) в андезитоидных формациях, расположенных со стороны прогибов (островодужный тип тоналит-гранодиоритового магматизма) или практически не содержащих Cl ($< 0,1\%$) в андезитоидных формациях, расположенных в краевых зонах поднятий (континентальный тип тоналит-гранодиоритового магматизма). Эти формации, по-видимому, имеют сложную мантийно-коровую природу, о чем свидетельствует заметное понижение в них концентраций Cl и некоторое возрастание содержаний F и S. Металлогенический профиль данных формаций имеет четкую специализацию на цветные металлы (Cu, Pb, Zn, Mo и Au), т.е. в основном характеризуется хлорофильным и сульфурофильным типом рудной минерализации. Специализацию андезитоидных расплавов на S подтверждает и проведенный анализ содержаний акцессорных сульфидов в магматических породах Урала [105, 106, 107]. Он показал, что наиболее

высокие их концентрации отмечаются в гранитоидах тоналит-гранодиоритового формационного типа. При этом "континентальные" тоналит-гранодиоритовые формации, по-видимому, специализированы на S в максимальной степени. Содержания сульфидов (арсенипирита, пирротина, халькопирита, пирита, молибденита) здесь максимальны (80—1100 г/т). В островодужных тоналит-гранодиоритовых формациях содержания сульфидов значительно ниже — 20—350 г/т.

Повышенные содержания сульфидов отмечаются также и в гранитоидах габбро-гранитного формационного типа (15—940 г/т). С учетом повышенных содержаний Cl в апатитах, биотитах и амфиболах это указывает на комплексный (S, Cl) характер магматических флюидов, связанных с мантийной андезитовой и базальтовой магмой.

В то же время в палингенно-коровых гранитоидах Урала содержания сульфидов очень низкие (<100 г/т).

Специфическое положение на Урале занимают и максимально специализированные на F граниты адемит-гранитного формационного типа. Они отчетливо тяготеют к восточным частям Восточно-Уральского и Восточно-Мугоджарского поднятий. Исключение составляют, по-видимому, лишь район ильменогорского комплекса, где богатые F массивы лейкократовых гранитоидов адемит-гранитного формационного типа тяготеют к крайней западной границе Восточно-Уральского поднятия (Ишкульский, Тургоякский, Чебаркульский массивы).

В Восточно-Уральском поднятии отмечается постоянная ассоциация богатых F гранитов с двумя генетически различными типами формаций гранитоидов. Одни из них тяготеют к массивам гранитоидов гранитной формации, другие — к монцодиорит-гранитной формации. Как показывают данные по составу биотитов (железистость, глиноземистость и др.), они, видимо, имеют различное происхождение и являются производными либо латитовых магм, что сближает их с редкометальными гранитоидами латитового ряда [146], либо палингенно-коровых аляскитовых магм.

Анализ распределения тех и других в пространстве показывает, что фтороносные гранитоиды латитового ряда (гранитоиды ильменогорского комплекса, Тургоякский, Акакульский, Сабанайский и др. массивы), совместно с другими монцодиорит-гранитными массивами Урала (Петуховским, Шабуровским, Увильдинским), образуют единый северо-восточный пояс, пересекающий с запада на восток (по диагонали) Восточно-Уральское поднятие. Второй ареал распространения подобных гранитоидов намечается в районе Степнинского и Султаевского массивов. В отличие от них для редкометальных гранитоидов палингенно-корового ряда характерно тяготение к восточным краевым зонам поднятий и более четкое субмеридиональное расположение. Наиболее интенсивная концентрация таких гранитоидов наблюдается в районе восточной части Адуйского, Мурзинского и Гаевского массивов. По-видимому, подобное коровое происхождение имеют и некоторые фтороносные гранитоиды Восточно-Мугоджарского поднятия. Кроме того, данная карта (см. рис. 56,

57) позволяет провести геохимическое районирование Урала с выделением геолого-структурных зон, специализированных на Cl и хлорофильный комплекс рудных элементов (железо, цветные металлы, золото и др.) и на F и фторофильный комплекс рудных элементов (редкие металлы).

Таким образом, проведенный анализ распределения F и Cl в магматических комплексах, характеризующихся различной рудной специализацией, показал, что ведущее их геохимическое различие — это различный состав галогенов (Cl, F) и некоторых других элементов-минерализаторов (CO_2 , S и др.). Одни магматические комплексы резко специализированы на Cl, и с ними связаны месторождения Fe, Ti, Cu и других хлорофильных рудных элементов; другие специализированы на F, и с ними ассоциируют месторождения редких металлов (Be, Ta, Nb, W и др.); для третьих более характерна специализация на S (Au, Pb, Zn, As, Ag, Sb и др. металлы); для четвертых — на CO_2 и F, (TR, Zr, Ta, Nb).

Это позволяет сделать основной вывод, что именно флюидная специализация магматических комплексов является определяющей в процессе формирования их рудной металлогенической специализации и потенциальной рудоносности, а для появления рудных месторождений необходимо кроме наличия магматических комплексов, специализированных на тот или иной тип элементов-минерализаторов, наличие благоприятных литологических, тектонических и геодинамических факторов.

Наиболее вероятная причина флюидной специализации магматических комплексов — исходная природа расплавов (мантия, кора), природа субстрата и магомгенирующий тип земной коры. Континентальная кора с кислым высокометаморфизованным субстратом — источник высоких концентраций F в палингенно-коровых расплавах и остаточных лейкократовых дифференциатах; океаническая кора с габбро-гипербазитовым субстратом — источник повышенных концентраций Cl и S в островодужных андезитовидных формациях; верхняя мантия — источник наиболее богатых Cl базальтоидных магм, а более глубинные зоны мантии — источник богатых CO_2 и F щелочных и карбонатитовых магм.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время геохимия летучих компонентов в эндогенных процессах привлекает все большее и большее внимание исследователей у нас и за рубежом. Полученные новые данные подтверждают важную роль летучих элементов в петрогенезисе и рудообразовании. Детальное изучение распределения F и Cl в минералах гранитоидов щелочных и метаморфических пород Урала, а также некоторых других регионов СССР показало, что существует первичная геохимическая специализация магматических формаций гранитоидов в отношении летучих элементов-минерализаторов (F и Cl). Флюидной специализацией во многом определяется и хорошо известная металлогеническая специализация, и продуктивная рудоносность гранитоидных формаций на различное эндогенное орудование.

На основании распределения F и Cl, H₂O, CO₂ и других летучих в минералах и породах различного состава и происхождения на примере Урала с учетом структурных и геолого-петрологических данных предложено выделение трех ведущих генетических типов гранитоидов: мантийного, мантийно-корового и корового.

Среди мантийных магм дополнительно могут быть выделены: а) наименее глубинные, генерирующиеся в самых верхних зонах верхней мантии, слабохлороносные и фтороносные, серосодержащие, толеитовые; б) более глубинные высокохлороносные, преимущественно известково-щелочные (калий-натриевые), в) наиболее глубинные щелочные (карбонатитовые, кимберлитовые), специализированные на CO₂ и F.

Среди коровых гранитоидов выделяются наименее глубинные, низкотемпературные, богатые водой палингенно-коровые магмы, по *P-T* условиям и режиму летучих отвечающие условиям амфиболитовой фации регионального метаморфизма, и более глубинные магмы эндербит-чарнокитовой формации, связанные с базитовыми комплексами гранулитовой фации с повышенными концентрациями Cl и S, бедные H₂O и CO₂. Коровое происхождение имеет и большая часть высокофтороносных редкометальных посторогенных гранитоидов Урала адамеллит-гранитного формационного типа, которые согласно современному представлению являются дифференциатами палингенно-коровых магм или специфическими образованиями более глубинных уровней земной коры, близких по *P-T* условиям уровню гранулитового метаморфизма, но формирующихся на сиалическом субстрате.

Среди мантийно-коровых андезитоидных формаций могут быть выделены более ранние натриевые их типы, специализированные главным образом на S и бедные F и Cl, более поздние — калий-натриевые, андезито-базальтовые формации, в максимальной степени специализированные на Cl (габбро-диорит-гранитные) и наиболее поздние — латитовые, специализированные на F (монцодиорит-гранитная формация).

Специализация на хлор, как показано выше, свойственна в основном глубинным мантийным образованиям, производным базальтовых, в меньшей мере андезитовых, типов исходных магм. При этом максимальные концентрации Cl в апатитах свойственны формациям гранитоидов, связанных с эвгеосинклинальными базитовыми зонами, развитыми на коре островодужного типа. С последними, как известно, ассоциируют многие крупные титаномагнетитовые и скарново-магнетитовые месторождения Урала.

Фторная специализация в большей степени свойственна коровым образованиям, из них — наиболее поздним посторогенным формациям гранитоидов, завершающих гранитоидный магматизм в зонах с мощной часто новообразованной корой континентального типа (Урал, Центральный Казахстан, Забайкалье и др.), а также кремнекислым дифференциатам глубинных щелочно-базальтовых магм.

Смешанная фтор-хлорная или хлор-фторная специализация, при ведущем значении углекислоты, свойственна наиболее глубинным (низы верхней мантии или верхи нижней мантии) щелочно-ультраосновным, щелочным и карбонатитовым магмам и связанным с ними магнетитовым, апатитовым и редкометальным месторождениям.

По данным детальных минералого-геохимических исследований ряда акцессорных и породообразующих гидроксилсодержащих минералов (апатита, сфена, биотита, амфибола и др.) при ведущем значении геохимии летучих (F, Cl и H₂O) существенно уточнена схема формационного расчленения гранитоидов Урала [155], предложена новая схема формационных и флюидно-металлогенических типов гранитоидов Урала (см. табл. 7) с выделением пяти ведущих ассоциаций гранитоидов Урала, различающихся геодинамическим режимом их формирования: посторогенной — на коре континентального типа (I), орогенной, плутонической — на коре континентального типа (II), двух эвгеосинклинальных — соответственно на коре континентального (III) и островодужного (IV) типов и платформенной, доэвгеосинклинальной — на коре континентального типа (V).

В составе данных ассоциаций предусматривается выделение формационных типов и конкретных формаций гранитоидов, отличающихся составом (щелочностью) и типом исходных магм, соответствующих определенным этапам и стадиям развития различных структурно-формационных зон Урала и в целом всего Урала. Как правило, тип исходной магмы определяется на основании петро- и геохимических характеристик, в том числе и особенностей распределения F и Cl.

В габбро-гранитном и тоналит-гранодиоритовом формационных типах предусматривается выделение трех последовательных формаций гранитоидов, отражающих общую эволюцию щелочности гранито-

идного магматизма от более ранних натриевых (толеитовых) формаций (габбро-плагиогранитной и диорит-плагиогранитной) к более поздним известково-щелочным калий-натриевым (габбро-гранитной и диорит-гранитной) и субщелочным (габбро-сиенитовой и монцодиорит-гранитной). Сходная эволюция отмечается и в составе орогенной плутонической ассоциации — смена ранних глубинных плагиогранитных серий более поздними мигматит-гранитными и гранитными.

Установлена отчетливая тенденция увеличения содержаний F и Cl в метаморфических породах Урала с возрастанием степени их регионального метаморфизма — от зеленосланцевой фации до гранулитовой. Состав апатитов метаморфических пород Урала определяется их фациальной принадлежностью и составом субстрата. Апатиты основных пород гранулитовой фации характеризуются повышенными содержаниями Cl, а амфиболитовой — F и низкими концентрациями Cl (менее 0,2%).

Флюидным режимом в значительной степени определяются и генетические связи эндогенного оруденения с интрузивным магматизмом, а особенности состава флюидов являются ключом к пониманию металлогенической специализации магматических комплексов.

В целом, для палеозойских гранитоидов Урала могут быть выделены четыре ведущих флюидно-маталлогенических типа ассоциаций:

1) высокохлороносные, базальтоидные, габбро-гранитные формации, специализированные на скарново-магнетитовое оруденение, характерные для центральных частей вулканогенных базитовых эвгеосинклинальных зон с корой островодужного типа;

2) бедные F и Cl, андезитовидные, тоналит-гранодиоритовые формации, специализированные в основном на благородные металлы, характерные для краевых зон сиалических поднятий с корой континентального типа;

3) слабофтороносные, бесхлористые, палингенно-коровые плагиогранит-гранитные формации, характерные для сиалических поднятий с древним и новообразованным складчатым основанием;

4) высокофтороносные, бесхлористые, посторогенные адамеллит-гранитные формации, специализированные на редкометальное оруденение Ta, Nb и др., характерные для сиалических поднятий с развитым складчатым основанием.

Установлено, что в процессе развития Уральской эвгеосинклинали в формировании гранитоидов, в целом, проявляется направленная эволюция флюидов от слабохлоро- и фтороносных для наиболее ранних толеитовых формаций океанической и островодужной стадий к высокохлороносным позднеэвгеосинклинальным калий-натриевым формациям и далее через водные синорогенные формации к высокофтороносным посторогенным формациям. Аналогичная смена флюидного режима свойственна и другим геосинклиналям. В то же время необходимо отметить, что на Урале схемы эволюции флюидного режима и состава магматических формаций существенно различаются для разных структурно-формационных зон. В прогибах эволюция флюидного режима идет по линии преимущественного накопле-

ния щелочей и Cl, а в поднятиях — по линии накопления F и K. Таким образом, могут быть выделены собственно хлорофильный и фторофильный типы эволюции флюидного режима, чем в существенной степени определяются и различия в эндогенной металлогении различных структурно-формационных зон Урала. Поэтому сидерофильный и халькофильный металлогенические профили характерны, в основном, для базитовых эвгеосинклинальных зон, а литофильный металлогенический профиль — для сиалических поднятий с древней корой континентального типа.

Особенности состава магматических флюидов во многом наследуются и гидротермальными рудообразующими флюидами. Об этом свидетельствуют составы рудных апатитов из титано-магнетитовых и скарново-магнетитовых месторождений Урала, которые по распределению Cl и F близки аксессуарным апатитам магматических пород, специализированных на данные виды эндогенного оруденения.

На важное значение концентрации Cl в магматических флюидах указывает и наличие положительной корреляционной зависимости между концентрациями Cl в апатитах магматических пород и запасами железных руд, генетически связанных с ними скарново-магнетитовых месторождений Урала. Аналогичная закономерность выявляется также и для F и связанных с ним рудных элементов в коровых гранитоидах Урала.

По содержаниям F и Cl в биотитах и апатитах составлена геохимическая карта гранитоидов Урала масштаба 1:1000 000, на которой показано пространственное распространение наиболее важных в металлогеническом отношении хлорофильных и фторофильных магматических комплексов.

В главной эвгеосинклинальной области Урала выделяются три геохимические зоны. Крайняя западная зона (Магнитогорский и Тагильский прогибы) характеризуется специализацией гранитоидных формаций на Cl. Центральная зона, в составе Восточно-Уральского, Восточно-Мугодзарского и Зауральского сиалических поднятий, характеризуется формациями гранитоидов, крайне бедных Cl (менее 0,2%) и заметно специализированных на F. Крайняя восточная (Валерьяновская зона) Тюменско-Кустанайского прогиба снова характеризуется очень высокой хлороносностью (район Западно-Алешинского и Соколовско-Сарбайского месторождений).

Таким образом, высокохлороносные зоны обнаруживают симметричное положение относительно области, представленной в настоящее время поднятиями, характеризующимися древней корой континентального типа.

Между этими ведущими флюидо-геохимическими зонами наблюдаются области перехода, которые тяготеют к западной и восточной границам Восточно-Уральского поднятия. Они характеризуются переходным типом флюидной специализации.

Причина флюидной специализации магматических формаций — исходная природа расплавов (мантия, кора), природа субстрата и магомгенерирующий тип земной коры. Континентальная кора с кислым высокометаморфизованным субстратом — источник высоких кон-

концентраций F в палингенно-коровых расплавах и остаточных лейкократовых дифференциатах; океаническая кора с габбро-гипербазитовым субстратом — источник повышенных концентраций Cl в островодужных андезитовидных формациях. Верхняя мантия — источник наиболее богатых Cl базальтоидных магм, а более глубокие зоны мантии — источник богатых CO₂ и F щелочных и карбонатитовых магм.

Для появления рудных месторождений необходимо сочетание нескольких благоприятных факторов: наличие магматических комплексов, специализированных на тот или иной элемент-минерализатор (F, Cl и др.), наличие благоприятных литологических, тектонических, геодинамических факторов. В этой связи существенное значение, по-видимому, имеет и содержание рудных элементов во вмещающих породах, которые могут быть экстрагированы из них с учетом химического сродства рудного элемента к тому или иному элементу-минерализатору.

Таким образом, выявленные особенности геохимии F и Cl в эндогенных процессах свидетельствуют о том, что галогены могут быть использованы при решении многих петрологических вопросов и особенно при выяснении природы первичных магм, характера их эволюции, особенностей металлогенической специализации и продуктивной рудоносности.

Однако далеко не все проблемы в геохимии летучих решены — в частности, источник летучих (кора или мантия), пределы растворимости летучих элементов в различных расплавах, соотношение кристаллизационной и эманационной дифференциации в накоплении тех или иных летучих и соответственно их роли в образовании тех или иных рудных месторождений и др.

Новые данные по геохимии летучих в эндогенных процессах позволят еще более приблизить нас к пониманию условий образования рудных месторождений и повысить эффективность их поисков.

Дальнейшее изучение геохимии летучих является одним из главных направлений познания эндогенных процессов земной коры и мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Альмухамедов А.И., Труфанова Л.Г., Липидес И.Л., Петров Л.Л.* и др. Летучие компоненты в низкокальциевых базальтах осевой зоны Красного моря // *Геохимия*. 1983. N 1. С. 3—15.
2. *Ананьева Е.М., Бугайло В.А., Дорофеев Б.В.* Металлогенетическое районирование Урала по геохимическим данным в связи с особенностями их металлогении // *Закономерности размещения полезных ископаемых*. М.: Наука, 1978. Т. 12. С. 46—56.
3. *Анфилогов В.Н., Бушляков И.Н., Вилосов В.А., Брагина Г.И.* Распределение фтора между биотитом, амфиболом и расплавом гранита при температуре 780° С и давлении 1000 атм // *Геохимия*. 1977. N 3. С. 471—475.
4. *Анфилогов В.Н., Бобылев И.Б., Брагина Г.И.* Кислотно-основные свойства силикатных расплавов и роль летучих компонентов в процессах кислотно-основного взаимодействия // *Флюиды в магматических процессах*. М.: Наука, 1982. С. 228—242.
5. *Анфилогов В.Н., Анфилогова Г.И., Бобылев И.Б., Зюзева Н.А.* Формы нахождения фтора и хлора в силикатных расплавах // *Геохимия*. 1984. N 5. С. 751—756.
6. Апатиты. М.: Наука, 1968. 424 с.
7. *Арутюнян Л.А.* Об устойчивости воднорастворимых форм молибдена в серосодержащих растворах при высоких температурах // *Геохимия*. 1966. N 4. С. 479—482.
8. *Баженов А.Г., Петров Л.Л.* Фтор в титанитах ильменитового комплекса // *Материалы к минералогии Южного Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978, С. 63—68.
9. *Баранова Н.Н., Рыженко Б.Н.* Система Au—Cl—S—Na—H₂O в связи с условиями переноса и отложения золота в гидротермальном процессе // *Геохимия*. 1981. N 7. С. 989—1003.
10. *Барсуков В.Л.* К геохимии олова // *Геохимия*. 1957. N 1. С. 36—85.
11. *Батиева И.Д.* Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
12. *Батиева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р., Виноградов А.Н.* и др. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 264 с.
13. *Баширина Л.А., Мархинин Е.К.* Вулканические газы как производные летучих мантийной магмы // *Вулканизм и глубины земли*. М.: Наука, 1971. С. 354—358.
14. *Берлянд Н.Г.* Районирование Урала по типу строения земной коры // *Сов. геология*. 1982. N 11. С. 78—89.
15. *Билибина Т.В.* Интрузивные комплексы Мугоджар // *Вопросы петрологии гранитоидов Урала*. Свердловск, 1970, 66 с. (Тр. ИГиГ УФАИ СССР; Вып. 85).
16. *Болдырев А.К.* Редкоземельные апатиты Лебяжинского рудника и горы Высокой на Урале // *Материалы по минералогии и геологии Высокогорского-Меднорудянского района близ Н. Тагила*. Л.: Геохимический комитет, 1930, Вып. 142, 56 с.
17. *Брызгалин О.В.* Геохимия вольфрама в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1976. 72 с.
18. *Бушляков И.Н.* Фтор и хлор в биотитах и амфиболах как индикаторы условий формирования гранитоидов // *Ежегодник-1971*. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1972. С. 70—71.
19. *Бушляков И.Н., Соболев И.Д.* Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива на Урале. М.: Наука, 1976. 340 с.

20. Бушляков И.Н. Галогены в биотитах — индикаторы потенциальной рудоносности гранитоидов // Ежегодник-1976. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1977. С. 72—74.
21. Бушляков И.Н., Соколов В.Б., Илясова Л.К. Хлор в метаморфитах Тараташского комплекса (Ю. Урал) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, N 2. С. 441—443.
22. Бушляков И.Н. Галогены в апатитах — индикаторы потенциальной рудоносности гранитоидов // Ежегодник-1977. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1978. С. 101—102.
23. Бушляков И.Н. Поведение фтора в процессе кристаллизации магматических пород // Ежегодник-1978. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1979. С. 81—82.
24. Бушляков И.Н., Русин А.И. Режим летучих при метаморфизме // Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1979. С. 157—159.
25. Бушляков И.Н., Русин А.И. Некоторые аспекты флюидного режима гранулитовых комплексов // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев: Наук. думка. 1979. С. 191—192.
26. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Распределение фтора между апатитом и биотитом — показатель генезиса гранитоидов // Ежегодник-1981. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1982. С. 39—41.
27. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Распределение фтора и хлора между апатитом и биотитом как показатель флюидного режима и генезиса гранитоидов // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, N 5. С. 1260—1263.
28. Бэрнем И.В. Гидротермальные флюиды магматической стадии // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 40—74.
29. Вальяшко В.М., Когарко Л.Н., Ходаковский И.Л. Равновесия фтор-, хлор-, гидроксил-apatитов с водными растворами при различных температурах // Геохимия. 1968. N 1. С. 26—36.
30. Вартанова Н.С., Завьялова И.В., Щербатова З.В. Гранитоиды Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1962. 272 с.
31. Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатилов О.А., Бухарев В.П. и др. Анортозит-рапакивигранитная формация (Восточно-Европейская платформа). Л.: Наука, 1978. 294 с.
32. Вилисов В.А., Ильин Н.П. Поправка на поглощение при количественном рентгеноспектральном микроанализе на легкие элементы // Тез. докл. 7-й Всесоюз. конф. по локальным рентгеновским исслед. и их применению. Черногоровка: 1979. С. 31—33.
33. Вилисов В.А., Ильин Н.П. Особенности рентгеноспектрального микроанализа минералов на фтор // Журн. аталит. химии. 1980. Т. 35. Вып. 8. С. 1530—1539.
34. Вилисов В.А., Гмыра В.Г. Программа расчета содержаний элементов по данным рентгеноспектрального микроанализа // Ежегодник-1982. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1983. С. 149—151.
35. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. N 7. С. 555—571.
36. Владыкин Н.В. Минералого-геохимические особенности редкометалльных гранитоидов Монголии. Новосибирск: Наука, 1983. 200 с.
37. Герасимовский В.И., Волоков В.П., Когарко Л.Н. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 392 с.
38. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геология и геохимия кислых вулканических стекол Исландии // Перлиты. М.: Наука, 1981. С. 91—96.
39. Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И. и др. Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, 1965. Вып. 27. 171 с.
40. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1977. 376 с.
41. Глюк Д.С., Анфилов В.Н. Фазовые равновесия в системе гранит— H_2O —F при давлении паров воды 1000 кг/см // Геохимия. 1973. N 10. С. 1560—1565.
42. Глюк Д.С. Поведение фтора в гранитном расплаве в присутствии воды // Ежегодник СибГЕОХИ, 1973. Новосибирск: Наука, 1974. С. 284—288.
43. Глюк Д.С., Анфилов В.Н., Труфанова Л.Г., Брагина Г.И. Ликвационные явления в системе альбит—

- H_2O-HF // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977. N 8. С. 21—29.
44. Глюк Д.С., Труфанова Л.Г. Плавление в системе гранит—вода с добавками HF , HCl , фторидов, хлоридов и гидроокислов Li , Na , K при давлении 1000 кг/см^2 // Геохимия. 1977. N 7. С. 1003—1011.
 45. Грабежев А.И. Метасоматизм, рудообразование и гранитный магматизм. М.: Наука, 1981. 292 с.
 46. Делицын Л.М., Мелентьев Б.Н. Синтез апатита // Щелочные породы Кольского полуострова. Л.: Наука, 1966. С. 99—112.
 47. Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Померанцева Н.Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.; Л.: Наука, 1964. 236 с.
 48. Дымкин А.М., Пуртов В.К., Ятлук Г.М. О миграционной способности железа в высокотемпературных гидротермальных растворах // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, N 1. С. 179—182.
 49. Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Критерии генетической связи железоруднения с магматизмом // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. N 5. С. 1160—1164.
 50. Захаров М.Н. Петрохимия и геохимические особенности Акатуевского массива и связанных с ним малых интрузий (Восточное Забайкалье) // Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. С. 97—131.
 51. Знаменский Н.Д. Гранитоиды габбровой формации Среднего Урала. Свердловск, 1966. 143 с. (Тр. ИГиГ УФАН СССР; Вып. 71).
 52. Знаменский Н.Д., Вавуленко С.Ю. Гранитоидные комплексы Войкар-Сыньинского синклинория // Вопросы петрологии и металлогении Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 51—52.
 53. Знаменский Н.Д., Вавуленко С.Ю. Гранитоидные комплексы Щучинского синклинория (Полярный Урал) // Ежегодник-1978. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1979, с. 41—44.
 54. Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. Петрология Талханской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука, 1975. 436 с.
 55. Иванова Г.Ф., Ходаковский И.Л. Формы миграции вольфрама в гидротермальных условиях // Геохимия. 1968. N 8. С. 930—940.
 56. Иванов К.П. Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 1974. 153 с.
 57. Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечухин В.М. и др. Палеозойская история Урала // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 13—39.
 58. Иванов В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Иультинского интрузивов Центральной Чукотки) Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970. N 7. С. 20—30.
 59. Кадик А.А., Лебедев Е.В., Хитаров И.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.
 60. Кадик А.А., Луканин О.А. Пути дегазации мантии при ее плавлении: роль углерода в формировании флюидов в областях формирования базальтоидных магм // Геохимия. 1984. N 7. С. 985—996.
 61. Казьмин Л.А., Карнов И.Г. Изучение комплексобразования в системе $PbS-ZnS-NaCl-HCl-SiO_2-H_2O$ // Ежегодник СибГЕОХИ, 1971. Новосибирск: Наука, 1971. С. 319—322.
 62. Капустин Ю.Л., Поляков А.И. Вулканогенные карбонатиты Восточной Африки // ЗВМО. 1982. Вып. 6. С. 639—655.
 63. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
 64. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П., Нагибина М.С. и др. Редкометалльные граниты Монголии. М.: Наука, 1971. 240 с.
 65. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты. М.: Наука, 1976. 127 с.
 66. Коваленко Н.И., Писарская В.А., Чернышев Л.В. Распределение фтора между онгонитовым расплавом и сосуществующим флюидом // Геохимия. 1976. N 2. С. 247—255.
 67. Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Лапидес И.Л., Горегляд А.В. Щелочные амфиболы редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977.
 68. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.

69. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгонитовые магмы, проблемы их образования и кристаллизации // Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, Т. 1. С. 224—242.
70. Коваленко В.И., Антипин В.С., Коваленко Н.И. и др. Коэффициенты распределения фтора в магматических породах // Геохимия. 1984. N 3. С. 331—351.
71. Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Летучие компоненты в магматических породах // Геохимия. 1978. N 9. С. 1293—1321.
72. Козарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. 125 с.
73. Козлов В.Д., Свадковская Л.Н. Петрология, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1977. 253 с.
74. Козлов В.Д., Свадковская Л.Н., Карпов И.К. Слюдь магматитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 150 с.
75. Комаров П.В. Поиски оруденения по петрогенным элементам, фтору и сере. М.: Наука, 1978. 146 с.
76. Коржинский Д.С. Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973. N 12. С. 3—6.
77. Коржинский Д.С. Кислотность-щелочность при магматических процессах // Гранито-гнейсы: Тез. докл. советских ученых на 14 МКК, XXI сес. Киев: Наук. думка, 1960. С. 7—17.
78. Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы грейзенизации // Магматизм и формации кристаллических пород глубин земли. М.: Недра, 1972. Т. 1. С. 144—152.
79. Коржинский М.А. Анионный состав апатита и распределение железа между пироксеном и гранатом — как показатели кислотно-основных свойств гидротермального флюида (экспериментальные данные): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Черноголовка, 1981. 19 с.
80. Коржинский М.А., Подлесский К.В. Режим HCl, HF и железистость сосуществующих пироксена и граната при формировании скарновой зональности Ауэрбаховского магнетитового месторождения Урала // Геохимия. 1981. N 7. С. 1009—1018.
81. Коржинский М.А. Апатитовый твердый раствор как индикатор летучести HCl и HF в гидротермальном флюиде // Геохимия. 1981. N 5. С. 689—706.
82. Корренс Х.О. О геохимии фтора и хлора // Новости зарубежной геологии // Тр. ВСЕГЕИ. 1959. Вып. 15. С. 79—96.
83. Костюк Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970. 312 с.
84. Костецкая Е.В., Маркова М.Е., Петрова З.И. Распределение хлора в породах и минералах джидинского палеозойского комплекса гранитоидов (Западное Забайкалье) // Геохимия. 1969. N 2. С. 238—242.
85. Краснобаев А.А., Бородина Н.С. Геохимические особенности и возрастная корреляция гранитоидов и порфиоров Златоустовского района (Южный Урал) // Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск, 1970. Вып. 1. С. 124—154.
86. Краснобаев А.А., Холоднов В.В., Фоминых В.Г., Дурнева Н.Н. Фтор, хлор, гидроксил в акцессорных апатитах из изверженных и метаморфических пород Урала // Ежегодник-1971. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1972. С. 72—74.
87. Краснобаев А.А., Холоднов В.В., Ивоина Т.Ю. Об особенностях состава акцессорных апатитов ильменогорского комплекса, выявленных ИК-спектроскопией // Ежегодник-1972. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1973. С. 78—80.
88. Краснобаев А.А., Ронкин Ю.Л., Степанов А.И., Лепихина О.П. О возрасте гранитизации и природе субстрата гнейсов сысертско-ильменогорского комплекса // Ежегодник-1977. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1978. С. 3—6.
89. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Степанов А.И. и др. Петрология и рудиний-стронциевая геохронология Бердяшского массива рапакниев (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981. N 1. С. 21—37.
90. Краснобаев А.А., Холоднов В.В. О некоторых особенностях гранитообразования по данным распределения Yb в цирконах и апатитах // Ежегодник-1982. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1983. С. 82—83.

91. Крутов Г.А. Дашкесанит — новый хлорсодержащий амфибол группы гастингсита // Изв. АН СССР. Сер. матем. и естеств. наук, 1936. 2/3. С. 341—375.
92. Крутов Г.А., Виноградова Р.А. Хлоргастингситы магнетитового месторождения Одинокое и Восточном Саяне // Докл. АН СССР. 1966. Т. 169, N 1. С. 204—207.
93. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Наука, 1964. 387 с.
94. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Н. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.
95. Куц В.И. Особенности распределения, морфология и состав акцессорных апатитов из гранитов Приазовья // Конституция и свойства минералов. Киев: 1971. N 5. С. 118—122.
96. Левин В.Я. Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор. М.: Наука, 1974. 224 с.
97. Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Тр. Ильменского заповедника. 1978. Вып. XIII. С. 3—46.
98. Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимура Т.П. Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.
99. Летников Ф.А., Жаткуев Н.С. Фторидно-водносилкатная система в термобарических условиях // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, N 1. С. 199—201.
100. Литвиновский Б.А., Каперская Ю.Н., Бушляков И.Н. Связь эволюции базитового магматизма с геодинамикой (на примере Западного Забайкалья) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, N 3. С. 712—716.
101. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Бушляков И.Н., Каперская Ю.Н. Закономерности эволюции химизма и флюидного режима гранитоидов складчатой области (Забайкалья) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, N 5. С. 1197—1202.
102. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
103. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
104. Лучинин И.Л. Раннепалеозойская гранито-липаритовая формация Центрально-Уральского поднятия // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969. С. 301—304.
105. Львов Б.К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 164 с.
106. Ляхович В.В. Акцессорные минералы, их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968. 276 с.
107. Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитов. М.: Недра, 1972. 200 с.
108. Малиновский И.Ю., Костюк Е.А., Гурлицкая Э.С. О проблеме хлора в амфиболах // Геол. и геофиз. 1970. N 3. С. 44—55.
109. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965. N 3. С. 20—37.
110. Маракушев А.А. Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966. N 7. С. 21—38.
111. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 263 с.
112. Меняйлов И.А. Фтор в вулканическом процессе // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 329—332.
113. Нечехухин В.М., Берлянд Н.Г. Связь эндогенного оруденения Урала с глубинным строением земной коры // Ежегодник-1982. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1983. С. 117—120.
114. Овчинников Л.Н. Контактково-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск: 1960. 495 с. (Тр. ИГиГ УФАИ СССР; Вып. 39).
115. Овчинников Л.Н., Знаменский Н.Д. О гранитоидных интрузиях Урала, сопровождающихся контактово-метасоматическим оруденением // Тез. 2-го Всесоюз. петрогр. совещ. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1960. С. 340—343.
116. Овчинникова Л.В. Метасоматиты и руды Лебяжинского железорудного месторождения (Средний Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1973. 32 с.

117. *Одикадзе Г.Л.* О содержании калия, рубидия, цезия и фтора в некоторых вулканических образованиях Кавказа // *Геохимия*. 1973. С. 1089—1095.
118. *Олейников Б.В., Саввинов В.Т., Погудина М.А.* Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской-нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклиз // *Геология и геохимия базальтов Восточной части Сибирской платформы*. М.: Наука, 1973. С. 4—75.
119. *Павленко А.С., Филиппов Л.Б., Орлова Л.П.* Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлоносность. М.: Наука, 1974. 223 с.
120. *Парначев В.П., Титунина И.В.* К петрологии эффузивных пород айской свиты Западного склона Южного Урала // *Магматические комплексы Среднего и Южного Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 38—51.
121. *Перчук Л.Л.* Сосуществующие минералы. М.: Недра, 1971. 424 с.
122. *Петров В.В., Развозжаева Э.А., Макрыгина В.А.* Поведение летучих компонентов в процессе регионального метаморфизма верхнепротерозойских пород Патомского нагорья // *Геохимия*. 1972. N 3. С. 370—377.
123. *Петрография*. М.: Изд-во МГУ, 1876. Ч. 1. 384 с.
124. *Портнов А.М.* Антагонизм фтора и других одновалентных анионов в апатите // *Материалы к геохимии фтора и его роли в процессах минералообразования*. М.: ВИМС, 1970.
125. *Прямоносков П.С.* Закономерности размещения скарново-магнетитовых месторождений Урала // *Поиски и прогнозная оценка глубокозалегающих магнетитовых руд*. М., 1978. С. 20—34.
126. *Пуртов В.К., Ятлук Г.М.* Экспериментальные исследования процессов мобилизации петрогенных компонентов в гидротермальных системах. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 60 с.
127. *Рапопорт М.С., Ананьева Е.М.* Корреляция гранитоидного магматизма и глубинного строения Урала // *Вопросы геологической корреляции и металлогения Урала*. М., 1983. С. 82—93.
128. *Ронов А.Б., Гирин Ю.П., Ермишкина А.И.* и др. Геохимия фтора в осадочном цикле // *Геохимия*. 1974. N 11. С. 1587—1612.
129. *Ротарь А.Ф., Ротарь З.М., Парначев В.П., Шатакский* вулканический комплекс Южного Урала (средний рифей) // *Магматические комплексы Среднего и Южного Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 57—69.
130. *Руб М.Г., Руб А.К., Лосева Т.И.* Слюды как индикаторы рудоносности гранитоидов // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1971. N 10. С. 73—85.
131. *Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г., Яшухин О.И.* Оловоносные и вольфрамносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. 262 с.
132. *Рябчиков И.Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
133. *Сергиевский В.М.* Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур Восточного склона Урала // *Тр. ВСЕГЕИ*. 1948. Вып. 8. С. 3-21.
134. *Серых В.И., Габов Ю.А., Новичкова А.П.* и др. Минеральный и химический состав ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. 194 с.
135. *Смирнов В.Н.* Рефтинский ареал интрузивного магматизма (Восточно-Уральская вулканогенная зона): Автореф. дис. ... геол.-минерал. наук. Свердловск, 1982. 23 с.
136. *Соболев И.Д.* Основные черты магматизма Урала // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала*. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Вып. 8. С. 3—12.
137. *Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И.* и др. Медно-молибденовая рудная формация. Новосибирск: Наука, 1977. 424 с.
138. *Сотников В.И., Кастрькин Ю.П., Никитина Е.И.* Особенности распределения хлора и фтора в минералах интрузивных и постмагматических образований молибденовых рудопроявлений Станового хребта // *Геохимия*. 1981. N 3. С. 361—371.
139. *Сотников В.И., Никитина Е.И.* Молибден-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1971. 259 с.
140. *Ставров О.Д., Уханов А.В.* Щелочные элементы и фтор в породах и минералах мантии // *Геохимия*. 1971. N 3. С. 282—293.
141. *Старков В.Д., Знаменский Н.Д.* Гранитоидный магматизм Восточно-Му-

- годжарского поднятия. М.: Наука, 1977. 130 с.
142. *Старков В.Д.* Тектонический режим и гранитообразование в эвгеосинклинальных зонах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 63 с.
 143. *Стрижкова А.А.* Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня. М.: Наука, 1980. 124 с.
 144. *Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М.* и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1965. 290 с.
 145. *Тарарин И.А.* Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М.: Наука, 1971. 144 с.
 146. *Таусон Л.В., Захаров М.И.* Геохимические особенности калиевых щелочных базальтоидов Приаргуны// *Геохимия*. 1974. N 3. С. 380—391.
 147. *Трошин Ю.П.* Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 173 с.
 148. *Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Бойко С.М.* Геохимия и петрология редкометалльных плюмазитовых гранитов. Новосибирск: Наука, 1983. 182 с.
 149. *Трошин Ю.П.* Геохимия летучих компонентов в магматических породах и магмах различных геодинамических обстановок фанерозойских подвижных поясов Земли// *Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан—континент*. Новосибирск: Наука, 1984. С. 34—41.
 150. *Тугаринов А.И., Коваленко В.И.* Геохимия гранитоидов Нигерии. М.: Наука, 1973. 106 с.
 151. *Усенко И.С., Щербаков И.Б., Заяц А.П.* Биотиты докембрия. Киев: Наук. думка, 1972. 208 с.
 152. *Ушакова Е.Н.* Биотиты метаморфических пород. М.: Наука, 1971. 345 с.
 153. *Ушакова Е.Н.* Биотиты магматических пород. Новосибирск: Наука, 1980. 328 с.
 154. *Ферштатер Г.Б., Чащухина В.А., Вилисов В.А.* О концентрации фтора в апатите, включенном в разные породообразующие минералы// *Ежегодник-1982*. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1983. С. 114—116.
 155. *Ферштатер Г.Б.* Новая схема формационного расчленения гранитоидов Урала// *Ежегодник-1981*. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1982. С. 32—36.
 156. *Ферштатер Г.Б.* Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1966. 143 с.
 157. *Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С.* Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 288 с.
 158. *Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С.* и др. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.
 159. *Фоминных В.Г.* Фтор и хлор в существующих апатитах и амфиболах пород и руд титаномагнетитовых месторождений Урала// *Геохимия*. 1974. N 3. С. 484—487.
 160. *Хелгесон Г.Н.* Комплексообразование в гидротермальных растворах. М.: Мир, 1967. 184 с.
 161. *Хитаров Н.И., Арутюнян Л.А., Малинин С.Д.* О возможности миграции молибдена в паровой фазе молибдатных растворов при повышенных температурах // *Геохимия*. 1967. N 2. С. 155—160.
 162. *Хитаров Н.И., Арутюнян Л.А., Лебедев Е.Б.* Экспериментальное исследование выноса Мо из гранитного расплава под давлением H₂O до 3000 атм// *Геохимия*. 1967. N 8. С. 891—900.
 163. *Хитаров Н.И., Нагапетян А.Б., Лебедев Е.Б.* Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальные исследования)// *Геохимия*. 1969. N 3. С. 273—287.
 164. *Хомяков А.П., Францессон Е.В.* Состав апатита из карбонатитов Якутской алмазоносной провинции и распределение в нем редкоземельных элементов// *Геол. и геофиз.* 1971. N 12. С. 121—125.
 165. *Холоднов В.В., Краснобаев А.А., Полтавец Ю.А.* и др. Летучие в акцессорных и рудных апатитах как показатель флюидного режима и потенциальной рудоносности гранитоидов Урала. Свердловск, 1978. С. 47 (Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР; Вып. 136).
 166. *Холоднов В.В., Вауленко С.Ю., Старков В.Д.* РЗЭ в апатитах и породах — индикаторы происхождения и эволюции гранитоидных серий Войкар-Сыньинского синклиория// *Ежегодник-1980*. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1981. С. 82—86.
 167. *Холоднов В.В., Знаменский Н.Д., Старков В.Д., Краснобаев А.А.* Вариации летучих в апатитах грани-

- тоидов Урала и их петрологическое значение//Ежегодник-1975. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1976. С. 51—55.
168. *Холоднов В.В., Бушляков И.Н.* Формационные и флюидно-металлогенические типы гранитоидов Урала//Ежегодник-1983. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1984. С. 62—65.
169. *Чернышева Е.А., Петров Л.Л., Чернышев Л.В.* Распределение фтора между сосуществующими флотитом и апатитом в карбонатах и поведение фтора в карбонатитовом процессе//Геохимия. 1976. N 5. С. 659—668.
170. *Шатков Г.А.* Фтор и хлор в базальтах как возможные индикаторы металлогенической зональности//Сов. геология. 1975. N 6. С. 121—127.
171. *Шеремет Е.М., Козлов В.Д.* Петрология, геохимия и рудоносность гранитоидов молибденового пояса Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 134 с.
172. *Штейнберг Д.С.* Интрузивные формации Урала//Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1961. Вып. 8. С. 22—44.
173. *Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Фоминых В.Г.* Фации глубинности гранитоидов Урала//ЗВМО. 1968. Т. 97. Вып. 4. С. 385—393.
174. *Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б.* Петрология гранитов и генезис гранитных магм//Вопросы петрологии. Л.: Наука, 1969. С. 364—365.
175. *Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С.* и др. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов//Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. С. 3—33.
176. *Штейнберг Д.С., Бушляков И.Н., Вилисов В.А.* О петрогенетическом значении фтор-хлор-водного отношения в породообразующих минералах//Докл. АН СССР. 1974. Т. 218, N 6. С. 1438—1441.
177. *Штейнберг Д.С., Бушляков И.Н., Вилисов В.А.* Фтор-хлор-водное отношение как индикатор условий образования эндогенных минералов и горных пород//Гранитообразование и летучие. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 76—94.
178. *Штейнберг Д.С., Бушляков И.Н.* Фтор и хлор в гидроксилсодержащих минералах эндогенных горных пород, как индикаторы их генезиса//Ежегодник-1977. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1978. С. 99—101.
179. *Штейнберг Д.С., Бушляков И.Н.* Об инертном и подвижном поведении галогенов при эндогенном петрогенезисе//Петрология литосферы и рудоносность. Л., 1981. С. 153—154.
180. *Штейнберг Д.С.* Направленность, цикличность и латеральные вариации магматизма//Унаследованность, направленность и цикличность магматизма. Свердловск, 1978. С. 5 (Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР; Вып. 149).
181. *Щеглов А.Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 180 с.
182. *Юсунов Р.Г.* Геохимия пород интрузивного магматизма (Кураминский хребет, Тянь-Шань). Ташкент: Фан, 1983. 143 с.
183. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Войкарский вулcano-плутонический пояс. Свердловск, 1984. 158 с.
184. *Anderson A.T.* Chlorine, sulfur and water in magmas and oceans//Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85. N 9. P. 1485—1492.
185. *Aoki K., Kanisawa S.* Fluorine contents of some hydrous minerals derived from upper mantle and lower crust//Lithos. 1979. Vol. 12. N 3. P. 167—171.
186. *Aoki K., Ishiwaka K., Kanisawa S.* Fluorine geochemistry of basaltic rocks from continental and oceanic regions and petrogenetic application//Contrib. Miner. and Petrol. 1981. Vol. 76. N 1. P. 53—59.
187. *Banks N.G.* Halogen contents of igneous minerals as indicators of magmatic evolution of rocks associated with the Ray porphyry copper deposit, Arizona//J. Res. US Geol. Surv. 1976. Vol. 4(1). P. 91—117.
188. *Behne W.* Untersuchungen zur Geochemie des Chlor und Brom//Geochim. et cosmochim. acta. 1953. Vol. 3. P. 186.
189. *Biggar G.M.* Apatite compositions and liquidus phase relations on the join $\text{Ca}(\text{OH})_2\text{—CaF}_2\text{—Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{—H}_2\text{O}$ from 250 to 4000 bar//Miner. Mag. 1967. Vol. 36. N 280. P. 539—564.
190. *Blattner P.* Chlorine and fluorine in apatites and other minerals of basic charnockites from Kondapalli, India//Neues Jb. Miner. Monatsh. 1980. P. 283—288.
191. *Blattner P.* Chlorine-enriched leucogabbro in Nelson and Fiordland, New

- Zealand//Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 72. N 3. P. 291—296.
192. *Blattner P., Black P.M.* Apatite and scapolite as petrogenetic indicators in granulites of Milford Sound, New Zealand//Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 74. N 4. P. 339—348.
193. *Brown G.C.* A comment in the role water in the partial fusion of crystal rocks//Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 9. P. 355—358.
194. *Buddington A.F., Leonard B.F.* Chemical petrology and mineralogy of hornblendes in northwest Adirondack granitic rocks//Amer. Miner. 1953. Vol. 38. N 12. P. 891—902.
195. *Burnham C.W.* Hydrothermal fluids at the magmatic stage//In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits/Ed. H.H. Barnes. 1967. P. 34—76.
196. *Dodge F.C., Papike I.I., Mays R.E.* Hornblendes from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith, California//J. Petrol. 1968. Vol. 9. N 3. P. 378—410.
197. *Dodge F.C., Smith V.C., Mays R.E.* Biotites from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith, California//J. Petrol. 1969. Vol. 10. N 2. P. 250—271.
198. *Dodge F.C., Ross D.C.* Coexisting hornblendes and biotites from granitic rocks near the San Andreas Fault, California//J. Geol. 1971. Vol. 79. P. 158
199. *Early I.W.* On chlorine in serpentinized dunite//Amer. Miner. 1958. Vol. 43. N 1/2. P. 148—155.
200. *Ekstrom T.K.* The distribution of fluorine among some coexisting minerals//Contrib. Miner. and Petrol. 1972. Vol. 34. N 3. P. 192—200.
201. *Ekstrom T.K.* Coexisting scapolite and plagioclase from two iron formations in northern Sweden//Lithos, 1972. Vol. 5. N 2. P. 175—185.
202. *Ekstrom T.K.* Synthetic and natural chlorine-bearing apatite//Contrib. Miner. and Petrol. 1973. Vol. 38. N 4. P. 329—338.
203. *Eggler D.H.* Water-saturated and undersaturated melting relations in a Parichitin andesite and an estimate of the water content in the natural magma//Contrib. Miner. and Petrol. 1972. Vol. 34. N 4. P. 261—271.
204. *Engel A.E., Engel C.G.* Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, NW Adirondack Mountains//Bull. Geol. Soc. Amer. 1962. Vol. 73. N 12. P. 1499—1514.
205. *Exley R.A., Smith I.V.* The role of apatite in mantle enrichment processes and in the petrogenesis of some alkali basalt sites//Geochim. et cosmochim. acta. 1982. Vol. 46. N 8. P. 1375—1384.
206. *Green N.L.* Fluorine geochemistry of Quaternary volcanic rocks from Southwestern British Columbia: Some petrogenetic implications//Contrib. Miner. and Petrol. 1982. Vol. 79. N 4. P. 405—410.
207. *Greenland L., Lovering I.* Fractionation of fluorine, chlorine and other trace elements during differentiation of tholeiitic magma//Geochim. et cosmochim. acta. 1966. Vol. 30. N 9. P. 963—982.
208. *Greenland L., Lovering I.F.* Minor and trace element abundances in chondritic meteorites//Geochim. et cosmochim. acta. 1965. Vol. 29. P. 821—858.
209. *Groves A.W.* Charnokite series of Uganda, British East Africa//Quart. J. Geol. Soc. London. 1935. Vol. 91. P. 2.
210. *Harada N., Nagashima K., Nakao K., Kato A.* Hydroxyllelestadite a new apatite from Chichibu Mine, Saitama prefecture, Japan//Amer. Miner. 1971. Vol. 56. N 9/10. P. 1507—1518.
211. *Holland H.D.* Cranites, solutions and base metal deposits//Econ. Geol. 1972. Vol. 67. N 3. P. 281—301.
212. *Kind A.* Der magmatische Apatit, seine chemische Zusammensetzung und seine physikalischen Eigenschaften//Chem. Erde. 1938. Bd. 12. H. 1. S. 39—50.
213. *Kushiro I., Yoder H.S., Mysen B.O.* Viscosities of basalt and andesite melts at high pressures//J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81. P. 6351—6356.
214. *Larsen E.S., Draisen W.M.* Composition of the minerals in the rocks of the Southern California batholith//Intern. Geol. Congr. 1950. N 66. Pt. 2. P. 125—137.
215. *Latil C., Maury R.* Contribution a l'etude des échanges d'ion OH^- , Cl^- et F^- et leur fixation dans les apatites hydrothermales//Bull. Soc. fr. miner. et cristallogr., 1977. Vol. 100. N 5. P. 246—250.
216. *Leelanandam C.* Fluorine and chlorine in the charnockitic hornblendes from Kondapalli, India//Neues Jb. Miner. Monatsh. 1969. H. 8. S. 335—384.
217. *Leelanandam C.* H_2O , F and Cl in the charnockitic biotites from Kondapalli, India//Neues Jh. Miner. Monatsh. 1969. H. 9. S. 461—468.

218. *Lovering J.F.* Electron microprobe analyses of chlorine in two pantellerites//*J. Petrol.* 1966. Vol. 7. N 1. P. 65—67.
219. *Ludington S.* The biotite—apatite geothermometer revisited//*Amer. Miner.* 1978. Vol. 63. N 5/6. P. 551—553.
220. *Mitchell L., Faust G.T., Hendricks S.B., Reynolds D.S.* The mineralogy and genesis of hydroxylapatite//*Amer. Miner.* 1943. Vol. 28. N 6. P. 356—371.
221. *Moor J.G.* Water content of basalt erupted on the ocean floor//*Contrib. Miner. and Petrol.* 1970. Vol. 28. N 4. P. 272—279.
222. *Morton R.D., Catanzaro E.I.* Stable chlorine isotope abundances in apatites from degardens verk, Norway//*Norsk geol. tidsskr.* 1964. Vol. 44. N 3. P. 307—313.
223. *Munoz I.L., Eugster H.P.* Experimental control of fluorine reactions in hydrothermal systems//*Amer. Miner.* 1969. Vol. 54. P. 943—959.
224. *Munoz I.L., Ludington S.D.* Fluoride-hydroxyl exchange in biotite//*Amer. J. Sci.* 1974. Vol. 274. N 4. P. 396—413.
225. *Nacken R.* Über die Bildung des Apatites. 1//*Zentr.-Bl. Miner. Geol.* 1912. S. 545—599.
226. *Nash W.P.* Apatite—calcite equilibria in carbonatites: Chemistry of apatite from Iron Hill, Colorado//*Geochim. et cosmochim. acta.* 1972. Vol. 36. P. 1313—1319.
227. *Nash W.P.* Apatite chemistry and phosphorus fugacity in a differentiated intrusion//*Amer. Miner.* 1972. Vol. 57. N 5/6. P. 877—886.
228. *Nicholls I.A., Ringwood A.E.* The effect of water on olivine stability in tholeites and the production of silica-saturated magmas in the island arc environment//*J. Geol.* 1973. Vol. 81. P. 285—300.
229. *Noble D.S., Smith V.S., Peck L.S.* Loss of halogen from silicates volcanic rocks//*Geochim. et cosmochim. acta.* 1967. N 2. P. 215—223.
230. *Parry W.T., Jacobs D.C.* Fluorine and chlorine in biotite from basin and Range Plutons//*Econ. Geol.* 1975. Vol. 70. P. 554—558.
231. *Parry W.T., Ballantyne G.H., Wilson I.C.* Chemistry of biotite and apatite from a vesicular quartz latite porphyry plug at Bingham, Utah//*Econ. Geol.* 1978. Vol. 73. N 7. P. 1308—1314.
232. *Reed G.W., Allen R.O.* Halogens in chondrites//*Geochim. et cosmochim. acta.* 1966. Vol. 30. P. 779—800.
233. *Roegge J.S., Logsdon M.I., Young H.S.* et al//Holland halogens in apatite from the Providencia area, Mexico//*Econ. Geol.* 1974. Vol. 69. N 2. P. 229—240.
234. *Shaw H.R.* Viscosities of magmatic silicate liquids: An empirical method of prediction//*Amer. J. Sci.* 1972. Vol. 272. P. 870—893.
235. *Stormer I.C., Carmichael I.S.* Fluorine-hydroxyl exchange in apatite and biotite: A potential igneous geothermometer//*Contrib. Miner. and Petrol.* 1971. Vol. 31. N 2. P. 121—131.
236. *Stueber A.M., Huang W.H., Johns W.D.* Chlorine and fluorine abundances in ultramafic rocks//*Geochim. et cosmochim. acta.* 1968. Vol. 32. P. 353—361.
237. *Taborszky F.K.* Geochemie des Apatits in Tiefengesteinen am Beispiel des Odenwaldes//*Beitr. Miner. Petrogr.* 1962. N 8. S. 354—392.
238. *Wallaëys R., Chaudron G.* Sur la preparation de certaines apatites mixtes//*Copt. rend. Acad. sci.* 1950, T. 231. P. 355.
239. *Walters L.I., Lath W.C.* Unit-cell dimensions, optical properties, halogen concentrations in several natural apatites//*Amer. Miner.* 1969. Vol. 53. N 1/2. P. 156—162.
240. *Watson E.B.* Apatite and phosphorus in mantle source regions: An experimental study of apatite//melt equilibria at pressure to 25 kb//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 51. P. 322.
241. *Wones D., Eugster H.* Stability of biotite: Experiment, theory and application//*Amer. Miner.* 1965. Vol. 50. N 9. P. 1228—1272.
242. *Wyllie P.I.* Magmas and volatile components//*Amer. Miner.* 1979. Vol. 64. N 5/6. P. 469—500.
243. *Yoder H.S., Tilley C.E.* Origin of basaltic magmas: An experimental study of natural and synthetic systems//*J. Petrol.* 1962. N 3. P. 342—532.
244. *Young J., Myers A.T., Munson E.L., Conlun N.M.* Mineralogy and geochemistry of fluorapatite from Cerro de Mercado, Durango, Mexico//*Geol. Surv. Prof. Pap.* 1969. N 650-D. P. 84—93.
245. *Young R.A., Elliot I.C.* Atomic-scale bases for several properties of apatites//*Arch. Oral Biol.* 1966. N 11. P. 699—707.

СОДЕРЖАНИЕ

	Введение	3
<i>Глава I.</i>	Основные закономерности распределения галогенов в горных породах	7
	Метеориты	7
	Интрузивные породы	7
	Эффузивные породы	13
	Осадочные породы	18
	Метаморфические породы	20
<i>Глава II.</i>	Галогены в гранитоидах Урала	23
	Формационно-фациальное расчленение гранитоидов	23
	Содержание фтора и хлора в гранитоидах	46
<i>Глава III.</i>	Фтор и хлор в минералах — индикаторы флюидного режима и генезиса гранитоидов	54
	Биотит	55
	Мусковит	76
	Амфибол	76
	Апатит	89
	Сфен	116
	Прочие минералы	120
<i>Глава IV.</i>	Распределение фтора и хлора между сосуществующими минералами как показатель условий формирования пород	122
	Биотит—амфибол	122
	Апатит—биотит	124
	Апатит—амфибол	131
	Биотит—мусковит	132
	Апатит—сфен	133
<i>Глава V.</i>	Галогены при формационно—фациальном расчленении гранитоидов	135
<i>Глава VI.</i>	Галогены — индикаторы флюидной и металлогенической специализации гранитоидов и метаморфических пород	157
	Заключение	177
	Литература	182

2 р. 30 к.

4694