I МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОХИМИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС

СССР, Москва, 20—25 июля 1971

ГРАНИТИЗАЦИЯ, ГРАНИТЫ И ПЕГМАТИТЫ

ДОКЛАДЫ

III

Книга 2

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Ленина Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И.Вернадского

I МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОХИМИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС

СССР, Москва, 20-25 июля 1971 г.

Гранитизация, граниты и пегматиты

Том Ш
книга 2

429

Москва 1972

Институт Геологических Наук АН Армянской ССР

Редакционная коллегия

Ответственный редактор

академик А.П. Виноградов

Члены редколлегии:

академик Д.С. Коржинский
член-корр. АН СССР А.И. Тугаринов
член-корр. АН СССР Н.И. Хитаров
член-корр. АН СССР А.Б. Ронов
канд.геол.-мин. наук З.В. Студеникова

Текст сборника к печати подготовили:

канд.геол.-мин. наук А.С. Павленко
канд.геол.-мин. наук С.П. Кориковский
мл.науч. сотрудник Н.М. Сущевская
канд.геол.-мин. наук С.Ф. Карпенко
канд.геол.-мин. наук В.П. Волков

5945

ОГЛАВЛЕНИЕ

Таусон Л.В., Козлов В.Д., Антипин В.С., Шеремет Е.М. Геохимические особенности формирования гранитоидных магм в зонах активизации. 7

Павленко А.С., Орлова Л.П., Филиппов Л.В. Геохимия палингенных формаций складчатых областей. 26

Знаменский Е.Б., Пополитов Э.И., Цыханский В.Д. Поведение Nb, Ta, Zr и Hf в гранитоидах различных стадий формирования складчатых областей. 69

Летников Ф.А. Физико-химические условия выплавления и геохимическая эволюция гранитоидных расплавов в различных фациях метаморфизма. 83

Розен О.М., Серых В.И. Геохимический аспект проблемы гранитообразования. 95

Гуннер Дж. Анатектическое происхождение позднеорогенных гранитов плутонов Хоуп и Ида в районе ледника Бирдмор, Антарктида. II8

Туре Ж. Мигматизация ленточных гнейсов "Селас" (Южная Норвегия). I3I

Павленко В.С., Арсеньева А.Д., Капитонова Т.А. Фации домагматических редкометальных гнейсов и физико-химические факторы распределения в них акцессорных компонентов. I48

Крылова М.Д., Седова И.С., Крылов И.Н. К геохимии ультраметаморфизма. I66

Петрова З.И., Пожарицкая Л.К. Геохимия про-

5945

цессов ультраметаморфизма в основных кристаллических сланцах. 182
Флерова К.В. Поведение редких элементов в процессе метасоматически-палингенного образования гранитоидов (Западное Прибайкалье). 194
Майнель Г.К/Ва отношение как индикатор магматической дифференциации и происхождения магматических пород. 206
Гхоуз Н.К. Редкие элементы в контактовом ореоле гранитов. 220
Гаврилин Р.Д., Агафонникова Л.С., Девина О.А. Геохимическая роль летучих в процессе гибридизма гранитоидных магм. 250
Гинзбург А.И., Фельдман Л.Г. Геохимическая направленность процессов формирования редкометальных гранитов и пегматитов. 261
Кузьмин М.И. Геохимические типы мезозойских гранитоидов западной части монголо-охотского пояса. 275
Коваленко В.И. Новые представления об условиях зарождения и становления редкометальных гранитов и метасоматитов. 288
Тишендорф Г., Ланге Х. Геохимия варисских гранитов западной части Рудных гор (ГДР) как функция их возраста. 303
Полянский А., Ковальский В., Шпиля К., Валенчак З., Вихровский З. Редкие элементы в гранитоидах и пегматитах Судет. 320
Ферштатер Г.Б., Бородина А.С., Грабежев А.И., Ярош Н.А., Траянова М.В. О геохимической специализации различных генетических типов гранитоидов Урала и ассоциированных с ними редкометальных метасоматитов 334
Легейдо В.А. Геохимия олова в магматическом процессе (на примере гранитоидов Восточной Сибири). 348
Субботин К.Д., Хазов Р.А., Ганзеева А.В., Хазова В.И. Щелочногалоидный метасо-

5945

матоз пород кристаллического фундамента западного обрамления русской платформы и его редкометальный характер. 356

Коваль П.В. Геохимия высокотемпературных послемагматических процессов в гранитах. 371

Базаров Л.Ш., Косалс Я.А. Термодинамические условия формирования редкометальных пегматитов и апогранитов. 385

Захарченко И.З. О специализации гранитов в условиях образования связанных с ними месторождений. 396

Шмакин Б.М., Макагон В.М. Физико-химические условия процессов формирования мусковитовых пегматитов. 410

Гордиенко В.В., Пономарева Н.И., Цыбина Н.В. Поведение микроэлементов в процессе формирования слюдоносных пегматитов. 420

Шубер Ю.А. Проблема гранита. 438

Миловский А.В., Матвеева С.С. - Особенности перераспределения элементов в процессе гранитизации пород 473

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ МАГМ В ЗОНАХ АКТИВИЗАЦИИ

Л.В. ТАУСОН, В.Д. КОЗЛОВ, В.С. АНТИПИН, Е.М. ШЕРЕМЕТ
Институт геохимии СО АН СССР, г. Иркутск

В последние годы уделяется значительное внимание изучению закономерностей магматизма в зонах вторичной активизации.

Распространяясь на обширных территориях, процессы вторичной активизации развиваются преимущественно в складчатых областях разного возраста, захватывая иногда краевые части платформ.

Проявляясь в виде интенсивных глыбовых движений, процессы вторичной активизации обычно сопровождаются широким развитием магматических процессов.

Как известно, Восточное Забайкалье является типичным примером областей вторичной активизации с широко развитым мезозойским внегеосинклинальным магматизмом. Значительным распространением здесь пользуются гипабиссальные интрузии гранитоидов, с которыми генетически связаны главные рудные месторождения района. Геохимическое изучение этих гранитоидов, а также их габброидных предшественников позволило установить главные закономерности формирования гипабиссальных интрузий и геохимические критерии оценки их потенциальной рудоносности. Вместе с тем, эти исследования, охватившие около десяти магматических комплексов и десятки интрузивов, позволили определить геохимические различия гранитоидов сформировавшихся при вторичной ак-

тивизации областей древней (каледонской) и молодой (герцинской) складчатости. Эти области, отделяясь друг от друга зоной известного Монголо-Охотского глубинного разлома, характеризуются весьма широким, но не одновременным развитием юрского внегеосинклинального магматизма. В области каледонской складчатости, располагающейся к северо-западу от зоны Монголо-Охотского разлома, внедрение гипабиссальных интрузий происходило в нижне-среднеюрское время. В области же герцинской складчатости, расположенной к юго-востоку от этого разлома, формирование внегеосинклинальных гипабиссальных интрузий происходило несколько позднее, в средне-верхнеюрское время. В обеих областях внедрению гипабиссальных интрузий гранитоидов предшествовало формирование интрузий щелочных базальтоидов, отличающихся необычайно высокими для такого типа пород содержаниями калия, фтора и ряда редких элементов, свойственных гранитным магмам (Li , Rb , Be и др.).

Эти комплексы щелочных базальтоидов развиваются преимущественно в краевых частях мезозойских прогибов и представлены небольшими, чаще однородными интрузиями, формировавшимися в гипабиссальных условиях.

В области каледонской складчатости они представлены небольшими по площади штоками диорит-порфиритов илакочечинского комплекса, а в области герцинской складчатости обычно небольшими, интрузиями монцонитов и габбро-монцонитов акатуевского комплекса. С кислыми дифференциатами комплекса (порфировидные граносиениты) в настоящее время связываются некоторые полиметаллические месторождения этого района.

Вслед за формированием комплексов щелочных базальтоидов

в каждой из рассматриваемых областей происходило последовательное внедрение комплексов гранитоидов. Эти гипабиссальные интрузии гранитоидов формируются в областях сводовых поднятий и разделяются на серии последовательно внедрившихся комплексов.

В области каледонской складчатости образование массивов гранитоидов началось с внедрения интрузий амфибол-биотитовых гранодиоритов амананского комплекса и лейкократовых и биотитовых гранитов второй его фазы. Интрузии этого комплекса обычно имеют значительные размеры (до 200 км^2) и распространены наиболее широко. Внедрившиеся следом сиениты, граносиениты и лейкократовые граниты куналейского комплекса образуют трещинные тела и штоки, площадь которых не превышает 60 км^2. Внегеосинклинальный гранитный магматизм этой области завершается внедрением средних по размеру (60-120 км^2) штоком лейкократовых и аляскитовых гранитов гуджирского комплекса.

В области герцинид гранитный магматизм в зонах вторичной активизации начинается с внедрения небольших по размеру (30-40 км^2) интрузий диоритов, адамеллитов и гранодиоритов шахтаминского комплекса. Следующие за ними крупные интрузии (до 250 км^2) порфировидных и гигантопорфировидных гранодиоритов и биотитовых гранитов амуджикано-сретенского комплекса концентрируются преимущественно в Пришилкинской структурной зоне, ограниченной с севера Монголо-Охотским глубинным разломом. Мезозойский гранитный магматизм в области герцинской складчатости завершается формированием средних и мелких штоков лейкократовых и биотитовых гранитов кукульбейско-харалгинского комплекса, встречающихся на обширной территории. Пример области герцинид

показывает, что внедрение внегеосинклинальных гипабиссальных гранитоидных интрузий происходит в течение значительного периода времени, достигающего 30 млн. лет (шахтаминский комплекс - I60 млн. лет; амуджикано-сретенский - I50 млн. лет; кукульбейско-харалгинский - I40-I30 млн. лет).

Область каледонид характеризуется значительным метаморфизмом слагающих ее пород, среди которых преимущественным распространением пользуются нижнепалеозойские гнейсовидные гранитоиды и протерозойские кристаллические сланцы и мигматиты. Зона герцинской складчатости сложена обширными полями верхнепалеозойских гранитоидов и толщами слабо метаморфизованных палеозойских глинистых сланцев, песчаников, известняков и доломитов. На значительных площадях породы палеозойского возраста перекрыты мезозойскими эффузивно-осадочными образованиями.

Геолого-петрографические данные показывают, что почти для всех изученных гипабиссальных интрузий глубина их формирования может быть оценена интервалом двух-трех километров от поверхности. При этом весьма важно то обстоятельство, что современный эрозионный срез во многих случаях, особенно для интрузий поздних кукульбейско-харалгинского и гуджирского комплексов, вскрывает только незначительную часть интрузий, оставляя главную их массу на глубине 500-I000 метров.

Теплофизические расчеты Р.И. Дубова (I) показали, что магматические гранитоидные расплавы гипабиссальных интрузий, формировавшихся на глубинах в 3-4 км, in situ возникнуть не могли. Они обязательно должны иметь глубинный материнский очаг. Все это дает основание предположить, что гипабиссальные комплексы гранитоидов каледонской и герцинской складчатых об-

ластей Восточного Забайкалья могут рассматриваться, как последовательно отторгнутые от материнского глубинного очага порции гранитоидной магмы, состав которых менялся во времени по мере дифференциации этого глубинного очага. В этом случае для области герцинской складчатости гранитоиды шахтаминского комплекса могут рассматриваться как гибридная фация глубинного очага; амуджикано-сретенские гранитоиды - как породы главной фазы, а граниты кукульбейско-харалгинского комплекса - как поздний кислый дифференциат этого глубинного очага.

Для области каледонской складчатости амананские гранитоиды должны рассматриваться, как главная фаза, куналейские щелочные гранитоиды представляются промежуточной субфазой и лейкократовые граниты гуджирского комплекса - как конечный дифференциат глубинного очага.

Естественно, что каждая из внедрившихся на глубину 3-4 километра порций гранитоидной магмы испытывала кристаллизационную и эманационную дифференциацию. Это определило наличие в интрузиях рассматриваемых комплексов нескольких интрузивных фаз, образовавшихся в магматической камере при кристаллизации гипабиссальных интрузий. Значительная линейная протяженность глубинных тектонических зон и широкая пространственная распространенность однотипных интрузий каждого комплекса, а также существенные отличия поздних комплексов от более ранних, представляющих главную фазу глубинного очага, дают основание считать, что приуроченные к тектонически ослабленным зонам глубинные материнские магматические очаги гипабиссальных интрузий имели значительные объемы, соответствующие размерам крупных абиссальных гранитных батолитов и в процессе своего развития претерпе-

ли достаточно глубокую дифференциацию. Последнее особенно характерно для глубинного очага области герцинской складчатости.

Формирование таких глубинных очагов должно охватывать значительные промежутки геологического времени. Это подтверждается, в частности, данными абсолютного возраста о длительности периода формирования мезозойских гранитоидов в ЮВ Забайкалье (30 млн. лет).

Таким образом, сближенные в геологическом времени комплексы гипабиссальных интрузий рассматриваются как последовательно внедрившиеся в верхний структурный этаж порции гранитной магмы, являющиеся продуктами дифференциации глубинных магматических очагов гранитной палингенной магмы, возникших при положительных движениях в зонах вторичной активизации. Возможно, что источниками тепла для таких очагов, формировавшихся на глубинах I5–20 км, были не только высоконагретые подкоровые эманации, но и значительные по объему массы высоконагретых щелочных базальтоидов, небольшие порции магмы которых поднимались до самых верхних горизонтов, образуя комплексы щелочных габброидов предшественников гранитоидного магматизма.

Мезозойские гипабиссальные гранитоидные комплексы зон каледонской и герцинской складчатости представляют две отчетливо выраженные генетические серии.

По петрографическим и петрохимическим наблюдениям гипабиссальная серия гранитоидных комплексов области каледонид отличается от серии области герцинской складчатости субщелочным составом слагающих ее пород. Это выражается в более высоком содержании щелочей (параметр "а" по А.Н. Заварицкому) в серии

5945

каледонид при одинаковой кремнекислотности пород (рис. I) и для лейкократовых разностей минеральными парагенезисами - кислый плагиоклаз - магнезиальный биотит или кислый плагиоклаз - магнезиальный биотит - эгирин - арфведсонит. Конечные члены серий (соответственно гуджирский и кукульбейско-харалгинский комплексы) также имеют различные парагенезисы. Гранитоиды гуджирского комплекса - характеризуются минеральным парагенезисом, типичным для пород повышенной щелочности (альбит-олигоклаз-магнезиальный биотит), кукульбейско-харалгинский же комплекс представлен нормальными лейкократовыми гранитами (рис. 2).

Весьма важные различия между двумя изучавшимися сериями гранитоидов устанавливаются при сопоставлении их геохимической характеристики (таблица I).

Кроме значительно более высокого уровня содержания щелочей в гранитоидах области каледонской складчатости, обращает внимание повышенное содержание летучих в гранитоидах области герцинид. Показателем этого может являться содержание в гранитоидах фтора. Как видно, в гранитоидах кукульбейско-харалгинского комплекса содержания фтора в три раза выше, чем в гранитах гуджирского комплекса. Вместе с тем, несколько повышенные содержания фтора отмечаются во вмещающих герцинских гранитоидах, по сравнению с каледонскими и в щелочных базальтоидах области герцинид. Это дает основание для предположения об унаследованности мезозойскими гранитоидами зоны герцинской складчатости повышенного уровня летучих. В этой связи есть основания предполагать, что с увеличением количества данных о содержании фтора в амуджикано-сретенских гранитоидах, общий

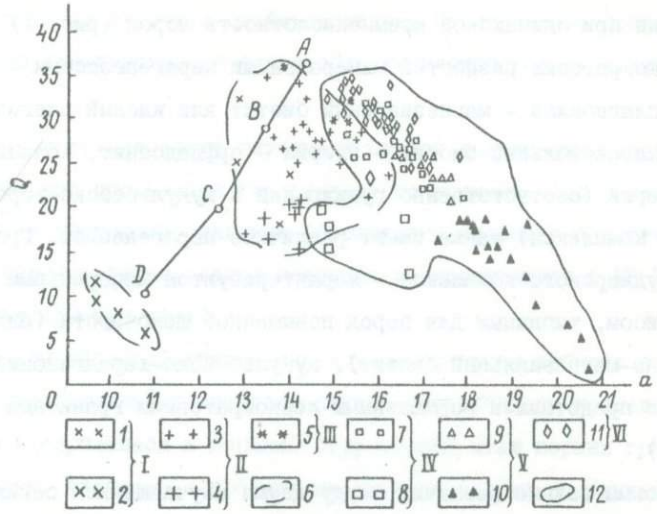


Рис.I Соотношение щелочности и кислотности в мезозойских гранитоидах Забайкалья. А,Б,В,Г - средние составы пород по Р.Дели: А - аплит, Б - гранит, В - гранодиорит, Г - диорит. I,П,Ш - серия гранитоидных комплексов области герцинид; IУ,У,УI - серия гранитоидных комплексов области каледонид. I,2 - шахтаминский комплекс; 3,4 - амуджикано-сретенский комплекс; 5 - кукульбейско-харалгинский комплекс; 6 - граница поля точек составов гранитоидов серии герцинид; 7,8 - амананский комплекс; 9,I0 - куналейский комплекс; II - гуджирский комплекс; I2 - граница поля точек составов гранитоидов серии каледонид.

Таблица I

Распространенность ряда элементов в мезозойских магматических комплексах Восточного Забайкалья

Эпоха предшествующей складчатости	Комплексы гипабиссальных интрузий	Среднее содержание										
		Na	K	F	Rb	Sn	Mo	Zn	Pb	K/Rb	K/F	Li/Zn
		в %			в б/г							
Каледонская	Вмещающие нижне-палеозойские гранитоиды	4,9	4,6	0,05	92	4,5	2,6	54	I5	500	92	0,4
	Щелочные габброиды нижнеюрского илакочечинского комплекса	4,7	3,3	0,07	70	5,2	3,8	93	2I	470	47	0,7
	Гранитоиды нижне-среднеюрского амананского комплекса	4,3	4,2	0,05	I07	4,6	2,0	63	I3	390	84	0,3
	Гранитоиды среднеюрского куналейского комплекса	5,I	5,I	0,08	I46	4,6	2,6	53	22	350	64	0,6
	Гранитоиды среднеюрского гуджирского комплекса	4,3	4,6	0,I0	220	5,7	2,5	50	20	2I0	46	I,I
Герцинская	Вмещающие верхнепалеозойские гранитоиды	2,8	3,5	0,07	I40	4,4	0,9	44	I6	250	50	0,8
	Щелочные габброиды среднеюрского акатуевского комплекса	3,2	3,4	0,I3	I2I	4,3	3,2	66	32	280	26	0,6
	Гранитоиды средне-верхнеюрского Шахтаминского комплекса	3,3	3,5	0,08	I50	2,9	I,8	4I	25	230	44	0,8
	Гранитоиды верхнеюрского амудиканo-сретенского комплекса	3,I	3,3	0,08	I45	5,0	I,6	39	30	230	4I	I,8
	Гранитоиды верхнеюрского кукульбейско-харалгинского комплекса	2,9	4,0	0,30	400	6,3	I,4	37	30	I00	I3	I,7

уровень его концентрации в этих гранитоидах повысится до 0,I0-0,I2%.

Для гранитоидов зоны герцинид характерно повышенное содержание тех редких элементов, которые тесно связаны с летучими и прежде всего с фтором (литий, рубидий, бериллий). Это особенно заметно при сравнении гранитоидов комплексов, рассматривающихся как главные интрузивные фазы глубинных абиссальных очагов (амананский и амуджикано-сретенский) или их поздние дифференциаты (гуджирский и кукульбейско-харалгинский). Как видно из таблицы в первом случае содержания лития и бериллия в гранитоидах зоны герцинид в три раза выше, а отношения K/Rb и K/F в два раза ниже. Для этих комплексов весьма показательно существенное различие отношения Li/Zn (0,3 для амананского и I,8 для амуджикано-сретенского).

В случае гранитоидов, представляющих поздние дифференциаты глубинного очага наиболее показательно накопление фтора и рубидия в кукульбейско-харалгинских гранитоидах. В результате, по сравнению с гуджирскими гранитами, в них наблюдается понижение отношения K/F более чем в три раза и K/Rb - в два раза.

Для рудных элементов (олово, молибден, свинец и цинк) столь существенных различий не наблюдается. При этом интересно, что граниты кукульбейско-харалгинского и гуджирского комплексов имеют практически одинаковые содержания олова, хотя оловорудные месторождения Восточного Забайкалья генетически связаны только с гранитами первого комплекса. Содержания молибдена в гранитах амуджикано-сретенского комплекса, с которыми связаны многие молибденовые месторождения района, сущест-

венно ниже уровня его содержания в гранитоидах куналейского комплекса, хотя с последними месторождения этого металла пока не связываются.

Наконец, для общей геохимической характеристики мезозойских интрузивных комплексов весьма важно то, что в зоне герцинской складчатости потенциально рудоносными оказались три комплекса: акатуевский (Pb и Zn), амуджикано-сретенский (Mo, Au, Pb , Zn) и кукульбейско-харалгинский (Sn , W , Be, Nb, Ta, Pb , Zn), в то время как в зоне каледонской складчатости потенциально рудоносным пока является только самый поздний гуджирский комплекс (Mo, W).

Установленные геохимические различия двух серий гипабиссальных гранитоидных комплексов, образовавшихся в результате вторичной активизации в зонах герцинской и каледонской складчатости вызваны, по-видимому, причинами регионального характера. Как видно, эти различия сводятся к повышению щелочности гранитов зон древней консолидации и меньшему содержанию в них летучих и редких элементов, связанных с последними. По содержанию же рудных элементов обе серии гранитоидов различаются сравнительно мало.

Как указывалось, весьма важным различием областей герцинской и каледонской складчатости является больший удельный вес в зоне каледонид глубоко метаморфизованных и магматических пород. Это должно было отразиться в понижении уровня содержания летучих в каледонском субстрате. Таким образом формировавшиеся в обеих зонах палингенные расплавы глубинных гранитных батолитов с самого начала должны были различаться по содержанию в них воды и других летучих. По-видимому, этот разный уро-

429

вень концентрации воды и других летучих в расплавах глубинных очагов палингенной гранитной магмы явился главной причиной всех различий, наблюдаемых в гипабиссальных гранитных интрузиях, образовавшихся в зонах вторичной активизации областей каледонской и герцинской складчатости Восточного Забайкалья.

Пониженные содержания воды и фтора в метаморфическом субстрате зоны каледонид неизбежно должно было привести к тому, что плавление этого субстрата происходило при более высоких температурах, на больших глубинах и с большей долей участия базальтоидной магмы.

В таких относительно высокотемпературных расплавах, характеризующихся высокой активностью щелочей существенно возрастет, по сравнению с нормальными гранитоидами, растворимость хлора. В результате, в такого рода расплавах, благодаря меньшим возможностям образования самостоятельной водно-галоидной фазы, процессы эманационной дифференциации вещества будут угнетены и проявятся только на заключительном этапе развития такого очага.

В зоне герцинской складчатости, субстрат который отличается большей насыщенностью водой и фтором образование палингенных магм будет происходить при меньших температурах, распространяться до более высоких горизонтов и характеризоваться меньшей долей базальтоидного материала. Меньшая активность щелочей и большая водонасыщенность будут способствовать образованию самостоятельной водно-галоидной фазы на более ранних этапах дифференциации.

Благодаря этому в таком магматическом очаге процессы эманационной дифференциации будут развиваться с большей интенсив-

ностью. Уже в гипабиссальных интрузиях, представляющих главную фазу глубинного очага (амуджикано-сретенский комплекс), при появлении возможностей их дегазации будет наблюдаться достаточно интенсивное отделение водно-галоидной фазы. В силу меньшей растворимости в силикатных расплавах хлора (по сравнению с фтором), галоидная часть этих эманаций будет представлена преимущественно хлором. Благодаря этому уже в этих интрузиях появляются возможности эманационного концентрирования таких рудных элементов, как молибден, золото, свинец и цинк.

Естественно, что и в этой серии гранитоидов процессы эманационной дифференциации проявляются наиболее интенсивно на заключительных этапах развития глубинного очага. Поэтому летучими особенно насыщены поздние его дифференциаты, представленные гипабиссальными интрузиями кукульбейско-харалгинского комплекса.

В этом типе интрузий с наибольшей полнотой раскрывается роль летучих компонентов в процессах кристаллизации и дифференциации гранитоидных магм, а также выявляются особенности процессов эманационного концентрирования и условия дегазации кристаллизующихся магматических очагов.

При рассмотрении геохимической истории летучих и связанных с ними редких элементов в таких гипабиссальных интрузиях необходимо раздельно рассматривать закономерности поведения этих элементов на этапах становления и кристаллизации интрузивов.

Процесс их становления неизбежно сопровождается подтоком летучих и связанных с ними редких элементов в апикальные час-

5945

ти. Иногда такой подток может быть весьма значителен. Например, по наблюдениям Н.С. Кравченко (2) в Верхнеурмийском гранитном массиве (Д. Восток) содержание олова в апикальной части составляет 25 γ/г, а в глубинных частях (на 800 метров ниже кровли интрузии) - всего 5,8 γ/г. При этом существенно меняется содержание олова и в биотите. В прикровлевой части интрузии биотит содержит олова 260 γ/г, а в глубинной всего 40 γ/г.

Таким образом на интервале 800 метров содержание олова в породе увеличивается более чем в четыре раза, а в биотите, являющимся концентратором олова и выпадающим на заключительных стадиях кристаллизации, содержание его увеличивается более чем в шесть раз.

Аналогичное обогащение апикальных частей интрузий редкими элементами и резкое понижение их концентраций в глубинных частях интрузий наблюдалось рядом исследователей на Д. Востоке, в Средней Азии и на Кавказе.

Кроме олова в апикальных частях интрузий наблюдается концентрирование таких элементов как рубидий, вольфрам, ниобий, тантал и др.

Такое эманационное концентрирование ряда редких элементов в апикальных частях гипабиссальных интрузий приводит не только к многократному увеличению их содержаний, по сравнению со средними для данного типа пород, но в еще большей степени (в 10-15 раз) увеличивает в апикальных частях интрузий дисперсию их концентраций.

Расплавы, возникающие в апикальных частях гипабиссальных интрузий с высоким уровнем содержания летучих, обладают рядом

важных особенностей. Они характеризуются высокой концентрацией летучих и связанных с ними редких элементов и значительной модифицированностью расплавов, сводящейся к их реконденсации. Эта реконденсация расплавов приводит к понижению их водности и температуры кристаллизации.

Образование таких магматических расплавов в апикальных частях интрузий было установлено в 1968 году в Восточной Монголии и Восточном Забайкалье.

В дайках кварцевых кератофиров (онгонитах), открытых В.И. Коваленко и М.И. Кузьминым (3) в Восточной Монголии содержание фтора достигает 2,6%, рубидия - 0,27%, олова - 56 γ/г и т.д. В Ингодинской интрузии (В. Забайкалье) нами была изучена трехкилометровая субгоризонтальная апофиза кварцевых порфиров и фельзит-порфиров, лишенная включений пирокластического материала и отличающаяся высокими содержаниями фтора (до 2,0%), рубидия (до 0,08%), олова (до 54 γ/г). Известны и эффузивные аналоги таких редкометальных гранитов. Примерами могут являться натровые риолиты Нигерии, литий-фтористые туфы Юты в США и т.д.

Возможность образования в апикальных частях гипабиссальных расплавов, характеризующихся высоким уровнем летучих расплавов, отличающихся пониженной вязкостью и температурами начала кристаллизации на 150-200^0 более низкими, чем в случае нормальных магм, дает основание считать, что процесс кристаллизации таких интрузий будет иметь ряд особенностей.

Основное их отличие от гипабиссальных интрузий с низким уровнем летучих будет состоять в том, что после образования зоны закалки, в условиях существования зоны расплавов насыщен-

ных летучими, кристаллизация начнется на некоторой глубине (зона начальной кристаллизации) (см. рис. 3). С этого момента летучие находящиеся выше зоны "начальной" кристаллизации, в области "низкотемпературных" расплавов будут по-прежнему стремиться покинуть интрузию и в ближнем эндо- и экзоконтакте интрузии будут способствовать образованию высокотемпературных рудных концентраций (скарны, грейзены, цвиттеры, апограниты и т.д.). Покинув интрузию, они вместе со связанными с ними редкими элементами образуют во вмещающих породах достаточно широкий эманационный ореол. Величина области "низкотемпературных" расплавов находится в зависимости от концентрации летучих и прежде всего воды и фтора, как главных модификаторов си-

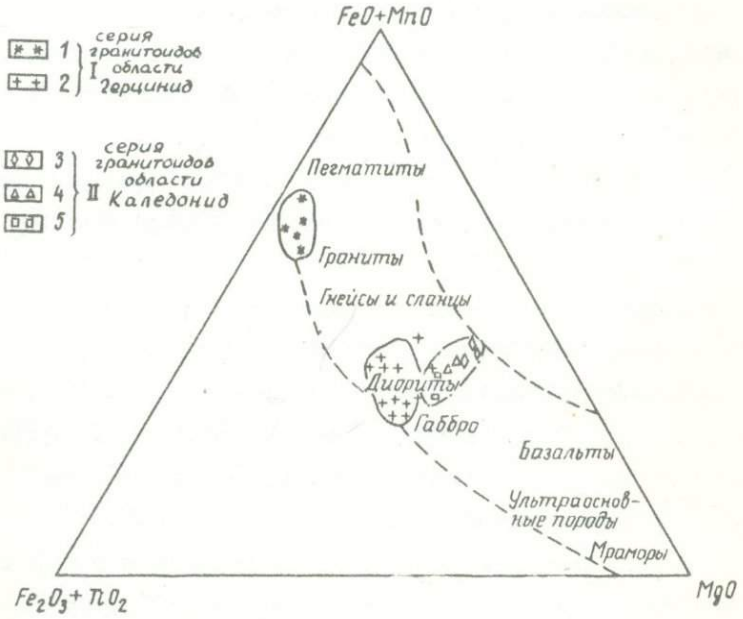


Рис.2. I - кукульбейско-харалгинский комплекс; 2 - амуджиканосретенский комплекс; 3 - гуджирский комплекс; 4 - куналейский комплекс; 5 - аманакский комплекс

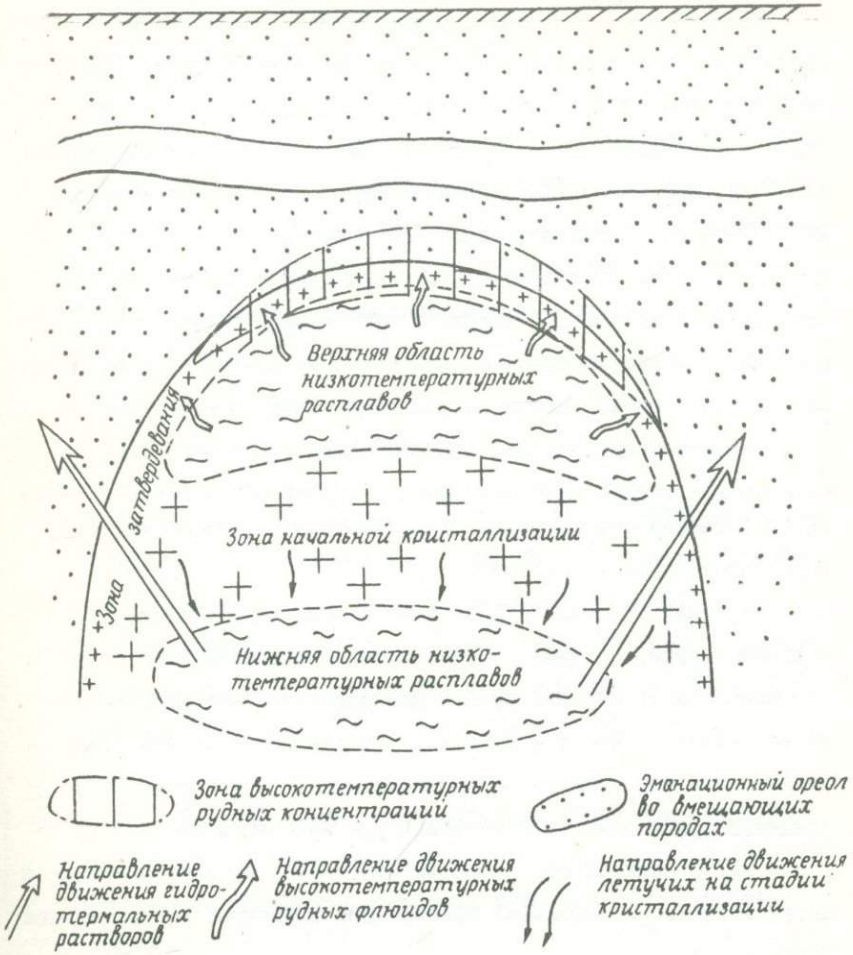


Рис.3 Схема кристаллизации гипабиссальных интрузий с высоким уровнем содержания летучих компонентов.

ликатных расплавов. Опыт показывает, что в гипабиссальных интрузиях гранитоидов, формировавшихся на глубине 3–4 км, при уровне содержания фтора в 0,3–0,4%, ширина такой зоны "низкотемпературных расплавов" достигает 400–500метров.

Естественно, что после возникновения кристаллического барьера на пути летучих в виде зоны "начальной" кристаллизации, направление движения летучих, находящихся ниже этого барьера изменится. Вместо движения вверх на этапе становления интрузии, на этапе кристаллизации будет происходить отжимание их в глубинные части интрузии. Благодаря этому в глубинных частях интрузий будут возникать очаги "низкотемпературных" расплавов, в которых, в условиях пересыщения летучими будут возникать несмешивающиеся с силикатным расплавом солевые и водные флюидные фазы, дающие начало гидротермальным растворам.

Возникновение глубинных очагов остаточных расплавов, а на конечных этапах кристаллизации интрузий образование на этом месте областей формирования гидротермальных растворов, подтверждается рядом наблюдений.

Изучение изменчивости состава газово-жидких включений в жильном кварце, а также вертикальной зональности изменения редкометального состава рудных минералов на Хапчерангинском месторождении в Восточном Забайкалье дает возможность предполагать, что источник гидротермальных растворов в этом месторождении сульфидно-касситеритовых руд находился на глубине I,5-2 км. С апикальной же частью этого участка Хапчерангинской интрузии связано небольшое грейзеновое оловянное месторождение "Гранитное".

Определение направления движения летучих и связанных с ними редких в таких гипабиссальных интрузиях на этапах их становления и кристаллизации дает возможность судить с одной стороны о направленности и масштабах процессов эманационного концентрирования, а с другой - позволяет выявить основные закономерности их дегазации.

При этом, если масштабы эманационного концентрирования могут являться показателем потенциальной рудоносности интру-

зий, то возможности дегазации будут являться мерилом их рудной продуктивности.

Изучение геохимических особенностей формирования гранитоидных магм в зонах активизации показало, что решающими факторами магматического процесса, определяющими характер дифференциации магматических очагов и геохимическую историю редких элементов является глубина формирования и размер интрузий, а также насыщенность их летучими компонентами и прежде всего водой.

ЛИТЕРАТУРА

Говоров И.Н., Недашковский П.Г., Левашев Г.Б., Полевский Р.И., Стрижова А.А., Муженко Л.В., Иванов В.С., Никифорова И.К., 1970. Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока. В сборнике "Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов" (Симпозиум. Часть I - Доклады), отв. ред. Л.В. Таусон, Иркутск, с. 83-145.

Дубов Р.И., 1970. К теории температурных полей локальных источников тепла в земной коре. В сборнике "Ежегодник-1969" Сибирского Института геохимии, отв. ред. Л.В. Таусон. Иркутск, с. 278-282.

Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Цэдэн Ц, Владыкин Н.В., 1970. Литий-фтористый кератофир (онгонит) - новая разновидность субвулканических жильных магматических пород. В сборнике "Ежегодник-1969" Сибирского Института геохимии, отв. ред. Л.В. Таусон. Иркутск, с. 85-88.

5945

ГЕОХИМИЯ ПАЛИНГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

ПАВЛЕНКО А.С., ОРЛОВА Л.П., ФИЛИППОВ Л.В.

Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского АН СССР

Метаморфическая дифференциация вещества представляется одним из наиболее грандиозных геохимических процессов в земной коре. Она геохимически доказана для всех фаций метаморфизма от эклогитовой до зеленосланцевой /Лутц (1968, 1970), Маракушев (1971), Моисеенко, Щека и др. (1972)/, проявляя в каждой из фаций специфические черты в части набора мигрирующих элементов и масштабов их перемещения. Наиболее интенсивная химическая перестройка вещества, сопровождаемая миграцией большинства породообразующих и редких элементов, обнаруживается при процессах гранитизации и анатексиса, при которых формируются серии разнообразных палингенных пород с резко изменчивым геохимическим фоном /Engel, Engel (1958), Петрова, Пожарицкая (1972), Павленко, Филиппов (1971), Серых, Розен (1969), Павленко, Быховер (1971), Миловский, Матвеева (1970), Тихомирова (1969, 1971), Лутц, Минеев (1967)/. Если отвлечься от специфических чарнокитов, связанных с гранулитами /Другова, Глебовицкий и др. (1972)/, то все разнообразие палингенных гранитоидов, включая и щелочные породы, приурочено к амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям, т.е. образовалось в сравнительно узком интервале Т-Р условий /Перчук (1970)/. Следовательно, эти факторы вряд ли могли играть решающую роль в геохимическом разнообразии гранитизированных и палингенных

пород, как это, очевидно, имеет место при зарождении и дифференциации глубинных основных расплавов.

Если геохимия интрузивных серий, возникших при процессах кристаллизационной дифференциации отражена в огромном числе публикаций, начало которым положено фундаментальными исследованиями С.Р. Нокколдса и Р. Аллена (1953, 1954, 1956), Л. Уэйджера, Г. Брауна (1970), то химическая эволюция палингенных пород стала изучаться лишь в последнее время. По существу отсутствуют работы, освещающие эволюцию последовательных палингенных формаций, возникающих в ходе развития складчатой области и отражающих главные черты формирования гранитной, континентальной коры. Мы попытаемся восполнить этот пробел на примере Центрально-Азиатской складчатой области/ Зайцев, Дергунов и др. (1971)/на территориях Тувы и МНР.

В пределах этой грандиозной длительно-развивавшейся складчатой области происходило конвергентное развитие в каждую из тектонических эпох следующего ряда гранитоидных формаций: I - габбро-диорит-плагиогранитной, II - банатит-плагиосиенитовой, III - гранодиоритовой, IУ - гранитно-щелочногранитоидной, У - адамелит-граносиенит-порфировой, УI - ультракислых и агпаитовых гранитов, соответствующих этапам: образования геоантиклиналей, замыкания ортогеосинклинали, образования регенерированных геосинклиналей, орогенному, образования наложенных терригенно-вулканогенных впадин, и этапу активизации. I, III, IУ, УI гранитоидные формации являются палингенными, с наблюденными уровнями домагматических метасоматитов, анатектитов и автохтонных очагов. Расплавы, формировавшие II и У формации, тела которых приурочены к крупным разломам в краевых частях

эвгеосинклинальных и андезитоидных - орогенных прогибов соответственно, являются гибридными с участием как сиалического, так и глубинного базальтового вещества /Павленко, Лувсан-Данзан и др. (1970), Павленко (1972)/.

Прежде чем перейти к анализу геохимических особенностей отдельных формаций отметим некоторые общие черты, характерные для любых палингенных проявлений:

а) палингенез, т.е. домагматический метасоматоз, анатексис и последующая дифференциация расплавов, связан исключительно с областями поднятий с диафторной последовательностью метаморфических фаций. На этом основании с учетом многих геофизических и петрографических фактов была предложена модель ретроградной гранитизации. Согласно этой модели анатексис не требует дополнительного теплового потока, и плавление происходит при температуре исходных пород амфиболитовой фации. Напротив, благодаря поглощению скрытой теплоты плавления магматический очаг окажется более "холодным", чем окружающие породы и не будет вызывать их осушения. Потоки гранитизирующих растворов окажутся "замкнутыми на очаг" /Павленко, Филиппов (1971), Павленко (1972)/;

б) домагматический метасоматоз пород всегда направлен в сторону приближения их состава к определенным устойчивым магматическим типам. В значительной массе это составы анхиэвтектик различных минеральных фаций гранитов и нефелиновых сиенитов /"стремление к гранитному равновесию" -Меннерт (1963)/, но в общем случае ими могут быть любые котектические и перитектические составы соответствующих систем;

в) палингенез сопровождается контрастным перераспределе-

нием фемических и салических компонентов первоначально однородных, исходных пород, что выражается в развитии сопряженных фронтов, или зон, гранитизации и базификации /Жданов (1966), Судовиков, Глебовицкий и др. (1970), Петрова, Пожарицкая (1972), Павленко (1972)/, причем объем базификатов оказывается ничтожно малым для подведения общего химического баланса. Д.С. Коржинский (1970) на основании данных Д.А. Великославинского, допустил, что областью аккумуляции перемещенных оснований могут служить породы зеленосланцевой фации метаморфизма. Возможно и иное решение вопроса, предполагающее латеральный снос и накопление избыточных от гранитизации оснований в длительно-прогибающихся зонах с основным выполнением типа эвгеосинклиналей /Павленко (1972)/; с другой стороны эти зоны вероятно, служат источником агентов гранитизации: кремнекислоты, щелочей, галлоидов, которые мобилизуются на границах метаморфических фаций при реакциях амфиболитовой, гранулитизации, эклогитизации /Лутц (1970)/;

г) собственно граница магматического замещения совпадает с границей анатектитов, однако, в реальных геологических объектах она оказывается значительно менее определенной в связи с развитием в экзоконтактах палингенных магматических тел зон мигматитов и порфирокластовых пород, а в эндоконтактах - реститовых пород: ксенолитовых и порфировидных (с реликтовыми порфирокластами);

д) даже небольшое число имеющихся работ, посвященных вопросам миграции редких элементов при гранитизации, показывает, что она существенно различна в палингенных комплексах разных фаций и типов. Общим является то, что редкие элементы могут

быть качественно разбиты на три группы: привнесенных, с повышенным содержанием в анатектитах по сравнению с вмещающими породами, индифферентных, с неизменным содержанием в тех и других, и перемещенных, с пониженным содержанием в отдельных зонах экзоконтактных метасоматитов и, что особенно типично, в анатектитах/ "анатектическая автолизия" - Тугаринов, Павленко и др. (1969)/. Набор элементов в каждой из перечисленных групп изменяется в разных формациях и фациях палингенных комплексов, отражая их геохимическую подвижность в разных условиях, которая в свою очередь определяет общий редкометальный фон в пределах этих формаций и фаций;

е) ранее на отдельных примерах /Павленко, Филиппов (1972)/ было показано, что перемещенные редкие элементы изменяют содержание не монотонно; а образуют в пределах гранитизированных пород максимумы, причем, эти максимумы в пространстве не совпадают, как для разных редких элементов, так и для редких элементов и соответствующих породообразующих носителей. Это обстоятельство имеет на наш взгляд важнейшее геохимическое и металлогеническое значение, что будет обсуждено ниже;

ж) для палингенных формаций определенной складчатой зоны устанавливаются следующие основные закономерности:

формации всегда сменяются в последовательности: натровые плагиогранитоиды (I) - кали-натровые, двуполевошпатовые гранитоиды (III) - калиевые микроклиновые гранитоиды с фациями щелочных пород щелочно-гранитного, щелочно-сиенитового и миаскитового рядов (IУ) - лейкократовые микроклин-альбитовые гранитоиды, включающие два типа: ультракислых литий-фтористых гранитов и агпаитовых гранитов (УI);

данные по составу минералов (полевых шпатов, амфиболов, эпидотов, слюд) и пород позволяют утверждать, что ведущими агентами гранитизации в перечисленных формациях были: I – Na, OH; II – Na, K, OH, H_2O, (Cl); IУ – K, Na, H_2O, CO_2, (F); УI – K, Na, Li, H_2O, F.

Как показывают диаграммы состава пород в палингенных разрезах (например, рис. I), а также Коваленко, Окладникова и др. (I965), Павленко, Быховер (I97I), содержания породообразующих компонентов в сериях: исходная порода – домагматический метасоматит – анатектический расплав, претерпевают однонаправленные монотонные изменения – привнос, либо вынос. При этом во всех формациях в целом универсально растут SiO_2, Na_2O, K_2O и падают TiO_2, ΣFeO, MnO, MgO, CaO и лишь глинозем проявляет разные тенденции.

Поскольку последующие палингенные формации развиваются в основной массе за счет вещества предыдущих, которые служат для первых исходными породами, то и в этом генеральном ряду происходит развитие в сторону появления все более лейкократовых пород, что хорошо иллюстрируется таблицей I. Как и в кристаллизационно-дифференцированных сериях палингенная дифференциация монотонно ведет к минимальным эвтектическим составам, вплоть до литий-фтористых и агпаитовых гранитов /Коваленко, Кузьмин и др. (I97I)/. С другой стороны внутренняя петрохимическая структура палингенных и кристаллизационно-дифференцированных серий и формаций резко различны, что уже обсуждалось ранее /Павленко (I963), Павленко, Быховер (I97I)/.

Столь же различен и характер распределения большинства редких элементов в этих двух генетических группах пород. При

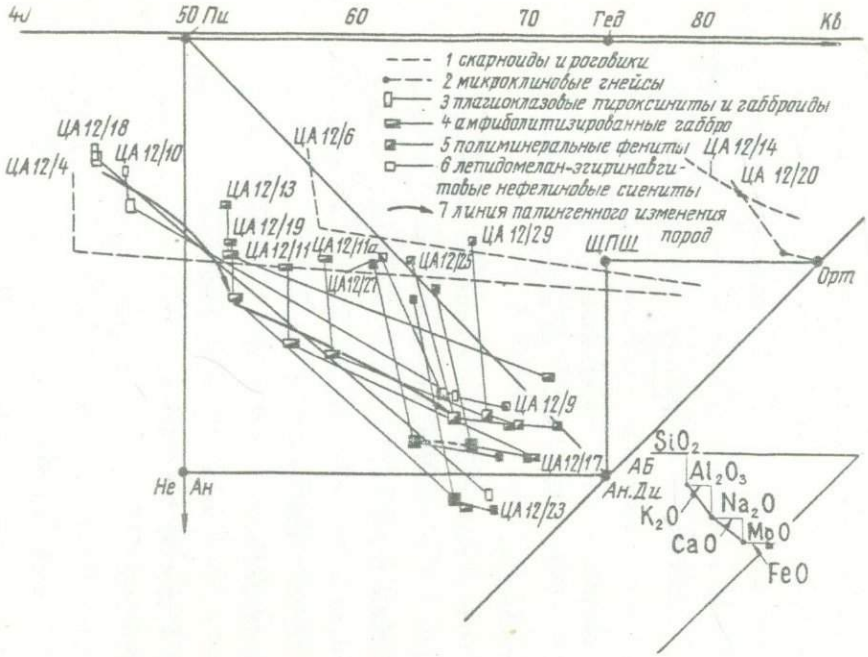


Рис.I. Изменение составов пород в палингенной серии нефелиновых сиенитов. Вариации содержаний редких элементов в этой серии даны на рис.3 в. Дополнительный рисунок - способ построения диаграммы.

изучении распределения редких элементов мы рассматривали две задачи: поведение их в конкретных палингенных разрезах различных фаций и формаций; изменение их содержаний во всем ряду палингенных формаций складчатой области. Конкретные разрезы служили моделями для подтверждения и объяснения общего геохимического плана палингенных формаций. Пока что это единственно возможный метод, поскольку процессы палингенного минералообразования ни экспериментально, ни теоретически не изучены.

Было прослежено распределение содержаний ряда редких элементов Li, Rb, Sr, Ba, Y, TR, Zr, Hf, Th, Nb, Ta, Ti, V, Cr, Mn, Ni, Co, Cu, Zn, Ta, Pb, Sn, Be, F на фоне изменения породообразующих в разрезах палингенных пород главных гранитоидных и щелочных формаций региона. Разрезы отбирались на уровне автохтонных магматических тел и включали в себя исходные породы (осадочные, вулканогенные, метаморфические или интрузивные - более ранних этапов), продукты домагматического метасоматоза (гнейсы, фениты, базификаты) и магматические образования (анатектиты, мигматиты, реликтово-порфировидные породы, производные заключительных гомогенных расплавов). Особое внимание обращалось на то, чтобы метасоматические и магматические породы относились к одной минеральной фации, поскольку смена условий на протяжении разреза вносила бы дополнительные осложнения в распределение элементов. Последнее не во всех случаях оказывалось возможным в формации щелочных пород, где фациальная изменчивоть вкрест палингенных серий является почти универсальным явлением.

Поскольку палингенное преобразование пород любого исходного состава всегда выражается, с одной стороны, в повышении

5945

содержания щелочных алюмосиликатов с падением содержаний мафических минералов и, с другой - в образовании базификатов, то оно универсально может быть выражено через отношение параметров "а" и "в" системы А.Н. Заварицкого. Логарифм этого отношения и принят в качестве абсциссы на всех вариационных графиках содержаний редких элементов.

Выбор петрохимической, а не пространственной координаты обусловлен тем, что последняя, несмотря на всю ее наглядность, может включать ненаблюденные вариации в составе и свойствах пород, которые можно снивелировать только большой статистикой. Отметим также, что реальная последовательность проб, за исключением базификатов, реститов и даек, совпадает с их последовательностью в выбранной размерности а/в. Иные параметры, например, кремнекислотность или параметр а/с не отвечают этому условию, особенно для случаев щелочных серий.

На рис. 2 даны примеры распределения ряда редких элементов в некоторых гранитоидных и нефелин-сиенитовом палингенных разрезах. Они показывают следующие закономерности:

I. В отличие от кристаллизационно-дифференцированных серий большинство элементов в палингенных разрезах обнаруживает не монотонное, а волнообразное распределение с максимумами и минимумами, превышающими уровень содержания в исходных породах;

2. Лишь немногие элементы (Rb, Be, Pb) дают повышенные содержания в анатектитах.

3. В ряде случаев наблюдается "двугорбое" распределение с двумя максимумами: в передовых домагматических гнейсах и в области фронта магматического замещения.

4. Положение максимумов и минимумов содержаний не корре-

5945

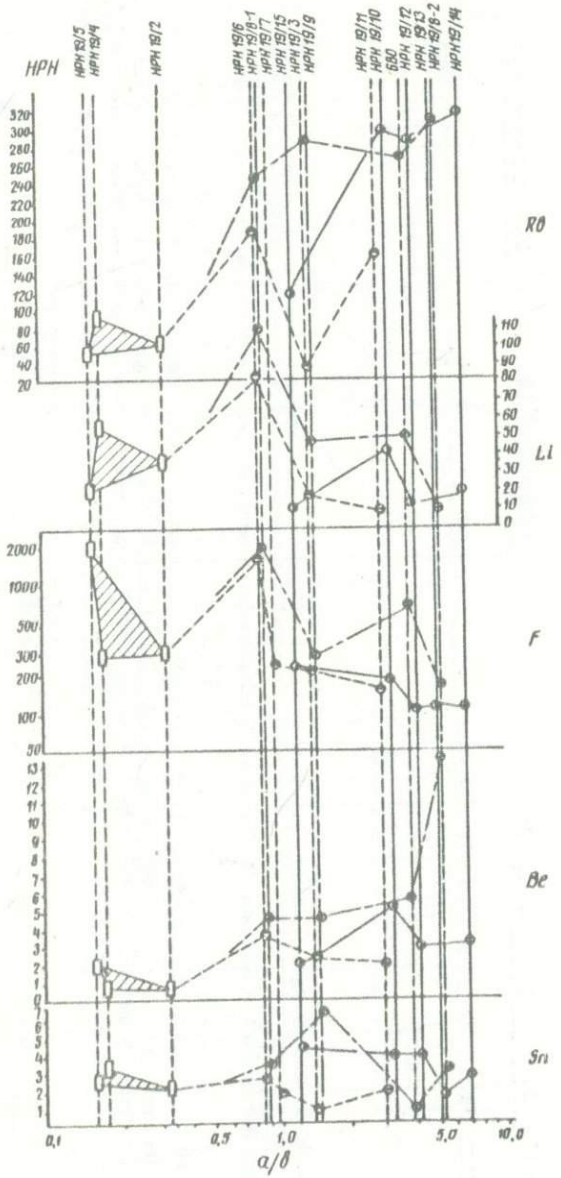

НРН
НРН 15/5
НРН 15/4
НРН 15/2
НРН 15/6
НРН 15/8-1
НРН 15/7
НРН 15/15
НРН 15/3
НРН 15/9
НРН 15/11
НРН 15/10
НРН 15/12
НРН 15/13
НРН 15/8-2
НРН 15/14
RØ
Li
F
Be
Sn
a/ß
0,1
0,5
1,0
5,0
10,0

Рис. 2-1

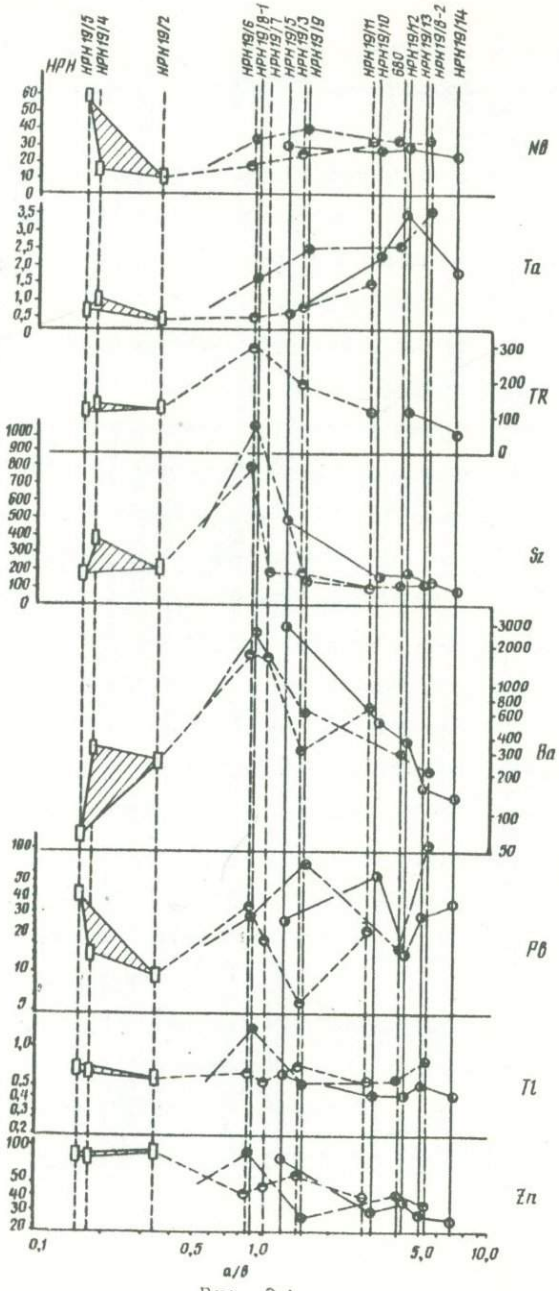

НРН
НРН 19/5
НРН 19/4
НРН 19/2
НРН 19/6
НРН 19/8-1
НРН 19/7
НРН 19/5
НРН 19/3
НРН 19/9
НРН 19/11
НРН 19/10
БВО
НРН 19/12
НРН 19/13
НРН 19/8-2
НРН 19/14
NB
Ta
TR
Sr
Ba
Pb
Tl
Zn
a/b
0,1
0,5
1,0
5,0
10,0

Рис. 2-4

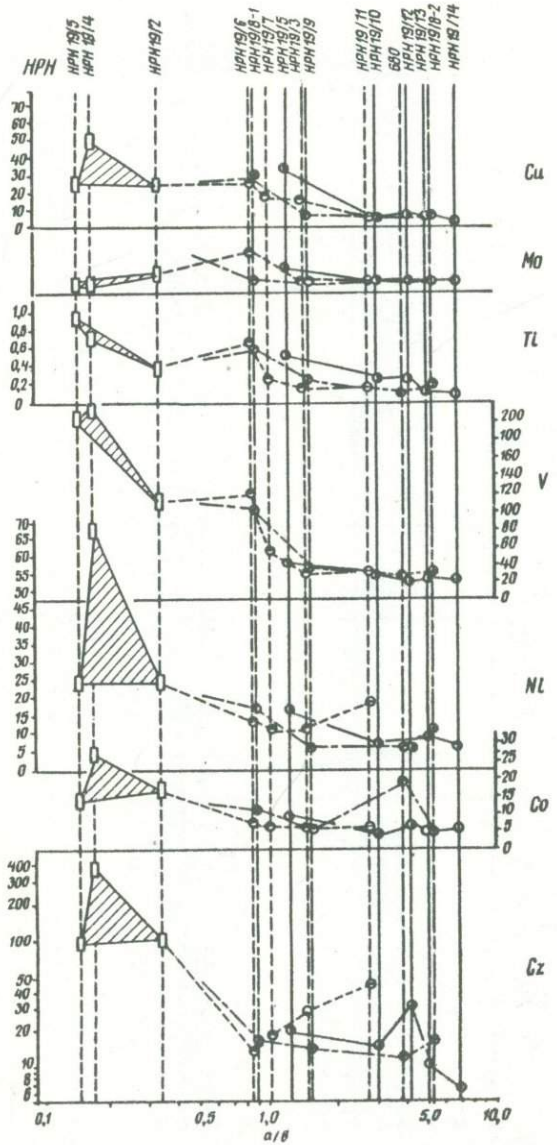

НРН
НРН 19/5
НРН 19/4
НРН 19/2
НРН 19/6
НРН 19/8-1
НРН 19/7
НРН 19/5
НРН 19/3
НРН 19/9
НРН 19/11
НРН 19/10
680
НРН 19/12
НРН 19/13
НРН 19/8-2
НРН 19/14
Cu
Mo
Tl
V
Ni
Co
Cr
0,1
0,5
1,0
5,0
10,0
a/в

Рис. 2-1

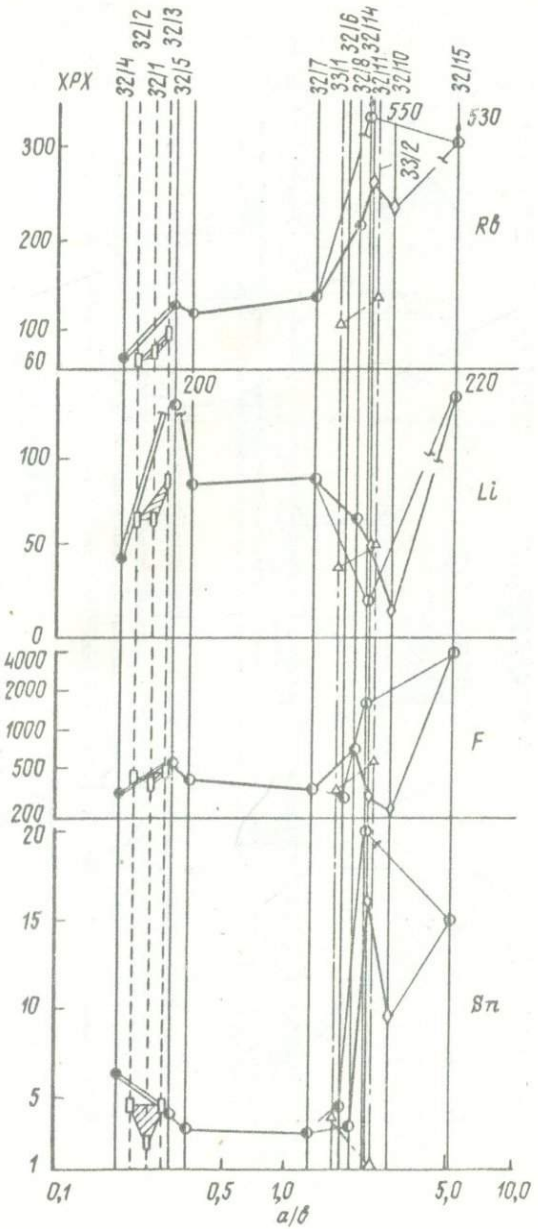

ХРХ
32/4
32/2
32/1
32/5
32/3
32/7
33/1
32/6
32/8
32/14
32/11
32/10
32/15
550
530
33/2
300
200
100
60
Rб
200
220
100
50
0
Li
4000
2000
1000
500
200
F
20
15
10
5
1
Sn
0,1
0,5
1,0
5,0
10,0
a/б

Рис. 2-11

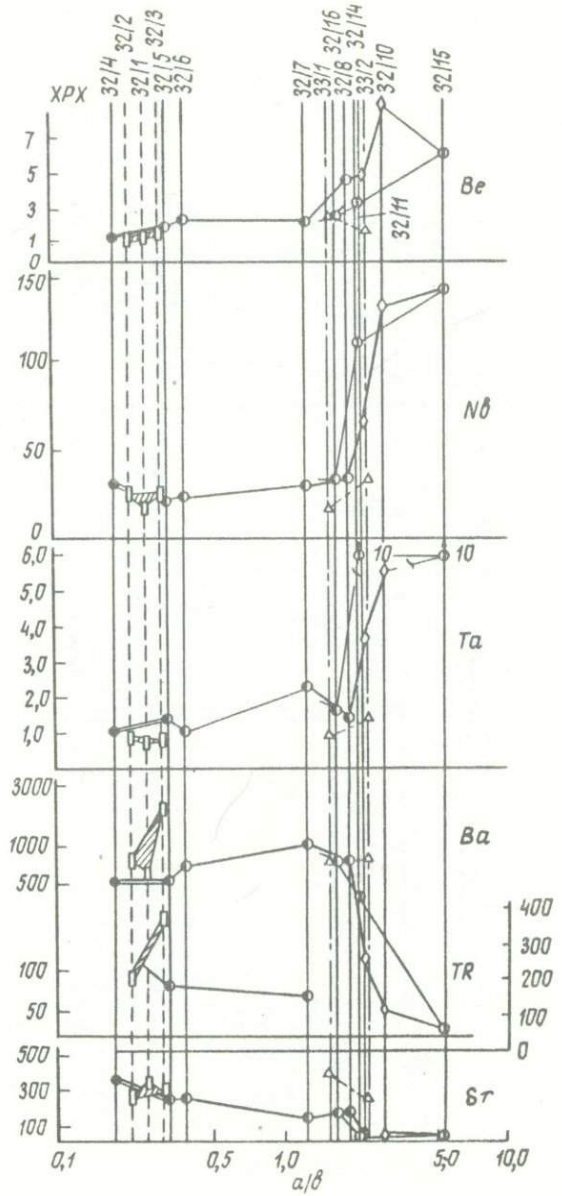

ХРХ
32/4
32/2
32/11
32/13
32/5
32/6
32/7
33/1
32/16
32/8
32/14
33/2
32/10
32/15
32/11
Be
Nb
Ta
Ba
TR
Sr
a/b
0,1
0,5
1,0
5,0
10,0

Рис. 2-11

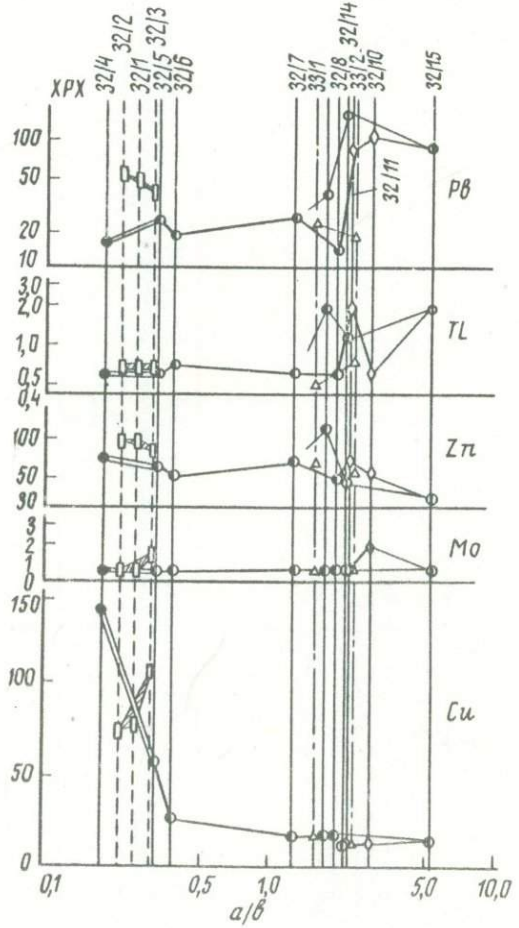

ХРХ
32/4
32/2
32/1
32/5
32/3
32/6
32/7
33/1
32/8
32/14
33/2
32/10
32/15
32/11
Pb
Tl
Zn
Mo
Cu
100
50
20
10
3,0
2,0
1,0
0,5
0,4
100
50
30
3
2
1
0
150
100
50
0
0,1
0,5
1,0
5,0
10,0
a/b

Рис. 2-11

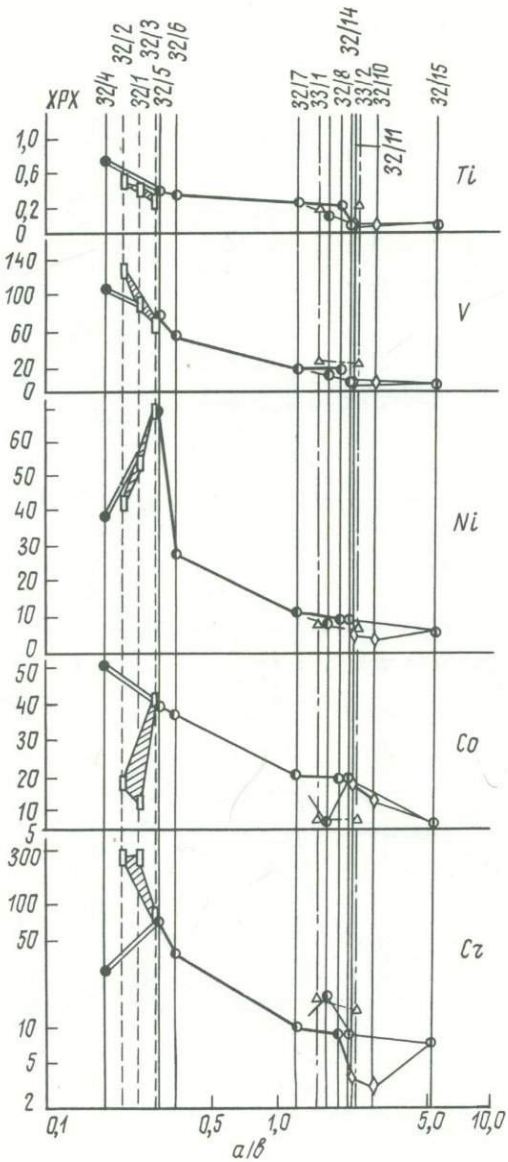

ХРХ
32/4
32/2
32/1
32/3
32/5
32/6
32/7
33/1
32/8
32/14
33/2
32/10
32/11
32/15
Ti
V
Ni
Co
Cr
1,0
0,6
0,2
0
140
100
60
20
0
60
50
40
30
20
10
0
50
40
30
20
10
5
300
100
50
10
5
2
0,1
0,5
1,0
5,0
10,0
a/b

Рис. 2-II

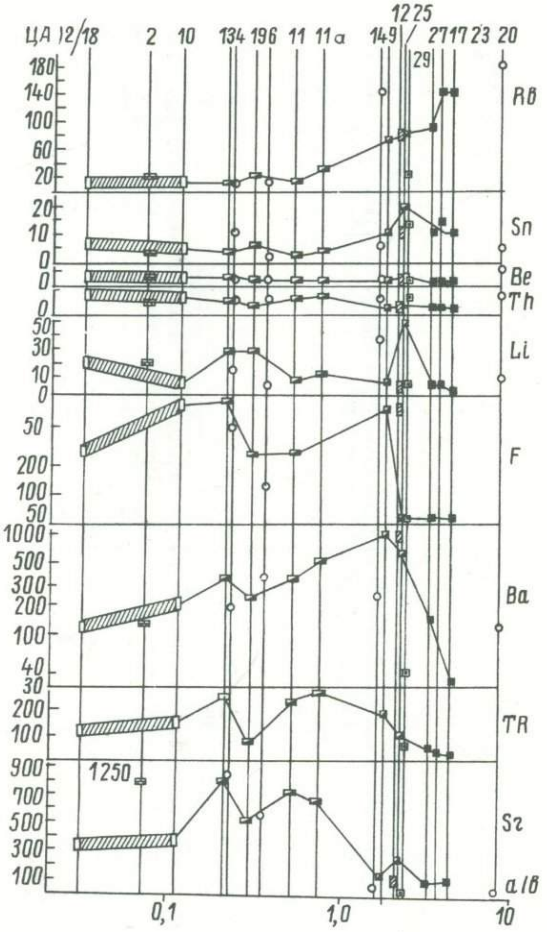


Рис. 2 - III

5945

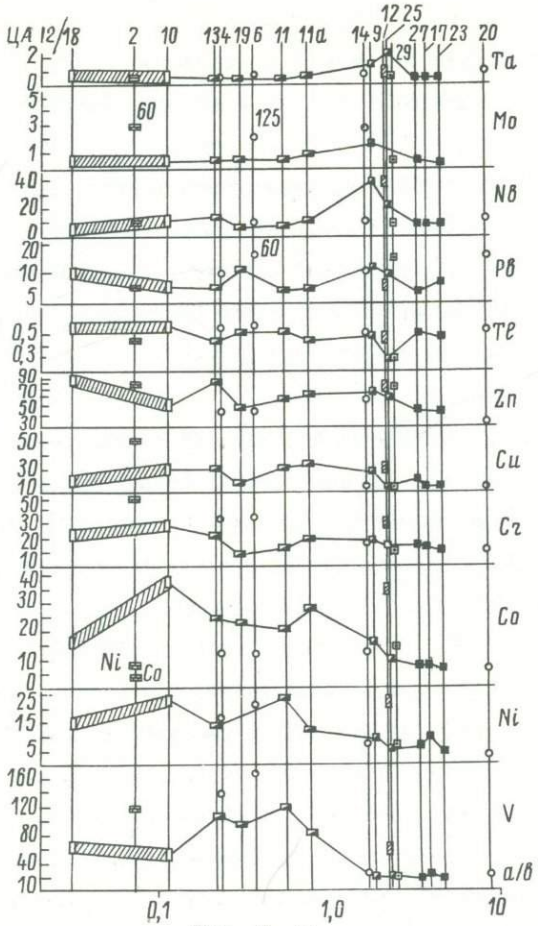


Рис. 2- III

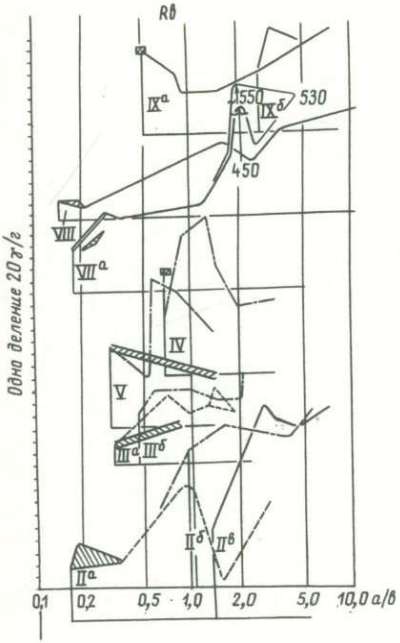
Рис. 2. Содержания редких элементов в разрезах гранитоидных (I, II) и нефелинсиенитовых палингенных пород. Заштрихованные области и прямоугольники - исходные породы; пунктир - плагиоклазовые фации, штрихпунктир - двуполевошпатовые, сплошные линии - калишпатовые, полузалитые знаки - гнейсы и фениты, пустые на рис. I и II - анатектиты. Двойная линия и залитый кружок на рис. II - базификат, ромбы-эндоконтактные фации повышенной щелочности, треугольники - микроклинизированные породы гранодиоритовой формации; на рис. III прямоугольник с кладкой - мрамор, кружки - гнейсы и сланцы, входящие в толщу исходных пород; двойной квадрат - кальцитовый фенит, залитые квадраты - нефелиновые сиениты.

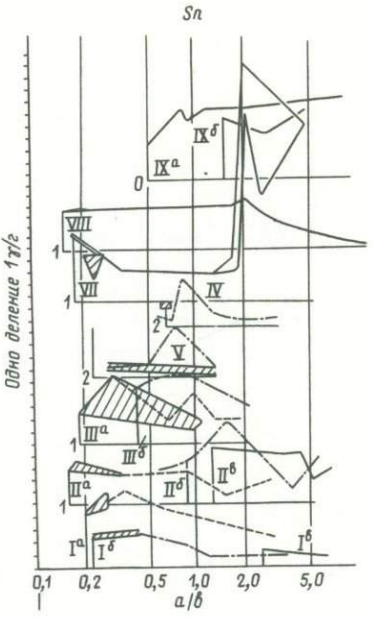
лируется с петрохимическим и минеральным составом пород.

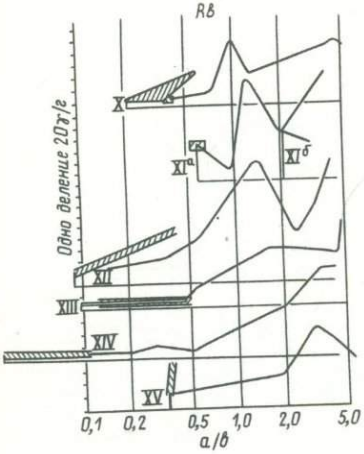
5. Положение максимумов и минимумов для разных элементов, даже геохимически близких - различно (например Rb и Li Be и Sn , Ba и Sr , Nb и Ta, Pb и Ta, Pb и Zn , Co и Ni).

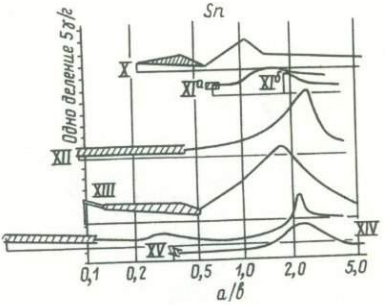
6. Характер распределения определенного элемента в разрезах разных фаций на одинаковых петрохимических интервалах пород - различно. Это хорошо иллюстрируется графиком рис. 2 - НРН, где представлены серии плагиогранитоидов (пунктир), двуполевошпатовых (штрих-пунктир) и микроклиновых (сплошная линия) гранитоидов.

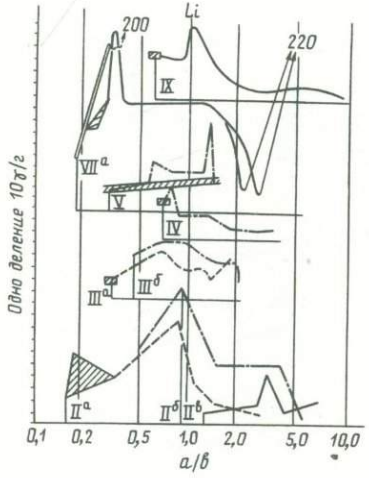
Последняя закономерность еще лучше иллюстрируется рис. 3, где сведены вариационные графики отдельных элементов в разрезах различных фаций, перечисленных в подписи к рисунку. Фации расположены в соответствии с парагенетическими диаграммами гранитоидных пород Д.С. Коржинского и нефелиновых сиенитов А.С. Павленко, Л.В. Филиппова /Коваленко, Окладникова и др. (1965)/ в порядке возрастания потенциала калия относительно натрия, т.е. от I разреза к IX в гранитоидах и от X к XУ в нефелиновых сиенитах. Не вдаваясь в детальный анализ графиков, отметим их главные особенности. Имеется отчетливая тенденция: максимумы содержаний на вариационных графиках смещаются в сторону лейкократовых пород при переходе от натровых фаций к калиевым. В гранитоидных фациях в этом же направлении растет амплитуда вариаций содержаний и соответственно величина пиков. Геохимически это имеет немаловажное значение. Мелано- и мезократовые породы натровых фаций (плагиогнейсы, плагиофениты) имеют значительную поперечную протяженность, что в сочетании с низкими концентрациями редких компонентов ставит их в ряд

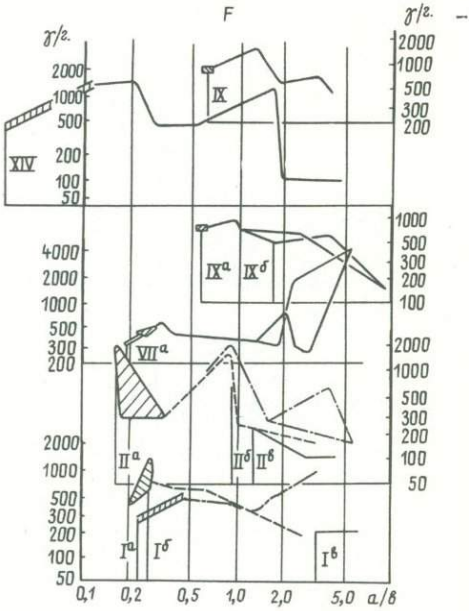

Rb
Одно деление 20 γ/г
IX^a
550
IX^б
530
450
VIII
VIII^a
IV
V
III^a III^б
II^б
II^a
0,1 0,2 0,5 1,0 2,0 5,0 10,0 a/б

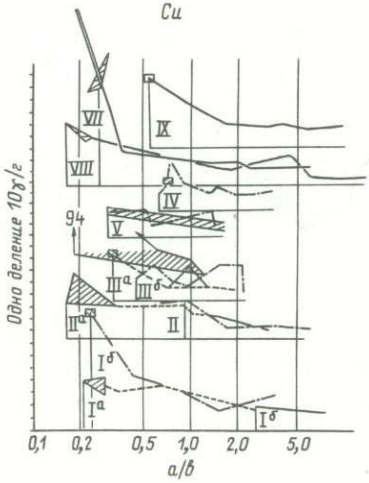

Sn
Одно деление 1 γ/г
IX^б
IX^a
0
VIII
1
VII
IV
2
V
III^a
III^б
II^б
II^a
I^a
I^б
0,1 0,2 0,5 1,0 2,0 5,0
a/б

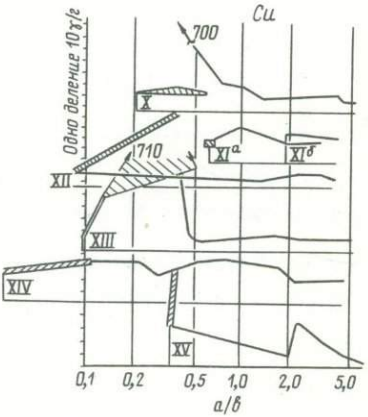

Rb
Одно деление 20 γ/г
X
XI^a
XI^б
XII
XIII
XIV
XV
0,1 0,2 0,5 1,0 2,0 5,0
a/б

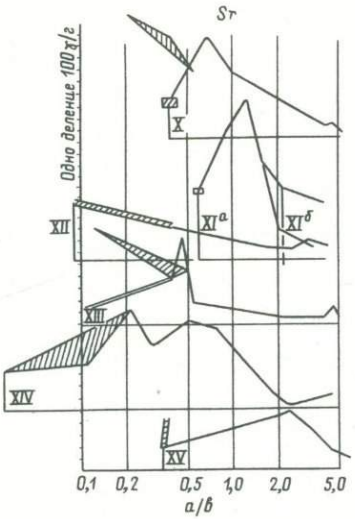

Sn
Одно деление 5 γ/г
X
XI^a
XI^б
XII
XIII
XIV
XV
0,1 0,2 0,5 1,0 2,0 5,0
a/б

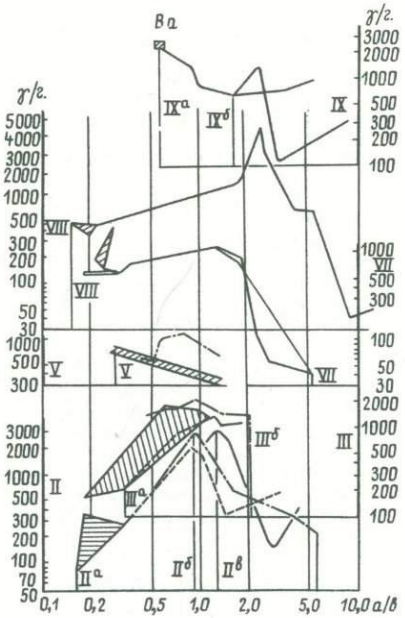

Li
200
220
Одно деление 10 γ/г
0,1 0,2 0,5 1,0 2,0 5,0 10,0
а/б


F
γ/г.
2000
1000
500
300
200
100
50
4000
0,1 0,2 0,5 1,0 2,0 5,0 а/б


Cu
Одно деление 10 γ/г
94
0,1 0,2 0,5 1,0 2,0 5,0
а/б


Cu
Одно деление 10 γ/г
700
1710
0,1 0,2 0,5 1,0 2,0 5,0
а/б


Sт
Одно деление 100 г/г
XIII
XI^а
XI^б
XIV
XV
0,1 0,2 0,5 1,0 2,0 5,0
а/в


Ва
γ/г.
5000
4000
3000
2000
1000
500
300
200
100
50
30
IX^а
IX^б
IX
VIII
VII
V
III^б
III
III^а
II
II^а
II^б
II^в
0,1 0,2 0,5 1,0 2,0 5,0 10,0 а/в

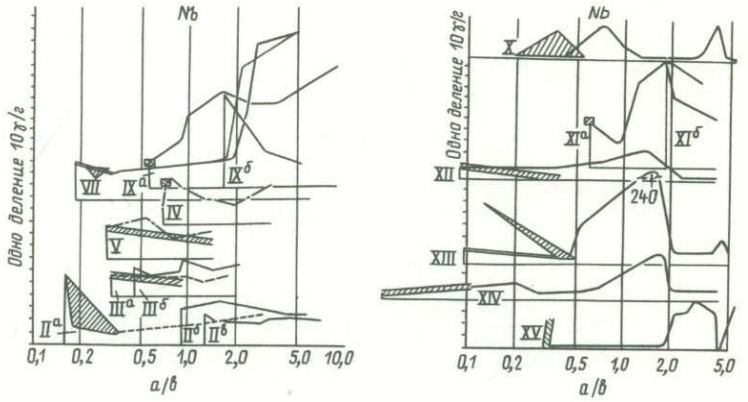


Рис.3. Совмещенные графики содержаний редких элементов в разрезах палингенных гранитоидных(I-IX) и нефелинсиенитовых (X-XУ) пород в зависимости от отношения параметров а/в системы А.Н.Заварицкого. Построены на основании графиков по отдельным разрезам типа рис. 2. Заштрихованные области - исходные породы, пунктир - плагиоклазовые фации; штрихпунктир - двуполевошпатовые; сплошные линии - калишпатовые и нефелинсиенитовые; тонкие линии - анатектиты, двойные - базификаты. $I^{а}$, $I^{б}$, $II^{а}$, IУ,У - габбро-диорит- плагиогранитная формация; $II^{б}$, $III^{а}$, $III^{б}$ - гранодиоритовая; $I^{в}$, $II^{в}$, УП,УШ, IX, X-XУ - гранитная - щелочногранитоидная. Графики, отвечающие отдельным минеральным фациям, расположены по возрастанию μK_2O от I к IX в гранитоидах и от X к XУ в нефелиновых сиенитах в соответствии с диаграммами зависимости парагенезисов гранитоидных пород от μNa_2O и μK_2O Д.С.Коржинского и аналогичной диаграммы для нефелиновых сиенитов А.С.Павленко и Л.В.Филиппова. Арабские цифры на графиках Sn - начало отсчета.

малоперспективных, как областей мобилизации рудного вещества при последующих гидротермальных процессах. Напротив, более лейкократовые породы калиевых палингенных фаций локализуется в виде узких зон, обычно в приконтактных частях аллохтонных интрузий и именно к ним оказываются приурочены гидротермальные концентрации многих рудных элементов.

Механизм перераспределения редких элементов в палингенном процессе требует специального обсуждения, и здесь мы укажем только, что рассмотренные модели нельзя объяснить кристаллохимическими факторами, либо законами распределения в системе кристалл - жидкость при селективном плавлении. Безусловно, здесь ведущую роль играют сложные кинетические явления с участием потока фильтрующихся растворов. Ю.В. Алехиным экспериментально установлено /Жариков, Алехин (1971)/, что дифференциация растворенных компонентов при фильтрации происходит всегда, вне зависимости от природы и состава фильтра и раствора. При этом в фильтре (и на его тыловой границе) возникает максимум концентраций "отстающих" компонентов - катионов, стационарно сохраняющийся при наличии градиента давления, что имеет место и на гидрофобизированных фильтрах. Естественно, никакие химические и сорбционные процессы, ведущие в пределе к насыщению фильтра, не могут объяснить открытый эффект. Ю.В. Алехин, назвавший этот процесс "бародиффузией", отождествляет его существо с осматическим давлением, но действующим фактором здесь является давление, а результатом - градиент концентрации. В таком случае это явление можно свести к фильтрационной способности компонентов, а подвижность компонентов может быть однозначно описана парциальными мольными объемами их (реальных - Авторы)

подвижных форм. Исходя из существующих химических представлений о парциальных мольных объемах возможных подвижных форм элементов в условиях гидротермального процесса, Ю.В. Алехин предложил следующий ряд их подвижности, или, что то же самое, последовательности максимумов концентраций: $Al < Fe^{+3} < Zn, Mg \leq Mn^{+2}, Fe^{+2}, Cu^{+2} < Ni, Co^{+2} < Sr, Ca < Ba < Pb < Li < Na < K < Cs < Rb$.

Сохранение фильтрационного эффекта, по мнению Ю.В. Алехина можно ожидать для флюидов с плотностью вплоть до 0,3–0,5 $г/см^3$, что вполне допустимо для условий амфиболитовой фации.

Приведенный в работе материал может быть, по нашему мнению, генерализован в рамках бародиффузионной концепции Ю.В. Алехина. Действительно, во всех химически разнородных моделях домагматического метасоматоза мы видим дифференциальное перераспределение компонентов, необъясненное с позиций реакционных или кристаллохимических (изоморфных) представлений. Напомним, что волны концентраций и их разобщенность обнаруживается: а) и для рассеянных и для концентрированных (акцессорных) форм второстепенных компонентов, б) в пределах одной минеральной фации без признаков изменения химических и ТР-условий, в) в минералогически и петрохимически различных породах, в общем случае, вне зависимостей, которые могут быть объяснены изоморфным вхождением.

Все это указывает на то, что ответственным за перераспределение компонентов можно признать именно инфильтрацию растворов, производивших метасоматоз исходных пород. Градиент давления, как причина направленного движения растворов, пока что не фиксируется геохимическими свидетельствами и поэтому принимается постулативно для этих явлений.

На рис. 4 приведены генерализованные данные по содержаниям некоторых редких элементов в гранитоидных формациях, их фациях и фазах региона, начиная от габбро-диорит-плагиогранитной в каледонской эвгеосинклинали и кончая гранитами этапа мезозойской активизации. Геолого-петрографическую характеристику рассматриваемых комплексов можно найти в работах: Магматизм и металлогения МНР, (I97I), Маринов, (I970), Геология СССР, (I966), Павленко, Быховер, (I97I), Коваленко, Кузьмин и др. (I97I). Эволюция палингенных гранитоидов и щелочных пород на этапах геосинклинальном, орогенном и активизации отражена заштрихованной областью и линиями I и I8 (последняя для нефелиновых сиенитов). Для сопоставления на графики нанесены линии содержаний элементов в средних типах пород, построенные по данным последних сводок Тэйлора (I972), Turekian, Wedepohl (I96I), Wedepohl (I969-I970). Эти средние цифры объединяют генетически разнородные породы, однако в них значительную долю, судя по источникам - свыше половины, составляют продукты базальтовых кристаллизационно-дифференцированных серий. Монотонный, однонаправленный характер изменения средних содержаний отдельных элементов отвечает механизму кристаллизационной дифференциации /Рябчиков (I965)/.

Графики палингенных формаций составлены по выборкам пород из контуров магматических тел, как автохтонных, так и перемещенных. Последние не несут прямых геологических свидетельств палингенного происхождения. Соответствие плана распределения в них редких элементов (по преимуществу немонотонного) с распределением в конкретных палингенных разрезах (рис. 2, 3) служит в этом случае важнейшим геохимическим подтверждением

3943

их возникновения в процессе палингенеза, что может иметь особое значение для регионов, где уровни зарождения расплавов недоступны.

На графиках рис. 4 выделена вариационная линия интрузивных формаций региональных разломов и наложенных орогенных прогибов, которые мы объединяем в группу банатитовых / Павленко, Лувсан-Данзан и др. (I97I), Коваленко, Кузьмин и др. (I97I и которые, по ряду геолого-петрографических признаков, имеют гибридное происхождение, со значительной долей участия глубинного базальтового вещества. Несмотря на значительное петрохимическое сходство с палингенными сериями геосинклинальных формаций (табл. I, рис. 4 линия 9) банатиты имеют вполне самостоятельный стиль распределения редких элементов, четко отличный от палингенных серий и имеющий некоторые черты сходства с трахиандезитовыми. Связь банатитов с глубинными базальтами подчеркивается близостью содержаний в последних и в габбровых членах серии элементов группы железа, меди, стронция, бария.

Второй важнейшей отличительной чертой геохимии палингенных формаций, следующей из графиков рис. 4, является непрерывность и преемственность в содержаниях редких элементов в последовательных формациях. Это вытекает из упоминавшейся уже общей закономерности: последующие палингенные формации возникают в основной своей массе за счет вещества предыдущих ("правило экономии"). Особенно показательно в этом отношении положение фаций нормальных микроклиновых гранитов (II, Iб), которые слагают подавляющий объем гранитной щелочно-гранитоидной формации орогенного этапа и продолжают геохимические тенденции, вы-

5945

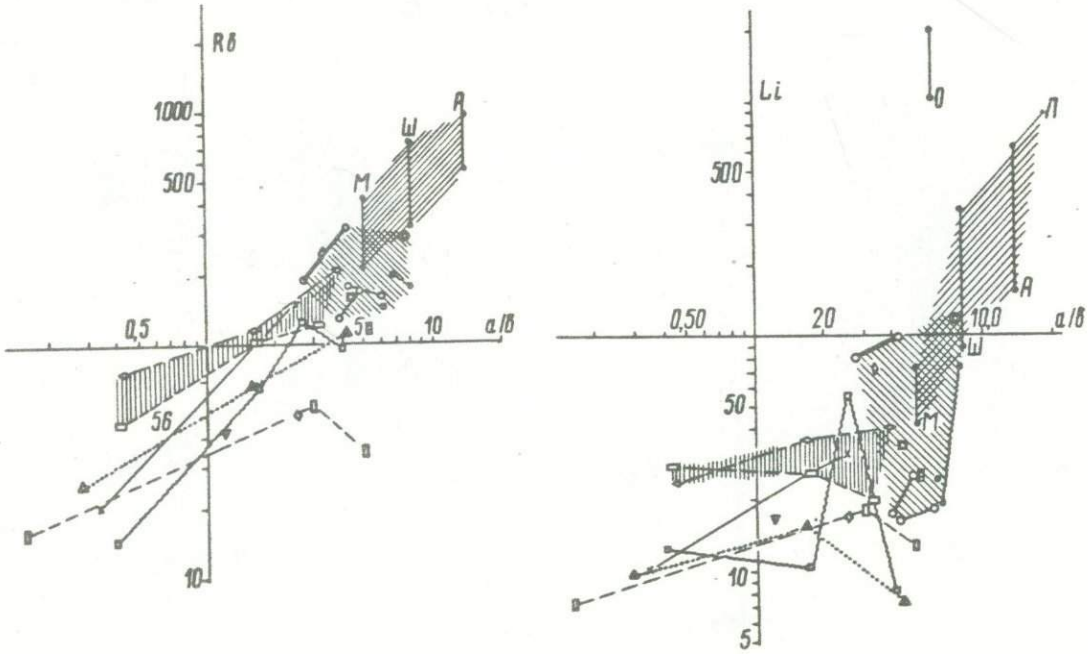
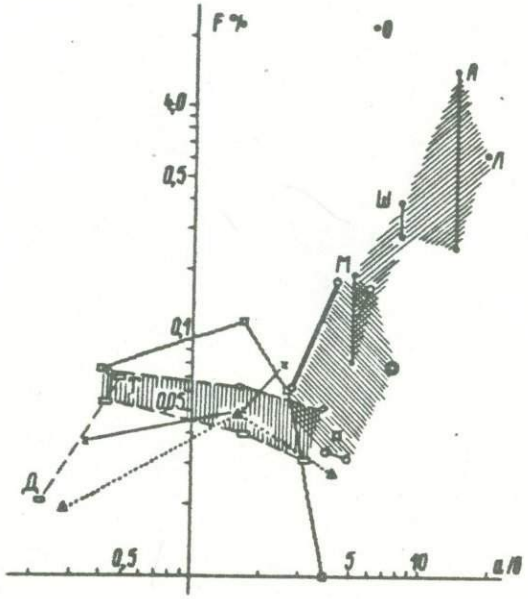
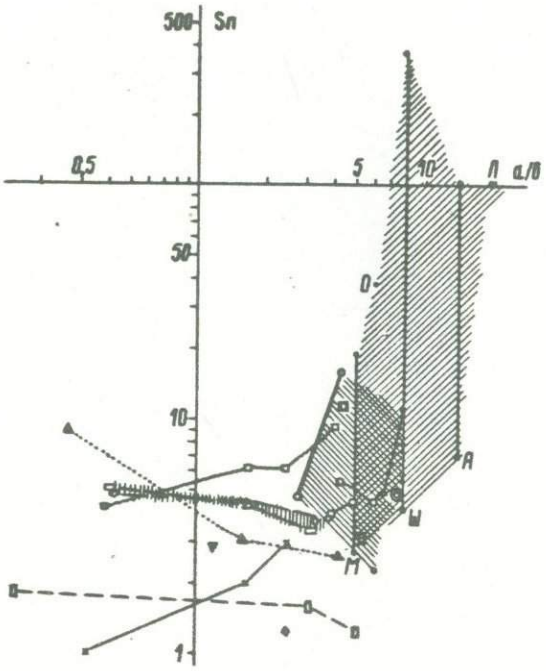


Рис. 4 (подпись см. на стр. 58-59)


F %
4,0
0,5
0,1
0,05
0,5
5
10
д/п
А
Л
Ш
М
Д


500
Sn
0,5
5
10
Л
д/п
50
10
1
О
А
Ш
М

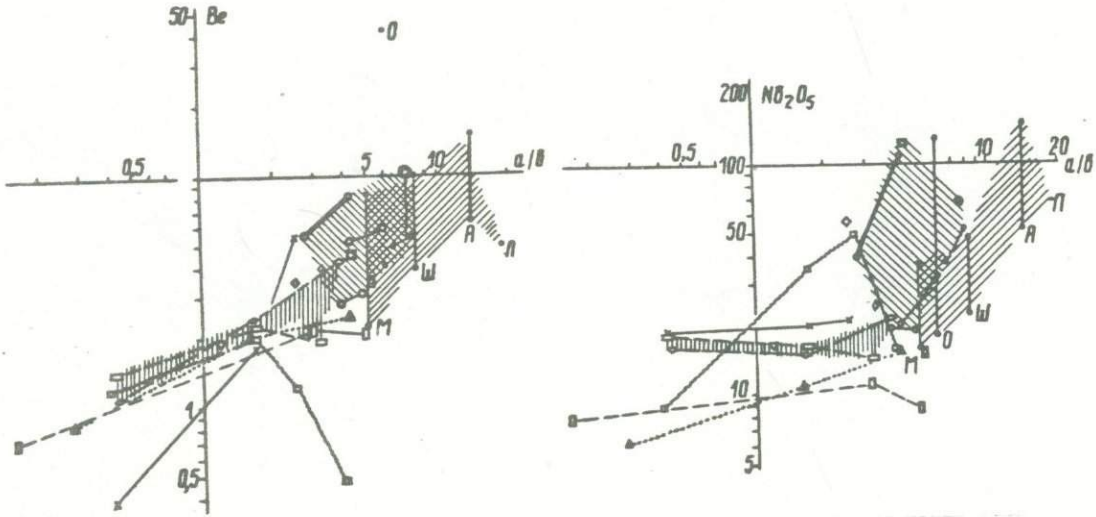


Рис. 4 (подпись см. стр. 58-59)

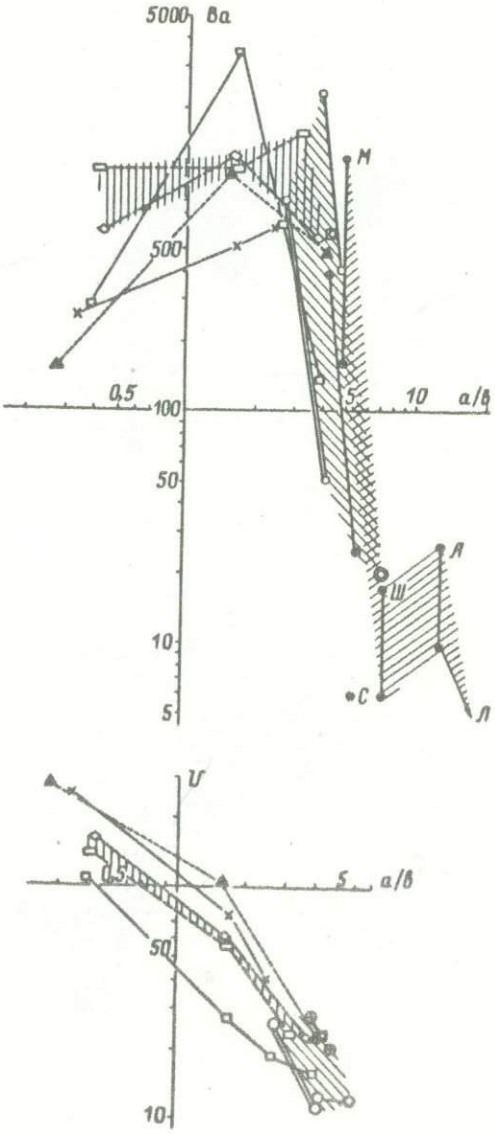
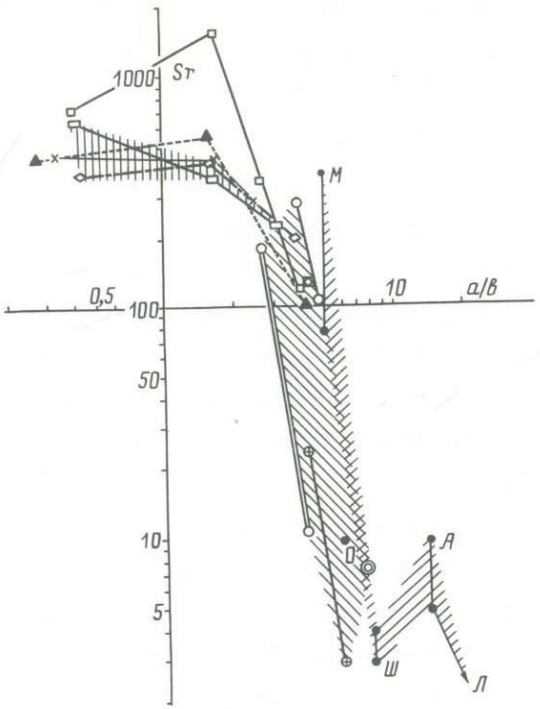
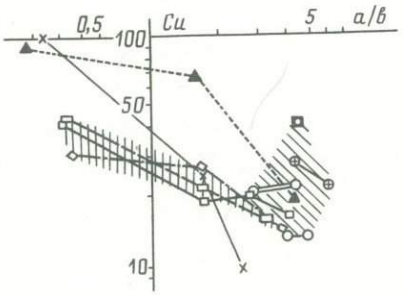


Рис. 4 (подпись см. стр. 58-59)





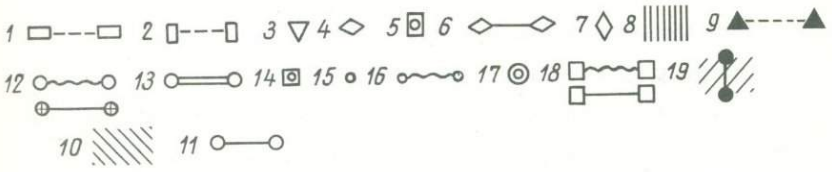


Рис. 4 (подпись см. стр. 58-59)

Рис.4. Вариации содержаний некоторых редких элементов и их отношений в породах гранитоидных формаций Монголии и Вост. Тувы. По оси ординат -содержания элементов в г/т; по оси абцисс - отношение параметров а/в системы А.Н.Заварицкого.

Габбро-диорит-плагиогранитная формация . I. В зонах сиалического типа(Тэлминский и Дзурунтайский комплексы каледонид Северной и герцинид Южной Монголии соответственно). 2. В зонах симатического типа Тохтогеншильский комплекс каледонской эвгеосинклинали Западной Монголии. 3. Диорито-сиениты. 4. Плагиосиениты. 5.Микроклинизированные гранодиориты(3-5 в составе Тохтогеншильского комплекса). Гранодиоритовая формация. 6. Хангайский, Тарбагатайский, Эгиндобинский комплексы терригенной, регенерированной, герцинской геосинклинали Центральной Монголии. 7. Алтайский комплекс. 8.Область составов пород геосинклинальных формаций. Батолитовые формации. 9. Габбро-диорит-плагиосиенитовая формация. Цагансубургинский комплекс Южно-Монгольской складчатой области; адамелит-граносиенитпорфировая формация.Цагансубургинский комплекс. Гранитная-щелочногранитоидная формация. I0. Область составов гранитных пород. II. Нормальные гранаты Огнитского, Бреньского, Нумургинского комплексов Восточной Тувы и Северной Монголии. Шараусгольский комплекс Центральной Монголии. I2. Субщелочные и щелочные граниты в составе тех же комплексов. I3. Фации редкометальных гранитов в составе тех же комплексов. I4. Щелочные граниты в составе сиенит-нефелинсиенитовых Сангиленского и Уджигинского комплексов Восточной Тувы и Северной Монголии. I5. Нормальные граниты Хар-

5945

хиринского комплекса Монгольского Алтая. I6.Субщелочные и щелочные граниты того же комплекса. I7. Щелочные граниты массива Хан-Богдо Южно-Монгольской складчатой области. I8. Нефелиновые сиениты Сангиленского и Уджигинского комплексов Восточной Тувы и Северной Монголии. Геохимические типы гранитоидов этапа мезозойской активизации Восточной Монголии. I9. Область составов гранитоидных пород. М - тип стандартных гранитов - Модотинский, Ш - тип литий-фтористых гранитов Шарахадинский, О - онгонитов, А - альбит-амазонитовых гранитов, Л - альбит-лепидолитовых гранитов . 20 -содержания элементов в средних типах пород.

Средние содержания главных компонентов в группах пород, представленных на рис.4 даны в табл.I(соответствующие номера подчеркнуты в графе 4).

5945

Средние составы пород гранитоидных формаций Монголии и Восточной Тувы

Породы	Формация	Комплекс	№№ выборок на рис. 4	n	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
I	2	3	4	5	6	7	8	9	I0	II	I2	I3	I4
Базиты	Габбро-диорит-плагио-гранитная	Телминский	Iт	I5	49,65	I,3I	I5,89	I0,29	0,I7	7,I6	7,92	3,3I	I,98
		Дзурунтайский	I	4	48,23	0,79	I5,55	8,57	0,I3	I0,7I	8,86	0,58	0,I9
		Тохтогеншил	2	5	43,04	0,94	20,30	9,88	0,I2	I0,4I	II,39	2,33	0,5I
		Телм+Дзурунт	I	I9	49,35	I,20	I5,89	9,93	0,I6	7,9I	8,33	3,06	I,70
	Гранодиорит	Хан+Эгин+Тарб	6	9	54,72	0,66	I4,00	7,83	0,II	I0,4I	6,I5	2,82	I,54
	Банатитовые	Эрд+Цагансубур	9	5	49,2I	0,78	I4,64	I0,22	0,I4	9,43	I0,35	2,3I	0,59
Диоритсиениты	Габбро-диорит-плагиогранит	Тохтогеншил	3	5	59,95	0,62	I6,24	6,64	0,I0	2,74	4,49	4,38	3,03
Плагиосиениты		Тохтогеншил	4	7	6I,00	I,I7	I6,33	5,82	0,I3	I,5I	2,6I	5,57	5,I8
Гранодиориты		Телминский	I	I9	65,78	0,49	I5,99	4,84	0,I0	2,I0	3,5I	3,35	2,96
		Дзурунтайский	I	25	66,74	0,47	I5,86	4,I6	0,I0	I,63	3,I2	4,22	2,79
	Грано-диоритовая	Ханагайский	6	32	64,3I	0,69	I5,I8	5,4I	0,II	2,37	3,39	3,54	3,56
		Эгиндабинский	6	I5	65,I7	0,47	I5,82	4,34	0,07	I,94	3,27	3,74	3,26
		Тарбагатайский	6	I0	65,22	0,44	I6,I2	4,76	0,09	2,I8	3,75	3,63	2,9I
	Габбро-диорит-планио-гранит	Тохтогеншил	2	5	6I,05	0,83	I6,8I	6,4I	0,I2	2,85	4,92	3,46	2,58
		Телм+Дзурунт.	I	44	66,33	0,48	I5,92	4,45	0,I0	I,83	3,29	3,84	2,85
	Гранодиорит	Хан+Эгин+Тарб	6	57	64,70	0,59	I5,5I	5,0I	0,I0	2,22	3,42	3,6I	3,37
	Банатитовые	Эрд+Цагансубур	9	I7	64,30	0,52	I5,58	5,0I	0,I2	2,00	3,50	4,32	2,9I
Плагиограниты	Гранодиорит	Алтайский	7	I8	7I,I5	0,3I	I4,25	2,87	0,05	I,05	I,85	3,25	4,09
Плагиограниты Граниты	Габбро-диорит-плагио-гранит.	Тохтогеншил	2	8	7I,I0	0,29	I5,I4	2,84	0,06	0,89	2,89	4,23	2,37
		Телм+Дзурунт	I	I5	73,00	0,23	I4,I7	2,36	0,I0	0,43	I,54	3,68	3,56
Граниты	Гранодиорит	Хан+Эгин+Тарб	6	I5	72,65	0,23	I4,I2	2,22	0,II	0,40	I,36	3,88	4,22
Лейкограниты	Банатитовые	Эрд+Цагансубур	9	I2	73,26	0,I9	I3,78	2,6I	0,05	0,38	0,88	3,78	4,53

Норм. граниты Лейкограниты	Гранитная-щелочно-гранитоидная	Нум+Брень+Сютх	II	26	68,I4	0,4I	I5,55	3,I8	0,I0	0,87	I,79	3,93	4,96
		Нум+Сютх+Шараус	II	45	74,00	0,20	I3,54	I,8I	0,08	0,45	I,00	3,87	4,30
Микроклинизир. гранодиориты		Хархиринский	5	6	7I,83	0,2I	I4,25	2,30	0,05	0,63	2,03	3,82	4,6I
Граниты		Хархиринский	I5	33	73,3I	0,22	I3,60	2,I3	0,05	0,42	I,I0	4,20	4,58
Субщел. граниты		Нум+Сютх	I2	I0	74,34	0,I7	II,48	3,68	0,I8	0,I7	0,72	4,34	4,67
Щелоч. граниты		Харх+Нум+Сютх	I2	I0	75,33	0,I5	I2,49	2,20	0,08	0,23	0,32	4,44	4,I4
Субщел. граниты		Хархиринский	I6	23	74,86	0,I4	I2,8I	I,75	0,04	0,22	0,79	3,84	4,86
Щелоч. граниты		Хархиринский	I6	I4	74,63	0,I7	II,89	2,82	0,I0	0,I6	0,58	4,47	4,9I
Ред.мет.фации норм. гранитов		Харх+Нум+Сютх	I3	7	72,43	0,4I	I3,29	3,72	0,I0	0,99	I,35	3,I6	3,33
Ред.мет.фации лейкогранитов		Харх+Нумург	I3	I0	74,37	0,I4	I3,I0	2,58	0,07	0,23	0,92	4,I9	4,02
Щел. граниты в неф. сиенитах		Нум+Сютх+Санг	I4	II	68,96	0,32	I4,55	4,I9	0,I2	0,44	I,00	5,29	4,60
Щел. граниты		Ханбогдинский	I7	20	73,2I	0,28	9,68	6,48	0,2I	0,22	0,4I	5,05	4,55
Меланократ. неф. сиениты		Удж+Сютх+Санг	I8	9	45,36	I,I5	I6,55	I0,22	0,I5	4,55	I5,08	3,86	I,04
Мезократ. неф. сиениты		Удж+Сютх+Санг	I8	I8	49,63	0,79	I8,98	I0,I5	0,2I	I,I2	6,54	6,67	4,34
Ред.мет.фации неф. сиенитов		Удж+Сютх+Санг	I8	20	55,80	0,49	I9,88	6,58	0,I5	0,76	3,04	6,38	5,50
Лейкократ. неф. сиениты		Удж+Сютх+Санг	I8	I8	55,98	0,II	2I,37	6,05	0,II	0,34	2,I2	8,89	4,24
Стандартные граниты	Активизации		I9М		72,5		I4,I	2,4	0,I	0,3	I,4	3,9	4,4
Литий-фторист. аляскиты			I9Ш		75,5		I2,2	I,9	0,0	0,I	0,6	3,9	4,6
Амазонит-альбитов. граниты			I9А		75,0		I3,0	I,6	0,I	0,0	0,4	4,4	4,4
Альбит-лепидолит. граниты			I9Л		7I,5		I5,4	0,7	0,0	0,I	0,2	6,5	3,8
Онгониты			I9О		7I,0		I5,9	0,7	0,2	0,I	0,5	5,9	3,5
Агпаитовые граниты			I9АГ		74,4	0,07	II,49	3,2I	0,03	0,03	0,3	4,86	4,8I

раженные в конечных гранитоидных членах геосинклинальных формаций. Вся формация орогенного этапа в целом - (I0) оказывается по содержаниям редких элементов связующим звеном между формациями геосинклинальными и этапа активизации (8, I9). При этом, обогащенные рядом литофильных редких элементов литий-фтористые фации последней (I9 - Ш, А, Л) непосредственно продолжают тенденцию редкометальных фаций гранитоидов орогенной формации - (I3), которые, вероятно, и явились материнским веществом для литий-фтористых гранитов.

Формации, не связанные генетической последовательностью и источником вещества естественно не будут иметь и непрерывных геохимических признаков. Примерами могут служить выделенные нами банатитовые формации, а также хорошо известные формации габбро-плагиогранитов офиолитовых поясов /напр. Паланджян (I97I)/, плато-базальтовых интрузий и т.п.

Зависимость редкометального состава палингенных пород от состава родоначальных толщ является достаточно очевидной. Она обсуждалась ранее для случая орогенных гранитоидов /Тугаринов, Павленко и др. (I969), Павленко, Быховер (I97I)/ и логически вытекает из диаграмм рис. 2, 3. Для габбро-диорит-плагиогранитной формации геосинклинального этапа яркий пример зависимости от состава исходных пород дает сравнение линий содержаний элементов в Тохтогеншильском - (2) и Тэлминском-Дзурунтайском - (I) комплексах Монголии (рис. 4). Первый, отличающийся резко пониженными содержаниями литофильных редких элементов, развит за счет эвгеосинклинальных толщ; Тэлминский и Дзурунтайский возникли в геоантиклинариях при палингенезе толщ миогеосинклинального типа.

Наконец, следует отметить еще одну специфическую черту палингенных формаций, на которую уже обращалось внимание / Павленко, Филиппов(1972), Павленко(1972) / : дисперсии содержаний редких элементов и их отношений между собой и с породообразующими элементами возрастают в последовательном ряду палингенных формаций. Этот эффект связан с обсуждавшимися выше особенностями палингенной миграции вещества(рис. 2, 3) и, естественно, усиливается с каждым новым этапом палингенеза, что хорошо прослеживается на графиках рис.4. Кристаллизационно-дифференцированные серии дают обратную картину /Ноккольдс, Митчел(1952) / . Дисперсии редких элементов в них уменьшаются от ранних аккумулятивных дифференциатов к поздним.

Главные геохимические черты последовательных палингенных формаций - конвергентны, т.е. они закономерно повторяются в истории складчатых областей разного возраста и местоположения.Смена вещественного состава и динамических условий вкрест простирания складчатой области сопровождается латеральной сменой синхронных гранитоидных формаций. Следовательно, причины геохимической эволюции палингенных образований в рамках отдельного тектономагматического цикла не могут быть связаны с изменением состава агентов гранитизации мантийного происхождения, для которых столь локальные и кратковременные флюктуации невероятны. Эволюция планетарного процесса дегазации может отразиться только в масштабе всей истории земной коры и ее магматизма, в генеральных геохимических характеристиках разных эпох. Изменение палингенных формаций складчатой области обязано только изменению вещества и условий в пределах коры на протяжении геосинклинального цикла. Источником агентов палингенеза (вода, лету-

чие, щелочи) и немногих, связанных с ними редких элементов(Rb , Pb , Be) являются не колонны мантийных флюидов, а граничные зоны фаций метаморфизма, на которых они мобилизуются в ходе метаморфических реакций(амфиболитовой, гранулитовой, эклогитовой). Главная масса породообразующих и редких элементов имеет источником исходные породы и лишь перераспределяется в процессах палингенеза и магматического замещения.

ЛИТЕРАТУРА

Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Приняткина Л.А., Климов Л.В., 1972. Гранулитовая фация метаморфизма. Изд-во "Наука", Ленинград, 256 стр.

Engel A.E.J., C.G. Engel. 1958. Progressive metamorphism and granitisation of the major paragneiss, northwest Adirondack mountains, New York. Part I: Total Rock. Bull. Geol. Soc. Am., v. 69. p.p. 1369–1414.

Жариков В.А., Алехин Ю.В., 1971. Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта. В сб. "Тезисы докл. I семинара по кинетике и динамике геохимических процессов". М., стр. 25–26.

Жданов В.В., 1966. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Изд-во "Наука", Москва.

Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.,Перфильев А.С. 1971. Герциниды Монголии и проблема палеотетиса. В сб. "Проблемы теоретической и региональной тектоники" к 60-летию академика А.Л. Яншина. Отв. ред. А.В. Пейве, изд-во "Наука" М., с. 87-104.

Коваленко В.И., Окладникова Л.В., Павленко А.С., Пополитов Э.И., Филиппов Л.В., 1965. Петрология среднепалеозойского комп-

лекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. В сб. "Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований", отв. редактор Шмакин Б.М., изд-во "Наука", М., с. 3-75.

Коржинский Д.С., 1970. Режим кислотности и щелочности трансмагматических растворов. В кн.:"Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования", ред. П.М. Татаринов, изд-во "Наука", Ленинград, стр. 163-169.

Геология СССР. т. XXIX. Тувинская АССР, 1966. Ред. Г.А. Кудрявцев, В.А. Кузнецов. Изд. "Недра", Москва, 459 стр.

Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П., Нагибина М.С., Павленко А.С., Горегляд А.В., Владыкин И.В., Цеден Ц., Гунд-самбу Ц. 1971_1, ред. Н.С. Зайцев, Л.В. Таусон. Редкометальные граниты Монголии: петрология, распределение редких элементов и генезис. Изд-во "Наука", Москва, 239 стр.

Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л., 1971_2. Топаз-содержащий кварцевый кератофир (онгонит) - новая разновидность субвулканических жильных пород. ДАН СССР, 199, 439-434.

Лутц Б.Г. 1965. Реакции эклогитизации в глубинных породах. Геология рудных месторождений, № 5.

Лутц Б.Г., Минеев Д.А., 1967. Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале. В сб.: "Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций". Ред. Д.П. Сердюченко. Изд-во "Наука", стр. 59-104.

Лутц Б.Г., 1971. Реакции формирования эклогитов. В сб. "Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса", отв. ред. Белоусов В.В. Изд-во "Наука", М., с. 127-134.

Магматизм и металлогения МНР. 1971. Отв. ред. Маринов Н.А., изд-во "Наука", Москва, 152 стр.

Маракушев А.А., 1971. Метаморфические фации глубинных зон и проблема миграции щелочей в земной коре. В кн. "Связь поверхностных структур земной коры с глубинными". Изд-во "Наукова думка", Киев, стр. 207-217.

Маринов, 1970. Геологические исследования Монгольской Народной республики. Изд-во "Недра", Москва, 842 стр.

Менерт К., 1963. Новое в проблеме гранитов. Изд-во "ИЛ", М.

Миловский А.В. и Матвеева С.С. 1970. Поведение элементов в процессе гранитизации пород. Геология рудных месторождений, XII, с. 3-22.

Моисеенко В.Г., Щека С.А. и др. 1971. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. Изд-во "Наука", М., 207 стр.

С.Р. Нокколдс и Р.Л. Митчелл, 1952. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород. Исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и их минералов. В сб. "Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах". Отв. ред. Щербина В.В. Издательство "ИЛ", М., с. 295-364.

Nockolds, S.R., R. Allen. 1953. The geochemistry of some igneous rocks. I. Geoch. Cosmoch. Acta, 4, 105-142.

Nockolds, S.R., R. Allen. 1954. The geochemistry of some igneous rocks. II. Geoch. Cosmoch. Acta, 5, 245-285.

Nockolds, S.R., R. Allen. 1956. The geochemistry of some igneous rocks. III. Geoch. Cosmoch. Acta, 9, 34-77.

Павленко А.С., 1963. Петрология и некоторые геохимические особенности среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. В кн.: "Проблемы магмы и ге-

5945

незиса изверженных горных пород. Труды Юбилейного симпозиума, посвященного Ф.Ю. Левинсону-Лессингу", отв. ред. Афанасьев Г.Д. Изд-во АН СССР, Москва, с. 239-246.

Павленко А.С., Лувсан-Данзан Б., Павленко В.С., Филиппов Л.В., Гарам Д., Болд Д., Орлова Л.П., 1970. Петролого-тектонические формации гранитоидов МНР в связи с проблемой металлогенического прогнозирования. В сб. "Труды научно-исследовательского геологического института", отв. ред. Б. Лувсан-Данзан. Изд-во АН МНР, Улан-Батор, с. 57-83.

Павленко А.С., Быховер В.Н., 1971. Монголо-Тувинская провинция щелочно-гранитных пород и некоторые черты их происхождения и геохимии. В сб. "Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород", отв. ред. Тугаринов А.И. Изд-во "Наука", М., с. 86-118.

Павленко А.С., Филиппов Л.В. 1971. Формации палингенных гранитоидов и факторы их рудоносности (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). В сб. "Труды II сессии СГПМ. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов". Часть II, отв. ред. Таусон, изд-во СО АН СССР, г. Иркутск, стр. 28-48.

Павленко А.С., 1972. Новые аспекты корового (сиалического) магматизма. В кн.: "Очерки современной геохимии и аналитической химии". Отв. ред. Тугаринов А.И., изд-во "Наука", Москва.

Поладжян С.Я., 1971. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 200 стр.

Перчук Л.Л., 1970. Термодинамические условия гранитизации метапелитовых толщ. В кн. "Очерки физико-химической петрологии", т. II, ред. В.А. Жариков, изд-во "Наука", стр. 188-213.

Петрова З.И., Пожарицкая Л.К. Геохимия процессов ультраметаморфизма в основных кристаллических сланцах (настоящий сборник).

Рябчиков И.Д., 1965. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. Изд-во "Наука", М.

Серых В.И., Розен О.М., 1969. О миграции химических элементов в земной коре при гранитообразовании (на примере Северного Казахстана), "Геохимия", № 9, 1066-1082.

Судовиков Н.Т., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л., 1970. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Изд-во "Наука", Ленинград.

Тейлор С. 1972. Геохимия андезитов. В сб. "Распространенность элементов в земной коре", отв. ред. Л. Аренс. Изд-во "Мир", М., с. 16-40.

Тихомирова Н.И., 1969. О распределении редких элементов в метаморфических и гранитизированных породах ильмено-кудравинского комплекса на Урале. В сб. "Редкометальность некоторых метаморфизованных и гранитизированных осадочных комплексов". Ред. Д.П. Сердюченко. Изд-во "Наука", Москва, с. 58-78.

Тихомирова Н.И., 1971. Редкие и рассеянные элементы в процессе гранитизации. Геохимия, № 2, с. 144-155.

Тугаринов А.И., Павленко А.С., Коваленко В.И., 1968. Происхождение апогранитов по геохимическим данным. Геохимия, № 12.

Turekian, K.K., Wedepohl, K.M., 1961, Distribution of elements in some major units of Earth's crust. The Geol. Soc. of Amer. Bull., 72, 175-191.

Уэйджер Л., Браун Г., 1970. Расслоенные изверженные породы. Ред. В.П. Петров. Изд. "Мир", Москва, 551 стр.

Handbook of Geochemistry, edit. Wedepohl, 1969-1970. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New-Yok.

1945

ПОВЕДЕНИЕ Nb, Ta, Zr и Hf В ГРАНИТОИДАХ РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЙ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Е.Б. ЗНАМЕНСКИЙ, Э.И. ПОПОЛИТОВ, В.Д. ЦЫХАНСКИЙ

Институт геохимии СО АН СССР, г. Иркутск

Проблема накопления ряда редких элементов в породах земной коры на различных стадиях их формирования важна и интересна со многих точек зрения и пути ее решения могут быть различными. Однако, перед исследователями всегда встает ряд вопросов, например, таких как о соотношении коровых и мантийных источников редких элементов, способе их переноса и фиксации и т.д., которые несмотря на всю свою актуальность, до сих пор не получили удовлетворительного разрешения. Вероятно, в какой-то мере восполнить этот пробел могут исследования по сравнительному сопоставлению геохимических особенностей гранитоидов, последовательно формирующихся в ходе становления складчатых областей, т.к. именно в этих структурах происходит зарождение, рост и развитие сиалической оболочки земной коры.

История геосинклинального магматизма очень сложна и зависит от многих факторов, но для наших целей достаточно рассмотрения трех крупных групп гранитоидов, соответствующих в общем случае начальным, средним и конечным стадиям развития складчатых областей.

I. Гранитоиды габбро-плагиогранитной формации. Их распространение обычно ограничивается пределами осадочно-вулканогенных толщ, заполняющих первичные эвгеосинклинальные прогибы, зало-

жение которых происходит на коре океанического типа. Это обстоятельство, а также геохимическая специфика плагиогранитов, и в частности, резко пониженное содержание в них литофильных редких элементов, свидетельствуют о их генетической связи с основными магмами. Обычно вследствие интенсивных изменений первичная природа этих магм распознается с большим трудом. Проведенные нами специальные исследования (неопубликованные данные) показали, что геосинклинальные вулканиты начальных стадий по многим своим признакам почти ничем не отличаются от толеитовых океанических базальтов.

2. Гранитоидные батолитовые интрузии пестрого состава. Эти интрузии развиты в геосинклинальных областях, заложенных как на коре океанического, так и континентального типа. Их формирование, как правило, совпадает с главным этапом складчатости и происходит с явным участием процессов магматического замещения, что, по-видимому, связано с закрытостью подводящих каналов вследствие преобладающих в данный период условий сжатия. По составу гранитоидные батолиты разделяются на два типа: первый соответствует габбро-диорит-гранодиоритовой формации и второй - габбро-монцонит-сиенитовой.

3. Гранитоиды орогенного этапа развития. Данную группу составляет обширное семейство обычно лейкократовых гранитов с субщелочным уклоном при почти полном отсутствии средних или основных членов в сериях. Обычно гранитоиды этого типа распространены на значительно больших площадях, чем собственно геосинклинальные магматические проявления предыдущих стадий и часто выходят в раму за пределы подвижных зон, не подчиняясь ранее оформированным структурам. По составу, металлогеническим

особенностям, формам проявления они мало чем отличаются от интрузий, развитых в регионах, которые выделяются под названием областей активизации, ревивации, "дива" и т.д. Поэтому в группу гранитоидов орогенного этапа мы пока включаем и все так называемые внегеосинклинальные гранитные интрузии.

Распределение Nb, Ta, Zr и Hf в гранитоидах различных стадий формирования складчатых областей

Средние цифры по распространенности Nb, Ta, Zr и Hf в различных типах гранитоидов приведены в таблице I.

Как видно из приведенных данных, содержания указанных элементов в гранитоидах габбро-плагиогранитной формации гораздо ниже кларковых. Намечается некоторое возрастание концентраций Nb и Zr при переходе от более основных членов к кислым.

Во второй группе гранитоидов содержания Nb, Ta, Zr и Hf обнаруживают значительно большие колебания. Наиболее низкие их концентрации отмечаются для основных членов серий с щелочноземельным уклоном. Субщелочной ряд (габбро-монцонит-сиенитовая формация) характеризуются более высокими количествами этих элементов (особенно циркония), а также увеличение Nb/Ta и Zr/Hf отношений. В наиболее кислых членах серий, представленных гранодиоритами и гранитами, которые являются наиболее поздними и по времени своего внедрения, фиксируются максимальные количества Nb и Ta.

В последней группе гранитоидов концентрации Nb, Ta, Zr и Hf достигают максимальных значений при одновременном возрастании дисперсий содержаний. Здесь также наиболее заметна

Содержания Nb, Ta, Zr и Hf в гранитоидах различных стадий формирования складчатых областей

Стадия	Комплекс, название породы, возраст, местонахождение	Число проб	Содержания элементов в г/т					
			Nb	Ta	Nb/Ta	Zr	Hf	Zr/Hf
ранняя	**Маинский комплекс (Зап. Саян), Cm_1**							
	1. Плагиограниты (< 68% SiO_2)	I2	I,5	< 0,5	> 3	54	I,6	34
	2. Плагиограниты (> 70% SiO_2)	I3	3,9	< 0,5	>8	II3	3,2	35
	Муйский комплекс (С-З Прибайкалье), Pt_1							
	Плагиограниты	8	6,7	I,3	5,3	I28	3,5	36
	Таннуольский комплекс (Тува), Cm_{2-3}							
	1. Габбро, габбро-диориты	7	0,7	<0,4	>2	I5	<0,8	>20
	2. Диориты, кварцевые диориты	8	2,3	<0,7	>3	93	3,5	27
	3. Тоналиты, плагиограниты	I0	I,4	0,3	5	68	2,0	34
	4. Гранодиориты, граниты	I0	3,0	0,4	7,5	I48	4,0	37
средняя	**Джидинский комплекс (Зап. Забайкалье), Cm_{2-3}**							
	1. Диориты, кварцевые диориты	9	2,3	<0,6	>4	85	I,7	50
	2. Гранодиориты	I5	I6	I,6	I0	250	6,2	40
	3. Монцониты, сиениты, кварцевые сиениты	I2	9,8	0,8	I2	380	6,0	63
	Большепорожский комплекс (Зап. Саян), O-S							
	1. Диориты, кварцевые диориты	7	3,0	0,4	7,5	II7	2,5	47
	2. Гранодиориты	8	7,0	0,6	II	I35	3,6	37
	3. Двуслюдяные граниты	I5	20	I,6	I2,5	II2	3,5	32
поздняя (орогенная) активизации	**Сусамырский комплекс (Тянь-Шань), O-S**							
	Тоналиты, гранодиориты, граниты	II6*)	I5	I,I	I3,5	200	3,0	67
	Джойский комплекс (Зап. Саян), D							
	Порфировидные граниты	I0*)	I7	I,7	I0	I65	4,0	4I
	Монастырский комплекс (Казахстан), D-C							
	Гранодиориты, граниты	I4	I7	2,I	8	н.о.	н.о.	
	Сютхольский комплекс (Тува), D							
	Биотитовые и аляскитовые граниты	I4	4,0	I,8	2,2	72	3,4	2I
	Приморский комплекс (Прибайкалье), Pt_{1-2}							
	Порфировидные граниты	8	20,0	2,5	8	280	9,0	3I
	Ирельский комплекс (Прибайкалье), Pt_2							
	Гранодиориты, граниты	8	38,6	3,3	I2	463	8,7	53
	Аманаиский комплекс (Вост. Забайкалье)							
	Кварцевые диориты, гранодиориты	8	5,2	0,8	7	н.о.	н.о.	
	Шахтаминский комплекс (Вост. Забайкалье)							
	Кварцевые диориты, гранодиориты	36*)	5,6	0,6	9	276	3,5	80
	Амудикано-сретенский комплекс (Вост. Забайкалье)							
	Порфировидные граниты и гранодиориты	93*)	8,8	I,0	9	300	4,0	75
	Кукульбейский комплекс (Вост. Забайкалье)							
	Биотитовые граниты	I03*)	24	3,6	7	2I0	4,8	44
	Нерчуганский комплекс (Вост. Забайкалье)							
	Лейкократовые граниты	26*)	I7	2,5	7	228	5,4	42

*) Анализировалась представительная смесь из указанного числа проб.

разница в поведении Nb и Ta с одной стороны и Zr и Hf, с другой. Наивысшие концентрации циркония и гафния характерны для умеренно кислых гранитоидов, в то время как в ультракислых разностях их количества заметно уменьшаются.

Обсуждение результатов

Факт значительных колебаний содержаний Nb, Ta, Zr и Hf в гранитоидах различных стадий формирования подвижных поясов позволяет в первом приближении оценить роль различных процессов, приводящих к накоплению или рассеянию изученных элементов.

Ниобий и тантал. Концентрации Nb и Ta даже в наиболее кислых разностях габбро-плагиогранитной формации очень низки. Как уже указывалось, основные члены серии по многим признакам сходны с океаническими толеитами, которые по редкоэлементному составу являются наиболее примитивными в ряду базальтоидных пород. По современным петрологическим концепциям океанические толеиты являются производными самих верхних частей мантии. Если это утверждение справедливо для всех геологических эпох, то можно допустить, что начальные стадии формирования складчатых областей связаны с процессами дифференциации в мантии на минимальных глубинах и не сопровождаются сколь-нибудь значительным накоплением Nb и Ta.

Поскольку последующие поколения гранитоидов характеризуются более высокими содержаниями этих элементов, то возникает вопрос, каков механизм и источник такого концентрирования. При решении этого вопроса следует принимать во внимание следующие обстоятельства.

I. Гранитные расплавы средних и конечных стадий геосинкли-

нального развития формируются за счет палингенного плавления пород земной коры. В общем случае, в процесс плавления вовлекаются не только сформированные в начальные периоды толщи вулканогенно-осадочных пород, крайне бедных ниобием и танталом, но также и материал, поступающий при размыве соседних горных сооружений, который по редкоэлементному составу может резко отличаться от первоначального.

2. Однотипные гранитные пояса, сформированные в орогенный и послеорогенный периоды, пересекают самые различные структуры с резким составом вмещающих пород, временем их возникновения и т.д., часто при сохранении постоянного металлогенического облика.

3. Обогащение ниобием и танталом наблюдается не только для перемещенных гранитных интрузий, но также часто в большем масштабе и для корневых частей складчатых горных сооружений. В частности, в наиболее древних кристаллических сланцах и гнейсах "основания" в Нигерии содержания Nb в среднем составляет около 40 г/т, а Та - 3-5 г/т (Тугаринов и др., 1968), в гнейсах и гранитах корней складчатых сооружений юга Сибирской платформы соответственно 50-70 г/т ниобия и 8-10 г/т тантала (наши данные).

4. Эволюция гранитоидного магматизма в ходе развития складчатых областей сопряжена с изменением во времени состава мантийных продуктов: толеитовые базальты начальных стадий сменяются андезито-базальтами средних этапов и щелочными оливиновыми базальтами орогенного периода. Для конечных этапов характерно также появление ультраосновных щелочных комплексов, кимберлитов и карбонатитов. С увеличением щелочности основных

расплавов содержания Nb и Ta в них повышаются и часто превосходят кларковые для гранитоидных пород.

Из изложенного выше видно, что только первый пункт говорит в пользу предположения, что источником гранитного магмообразования могут быть легкоплавкие и легколетучие компоненты, освобождаемые из нижних частей сиалической оболочки и переносимые кверху в зону гранитизации и анатексиса. Остальные пункты свидетельствуют, что наряду с преобразованием материала самой коры, существует и привнос ювенильных подкоровых потоков вещества. Поскольку основные магмы во времени всегда предшествуют гранитообразованию, то можно думать, что именно их зарождение в мантии и передвижение к поверхности являются причиной потоков ювенильных флюидов. Увеличение щелочности основных расплавов, судя по экспериментальным исследованиям (Грин, Рингвуд, 1970), геохимическим и геофизическим данным (Yost, 1968; Hatherton, 1968) связано с возрастанием давления, а следовательно, и глубины, на которой происходит плавление мантийного субстрата. Поэтому можно предположить, что к конечным стадиям в процесс взаимодействия с породами земной коры вовлекаются все более глубокие горизонты мантии, причем привнос редких элементов, в том числе Nb и Ta, увеличивается.

По-видимому, такой привнос начинается уже при формировании батолитов пестрого состава. Показательным в этом отношении является увеличение концентрации Nb и Ta в гранитоидах габбро-монцонит-сиенитовой формации, которые являются продуктами смешения щелочно-оливиновой базальтовой магмы с сиалическими породами земной коры (Павленко и др., 1970). Об этом же свидетельствует и распределение ниобия и тантала в зональных интрузиях габбро-диорит-гранодиоритовой формации, когда центральные

5945

части сложены гранодиоритами и гранитами, а эндоконтактовые диоритами и габбро-диоритами, постепенно переходящими в неизмененные эффузивно-осадочные толщи спилит-кератофировой формации (например, Большепорожский комплекс Зап. Саяна). Образование таких автохтонных батолитов происходило путем гранитизации вмещающих пород, причем источник гранитизирующих растворов имел явно мантийный характер. Содержания Nb и Ta достигают максимальных значений в наиболее проработанных растворами центральных и глубинных частях интрузий и уменьшаются к эндоконтактовым участкам почти до уровня, характерного для вмещающих пород. Такая же картина наблюдается и при формировании гранитоидов орогенного этапа, когда удается наблюдать их зарождение в наиболее глубоких сечениях земной коры.

Вторым важным обстоятельством, влияющим на распределение Nb и Ta являются сопряженные с гранитизацией процессы анатексиса. Полученные нами результаты по поведению этих элементов в процессах анатектического выплавления расплавов на примере древних архейских и протерозойских регионов (Знаменский, 1964), а также данные других исследователей (Тугаринов и др., 1968) свидетельствуют о том, что основные количества Nb и Ta при анатексисе остаются на месте, фиксируясь в новообразованных титановых и титансодержащих минералах. Поэтому можно предполагать, что одновременные процессы гранитизации и анатексиса ведут к обогащению субстрата Nb и Ta, причем такое обогащение происходит как за счет привноса их ювенильными растворами, так и за счет концентрирования вследствие удаления части материала, стерильного в отношении этих элементов.

Наконец, в случае перемещенных интрузий важным фактором,

влияющим на распределение Nb и Ta, является характер непосредственного становления гранитоидных расплавов. В частности, если кристаллизация начинается с основных компонентов, то к концу процесса кислотность расплавов возрастает. В этих условиях, во-первых, снижается потенциал кислорода, что препятствует образованию окисных соединений титана, фосфатов редких земель и т.д., а во-вторых, возрастают активности соединений Nb и Ta, т.к. их растворимость с увеличением количеств SiO_2 уменьшается. Поэтому оба элемента энергично рассеиваются в образующихся на заключительных этапах сфене и биотите (Знаменский и др., 1962). В случае богатства расплавов кремнекислотой, щелочами и летучими компонентами ход их кристаллизации постепенно приводит к увеличению щелочности, возрастанию потенциала кислорода и образованию в конечном итоге монацит-ильменитового типа гранитов. Увеличение щелочности к конечным стадиям кристаллизации способствует повышению растворимости соединений Nb и Ta, уменьшению их коэффициентов активности, а следовательно, и способности к изоморфному рассеянию в кристаллизующихся ильмените и биотите. Большая часть этих элементов накапливается в остаточных расплавах вплоть до концентраций, достаточных для образования собственных минералов.

Цирконий и гафний. На геохимическую историю Zr и Hf в процессах становления гранитоидов подвижных поясов оказывают влияние те же факторы, что и на поведение Nb и Ta. Поэтому мы остановимся только на различиях в поведении этих элементов, которые начинают проявляться главным образом при формировании гранитоидов орогенного этапа. В возникающих в этот период маг-

мах повышенной кремнекислотности еще не достигается предел растворимости в отношении Nb , Ta и Hf , поскольку их концентрации крайне незначительны. Цирконий же, кларк которого гораздо выше из-за своей низкой смесимости с кислыми расплавами входит в них только частично, в соответствии с величиной произведения растворимости своих соединений. Следовательно, на поведение Zr и связанного с ним Hf большое влияние должен оказывать петрохимический тип пород, что в действительности и наблюдается. Так, содержания Zr и Hf при переходе от основных разностей к кислым сначала увеличиваются и достигают максимума в гранодиоритах (Turekian, Wedepohl , 1961; Нокколъдс Митчелл, 1952), а затем начинают снижаться (главным образом, цирконий). Одновременно изменяется и характер распределения данных элементов. В породах основного состава значительная часть циркония и гафния рассеивается в решетках породообразующих темноцветных силикатов (Degenhardt , 1957; Коваленко, Пополитов, 1970), в то время как в более кислых гранитоидах их основные количества сосредоточены в цирконах. Следовательно, можно придти к выводу, что до момента предельного насыщения цирконием расплава, когда он способен еще рассеиваться в решетках породообразующих минералов, его концентрации в последовательных продуктах эволюции расплава возрастают, а в дальнейшем, когда создаются условия для кристаллизации циркона, начинают падать. Это положение подтверждается и данными по содержаниям Zr и Hf в продуктах становления многофазных гранитных интрузивов (Знаменский и др., 1965), а также отсутствием циркониевой минерализации в редкометальных гранитных пегматитах и апогранитах.

Выводы

I. Условия формирования гранитоидов различных петрогенетических типов оказывают существенное влияние на геохимическую историю Nb, Ta, Zr и Hf.

2. На начальных этапах развития складчатых областей распределение изученных элементов в гранитоидах определяется процессами, происходящими в верхних частях мантии. Какого-либо существенного накопления Nb, Ta, Zr и Hf в эту стадию не происходит. В последующий период в процессе взаимодействия с формирующейся сиалической оболочкой вовлекаются более глубокие горизонты мантии, где P, T условия способствуют образованию основных расплавов с повышенными концентрациями редких элементов. Разнообразные процессы дифференциации при подъеме таких расплавов к поверхности могут приводить к существенному привносу в земную кору флюидов, обогащенных Nb, Ta, Zr и Hf.

3. Окончательное распределение этих элементов в значительной мере определяется также процессами гранитизации и анатексиса при формировании гранитных магм и характером кристаллизации уже перемещенных расплавов.

4. Помимо условий формирования гранитоидов, большое значение на поведение Nb, Ta, Zr и Hf оказывает их ярко выраженная склонность к несмесимости с силикатными магмами, что в сочетании с неодинаковыми кларками в конечном итоге приводит к тому, что Zr и связанный с ним Hf концентрируются в гранитоидах уже на начальных этапах своей магматической истории, в то время как Nb и Ta достигают максимума концентраций в наиболее поздних продуктах.

ЛИТЕРАТУРА

Грин Д.Х., Рингвуд А.Е., 1970. Происхождение базальтовых магм. В сборнике "Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований", ред. Г.М. Гапеева и Н.Ф. Шинкарева. Изд-во "Недра", Л. с. 107-206.

Знаменский Е.Б., Конусова В.В., Кринберг И.А., Пополитов Э.И., Флерова К.В., Цыханский В.Д., 1962. Распределение титана, ниобия и тантала в сфенсодержащих гранитоидах. Геохимия, № 9, 801-805.

Знаменский Е.Б., 1964. Относительно средних содержаний ниобия и тантала в гранитоидах. В сборнике "Химия земной коры", т. II, отв. ред. А.П. Виноградов. Изд-во "Наука", М., с. 301-316.

Знаменский Е.Б., Флерова К.В., Цыханский В.Д., Кринберг И.А., 1968. Ниобий, тантал, цирконий и гафний в протерозойских гранитоидах Северного Прибайкалья. В сборнике "Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири", отв. ред. Л.В. Таусон. Изд-во "Наука", М., с. 77-87.

Коваленко В.И., Пополитов Э.И., 1970. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. Изд-во "Наука", М., 258 стр.

Никкольдс С.Р., Аллен Р., 1958. Геохимические наблюдения. Изд-во И.Л, М., 175 стр.

Павленко А.С., Филиппов Л.В., 1970. Связь гранитоидного магматизма с глубинными зонами (коры и мантии) на примере Центрально-Азиатского региона. В сборнике "Связь поверх-

ностных структур с глубинными зонами земной коры". Изд-во "Наукова думка", Киев.

Тугаринов А.И., Павленко А.С., Коваленко В.И., 1968. Происхождение апогранитов по геохимическим данным. Геохимия. № 12, 1419-1436.

Gast P.W., 1968. Trace element fractionation and the origin of the tholeiitic alkaline magma types. Geochim. Cosmochim. Acta, 32, 1057-1086.

Degenhardt H., 1957. Untersuchugen zur geochemischen verfeilung des Zirkoniums in der Lythosphere. Geochim. Cosmochim. Acta, II, 279-309.

Hatherton T., 1969. The geophysical significance of calcalkaline andesites in New Zealand. New Zeal. J. geol. and geophis., 12, 436-459.

Turekian K.K., Wedepohl K.H., 1961. Distribution of elements in some major units of Earth's crust. The geol. soc. of amer. bul., 72, 175-191.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВЫПЛАВЛЕНИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВОВ В РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИЯХ МЕТАМОРФИЗМА

Ф.А. ЛЕТНИКОВ

Институт земной коры СО АН СССР, г. Иркутск

Судя по экспериментальным и петрологическим данным диапазон P-T-P_{H_2O} условий выплавления гранитоидных магм определяется границами устойчивости соответствующих минеральных парагенезисов и характеризуется изменением составов расплавов по мере продвижения по разрезу земной коры от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Исходным субстратом для гранитоидных магм являются различного рода гнейсы от двупироксеновых до мусковитовых. В силу этого обстоятельства геохимические и петрологические особенности гранитоидных расплавов на разных глубинах в первую очередь определяются составом исходного гнейсового субстрата и глубинных растворов воздействующих на породу, а также P-T условиями расплавления.

Из всех экспериментальных работ по изучению плавления гранитоидных пород и их составляющих наиболее близкими к природным условиям следует считать исследования М. Шимады и О. Брауна и В. Файфа. В работе М. Шимады плавление альбита изучено при $P = P_{H_2O}$ и $P \neq P_{H_2O}$ при различном содержании H_2O, то есть, достигались условия наиболее близкие к тем, которые существуют в условиях глубинных зон земной коры, когда $Pоб > P_{H_2O}$. Судя по конфигурации кривых (рис. I) очевидно, что в изотермических условиях для получения расплава необходимо незначитель-

но уменьшить общее давление. Так например, если рассматривать кривую плавления с 10% H_2O как наиболее близкую к реально существующим в природных условиях, то в интервале от 4 до 5 кбар и от 780° до 900° даже незначительное уменьшение общего давления всего на 200–300 атм приводит к почти мгновенному переходу через линию ликвидуса. Характерно, что для достижения этого же эффекта при постоянном общем давлении в 5 кбар, необходимо повысить Т примерно с 800 до 910–920°С. Поэтому для расплавления больших масс алюмосиликатного состава в условиях земной коры первый путь является более вероятным и легко реализуемым.

Все, без исключения, силикаты при плавлении увеличиваются в объеме, поэтому в согласии с уравнением Клаузиуса-Клайперона их Тпл при возрастании $T_{об}$ повышается. А так как прогрессивный метаморфизм протекает с повышением $P_{об}$, то очевидно, что на этой стадии процесс плавления мало вероятен и на фоне нарастания общего давления выплавление больших масс гранитоидного расплава невозможно. Это тем более очевидно, если учесть, что при формировании огромных по размерам массивов гранитоидов выплавление носит коллективный характер и масса расплава в первом приближении является одинаковой по составу в каждой единице объема. В этом состоит принципиальная разница между выплавлением мелких линз и шлиров лейкократового состава в гнейсах и мигматитах и формированием огромных масс гранитоидной магмы, когда процесс плавления захватывает участки в несколько километров по разрезу земной коры и сотни $км^2$ по площади.

Этот вывод подтверждается и экспериментальными работами Д. Брауна и В. Файфа, из которых следует, что по мере уменьшения $P_{об}$ и Т имеет место эволюция составов от гранодиоритовых

5945

до гранитных и первыми продуктами палингенного выплавления должны являться гранодиоритовые магмы, которые со временем должны сменяться гранитными. Судя по их данным (рис. 2) уменьшение $P_{об}$ от 10,5 до 4 кбар ведущим фактором, обуславливающим увеличение содержания нормативного кварца является снятие части $P_{об}$, поскольку Т изменилась всего на 60°, а Р на 6,5 кбар при крутом наклоне кривых к шкале температур. По мере снижения Р и Т независимо от исходного алюмосиликатного субстрата состав выплавок эволюционируют в сторону обогащения их К по отношению к Na, что выражается в природных условиях в расширении поля К - содержащих минералов и появлению аляскитовых и граносиенитовых пород в верхних горизонтах земной коры.

Иными словами, при прогрессивном метаморфизме, сопровождавшемся дегидратацией пород и минералов, увеличением $P_{об}$ и Т региональное выплавление гранитоидных расплавов невозможно и может иметь место лишь на его регрессивной стадии, которая сопровождается снятием части $P_{об}$ и увеличением содержания H_2O в породах. Такие условия реализуются на стадии орогенного поднятия древних участков земной коры, при росте гнейсовых куполов и снятии части давления в зонах растяжения.

Наряду с термодинамическим плавлением, приводящим к ликвидации отдельных кристаллов, может иметь место и механическое плавление, при котором процесс идет без ликвидации отдельных минеральных фаз, но порода по своим свойствам является квазирасплавом. Если рассматривать плавление как механическую нестабильность, для которой отличие расплава от кристалла заключается в нулевом сопротивлении сдвигу, то в обычных условиях - точка механического плавления, определяется как температура

преодоления сопротивлению сдвига. Термодинамическая точка плавления (Тпл.) обычно ниже Тмех. так как жидкое состояние становится более вероятным прежде чем достигается любая из этих двух температур. Но при увеличении давления Тпл. может возрастать быстрее, чем Тмех. и стать выше ее. В этом случае твердая фаза, даже обладая более низкой энтропией и более низким объемом, чем жидкость, может течь под действием минимальных внешних сдвиговых напряжений при температуре выше Тмех., что соответствует механическому плавлению. Следовательно, если порода находится под давлением, которое препятствует ее термодинамическому плавлению, то может иметь место механическое плавление и при этом порода будет обладать всеми свойствами квазирасплава, характеризуясь в целом нулевым сопротивлением сдвигу. Так гнейсы могут представлять псевдорасплавы, в которых при достижении Роб. $<$ Ркр. совершается обычное термодинамическое плавление идущее с приращением объема. Между фазовыми переходами и термодинамическим плавлением много общего, поскольку в термодинамике оба эти процесса описываются одинаково ибо в точке фазового перехода, как и в точке плавления, свободные энергии фаз становятся равны.

Если считать, что нижняя граница амфиболитовой фации проходит на 550°С, то в пределах этой фации должен иметь место $\alpha - \beta$ переход кварца. Согласно экспериментальным данным в области $\alpha - \beta$ перехода имеет место резкое падение, почти до нуля, прочности и вязкости кварца. В интервале 524–580° фиксируется разное ухудшение устойчивости кристаллов кварца по отношению к упругим деформациям. Это объясняется тем, что с 524° начинается интенсивное увеличение удельного объема квар-

ца и разрыхление его структуры, при достижении 524° атомы Si уже занимают позиции, отвечающие β -фазе.

Резкое падение механической и термодинамической устойчивости α -кварца начинается при 5I0–520°С, а исключительно резкое падение механической и термодинамической устойчивости обеих фаз кварца наблюдается в интервале 555–585°, охватывая интервал ~ 30°, и начиная с 555° α -кварц перестает быть микрогетерогенным, в нем присутствуют обе модификации SiO_2. Как известно, температура α-β перехода SiO_2 зависит от давления и до 20 кбар имеет линейный характер. Считая, что интервал резкого изменения прочностных свойств кварца при переходе, равный 5I°, с ростом давления остается постоянным, можно наметить зону соответствующую этому состоянию (рис. I).

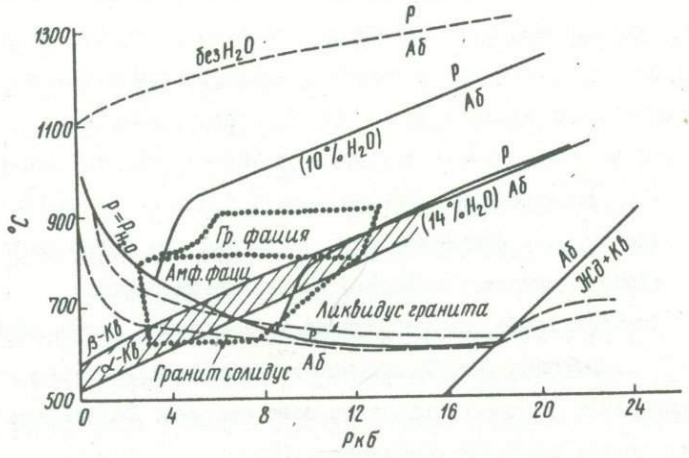


Рис. I.

Следовательно, в области α-β перехода гнейсы будут вести себя как квазирасплавы и при нормальном метаморфизме, протекающем при одновременном росте Т и Р, в координатах Т-Р система будет двигаться вдоль вектора зоны α-β перехода, что дает основание для утверждения о том, что от начала и до конца ам-

фиболитовой фации метаморфизма, гнейсы могут находиться в состоянии механического плавления и обладать высокой подвижностью. На этой стадии гнейсы без расплавления переходят в пластичное состояние, могут внедряться в другие породы, разрывать и будинировать пласты более компетентных в этих условиях амфиболитов и даже карбонатных пород. Но на прогрессивной стадии метаморфизма в зоне α-β перехода и механического плавления гнейсов термодинамического плавления гнейса произойти не может поскольку:

I) α-β переход не может сопровождаться термодинамическим плавлением гнейсов, так как происходит с приращением объема, что равносильно повышению общего давления в системе.

2) Повышение внутреннего давления ($P_{об}$) в условиях всестороннего сжатия должно сопровождаться снижением содержания воды, что эквивалентно повышению температуры плавления породы.

3) α-β переход протекает с эндоэффектом и для изобарических сечений вдоль зоны α-β перехода кварца до I5 кбар и 925°С во всех случаях фиксируется эндотермический эффект от +0,I00 до +0,I40 ккал/моль, что в сочетании с возрастанием давления ($P_{об}$) и снижением содержания H_2O еще более уменьшит вероятность термодинамического расплавления породы.

Следовательно, прогрессивный метаморфизм, сопровождаемый α-β переходом кварца, не может привести к выплавлению больших масс расплавов гранитоидного состава. Подтверждением этого тезиса является обширнейший геологический материал, судя по которому в древних глубовых и субплатформенных структурах метаморфизм и процессы палингенеза разделены значительным интервалом времени и, если метаморфизм знаменует собой прогрессивную стадию, то выплавление больших масс гранитоидов протекает на регрессивной стадии и после выплавления активная жизнь

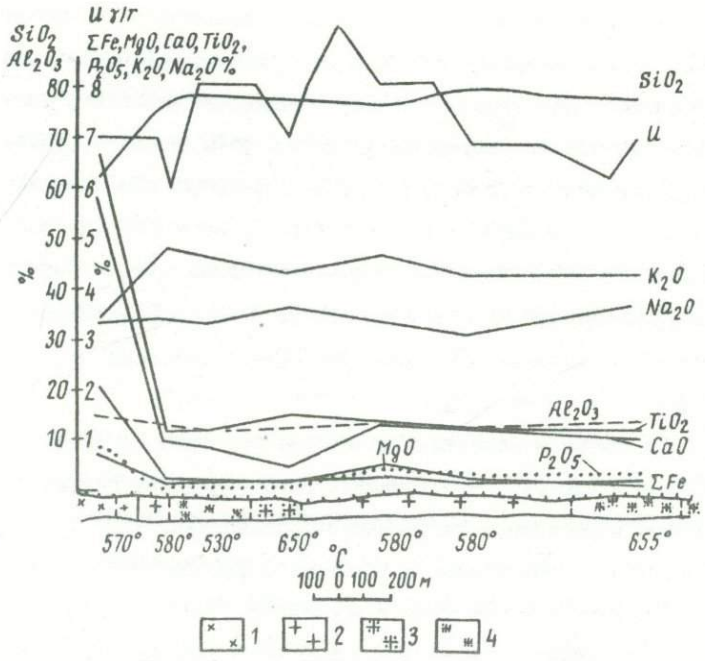
данного участка земной коры практически прекращается. Основные причины, обуславливающие это явление, связаны с прекращением прогрессивного метаморфизма и общим поднятием данного участка земной коры, характеризующего орогенный этап развития древних консолидированных структур, с которым обычно связан процесс регионального выплавления гранитоидов. На этом этапе начинается регрессивный ход процесса, характеризуемый $\alpha-\beta$ переходом кварца, который идет уже с экзоэффектом, а уменьшение объема SiO_2 эквивалентно снижению общего давления ($P_{об}$) и увеличению активности воды.

Одновременное сочетание всех этих факторов является весьма благоприятным для термодинамического плавления гнейса, находящегося в состоянии механического плавления.

Процессы гранитизации в условиях амфиболитовой фации приводят к формированию гнейсов и протекают с приращением объема, что зачастую обуславливает появление гнейсовых куполов, столь широко развитых в областях развития докембрия и возникающих на орогенном этапе их развития.

Рост гнейсового купола начинается с места пересечения глубинных разломов, по которым поднимаются гранитизирующие растворы и продолжается по мере их поступления. Это приводит к тому, что фронт гранитизации перемещается в верхние части разреза амфиболитовой фации и зачастую гнейсовые купола диапирируют породы фации зеленых сланцев. В случае, если такой купол претерпевает расплавление, то возникает картина ложного диапиризма гранитоидов в зеленосланцевые толщи. Возникновение очагов расплавления в теле купола может быть обусловлено несколькими причинами, которые в итоге сводятся к снятию части общего давления и повышению активности H_2O.

Суммируя материал по гнейсовым куполам в зависимости от


SiO2
Al2O3
% %
U г/т
ΣFe, MgO, CaO, TiO2, P2O5, K2O, Na2O %
SiO2
U
K2O
Na2O
Al2O3
TiO2
CaO
MgO
P2O5
ΣFe
570° 580° 530° 650° 580° 580° 655°
°C
100 0 100 200 м
1
2
3
4

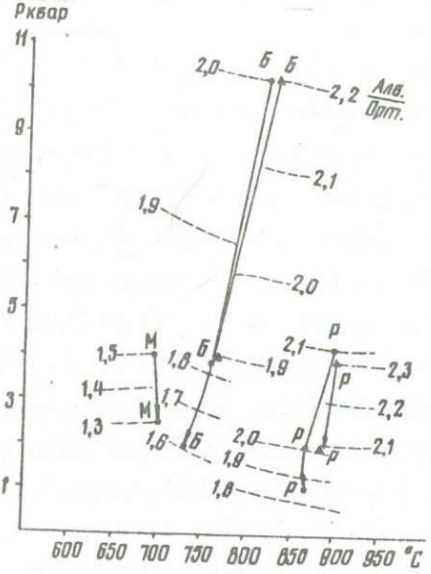

Ркварц
2,0
Б
Б
2,2
Лав.
Орт.
2,1
1,9
2,0
1,5
М
1,8
Б
2,1
Р
1,9
2,3
1,4
1,7
Р
2,2
М
1,3
1,6
Б
2,0
Р
2,1
1,9
Р
1,8
Р
600 650 700 750 800 850 900 950 °C

Рис. 2.

3945

соотношения процессов выплавления и предшествующего метаморфизма можно выделить три типа куполов.

КУПОЛА I ТИПА обычно развиты в породах эпидот - амфиболитовой и реже амфиболитовой фаций метаморфизма (рис. I). Центральная часть купола сложена мигматитами, гранито-гнейсами, которые перемежаются с пластами гнейсов. По мере продвижения к периферии начинают преобладать гнейсы, которые затем сменяются сланцами. Такое строение купола указывает или на то, что процессы выплавления в куполе имели ограниченное развитие или же массив гранитов скрыт на глубине и мы имеем дело с апикальной частью купола. На наличие очага расплавления на глубине могут указывать небольшие тела гранитоидов трещинного типа, интрудировавшие по периферии купола и размещавшиеся гипсометрически ниже.

КУПОЛА II ТИПА развиты в амфиболитовой или реже амфиболит-гранулитовых фациях совместно. В центре размещается массив гранитоидов с прототектонической структурой подчеркивающей его связь со структурой всего купола. Контакты со вмещающими гранито-гнейсами и гнейсами постепенные или резкие, секущие. В строении купола преобладают гранито-гнейсы и гнейсы, кристаллические сланцы находятся в подчиненном количестве или вовсе отсутствуют. Это пример случая, когда расплавление гнейса по тем или иным причинам не дошло до конца. Между II типом куполов и куполом, перешедшим в гранитный массив иногда довольно трудно провести точную грань.

КУПОЛ ПЕРЕШЕДШИЙ В ГРАНИТНЫЙ МАССИВ характеризуется наличием реликтовых структурных элементов, указывающих на его происхождение. К ним можно отнести: реликты гранито-гнейсов и гнейсов на периферии массива, оконтуривающих его по периметру, обилие теневых гранитоидов у контакта, согласная ориентировка

порфировых вкрапленников, ксенолитов и структур течения с общим округлым обликом массива; совпадение внутренней протектонической структуры массива со структурным планом вмещающих метаморфических пород. В петрологическом плане отмечается близость составов гнейсов и гранито-гнейсов с гранитоидами и их изофациальность. То есть, для громадных массивов гранитоидов в амфиболитовой фации метаморфизма гнейсовые купола являются колыбелью, в которой происходит их рождение, а иногда, при благоприятном стечении обстоятельств, купол сам превращается в гранитный массив.

Кроме гнейсовых куполов выплавление гранитоидных магм может происходить в пределах зон глубинного заложения при термальной "активизации" гнейсового субстрата. Причиной выплавления в этих условиях является воздействие в зоне активизации глубинных растворов на гнейсы, что приводит к появлению низкоплавких щелочных расплавов, аномально обогащенных водой, минерализаторами и рудными элементами, ибо только такие расплавы с минимальными температурами кристаллизации и могут существовать в близповерхностных условиях столь характерных для зон активации. Это становится очевидным при сопоставлении кривых солидуса полученных для гранитоидов разной глубинности в бомбах высокого давления, где при $P = P_{H_2O}$. Кривая I фиксирует линию солидуса биотитового гранита из шлировой выплавки в толще архейских гнейсов (Прибайкалье), кривая 2 соответствует лейкократовым гранитам каледонского возраста из этой же толщи гнейсов, а кривая 3 является линией солидуса для "молодых" гранитов Нигерии, образец которых был любезно предоставлен нам Н.А. Логачевым. Если гранит является типично изофациальным с гнейсами амфиболитовой фации, то 2 и 3 являются нефациальными, более поздними гранитами зон активизации и соответственно линии со-

лидуса их отличаются от гранита почти на 100°С для их также характерно более высокое содержание H_2O, К и редких элементов.

Все гранитоиды в зависимости от взаимоотношений с вмещающими породами можно разделить на две группы - изофациальные и нонфациальные. При изофациальном развитии процесса выплавления фазовый состав будущего гранита мало чем отличается от фазового состава гнейса, из которого он выплавился.

Для нонфациальных гранитов характерны два крайних случая. Либо гранитный расплав внедрившись в породы фации зеленых сланцев кристаллизуется целиком, в результате чего образуется массив одного состава гранодиоритовый или гранитный. Или же если его масса значительна, то кристаллизуется эндоконтактовая кайма, термостатирующая остальную часть расплава внутри магматической камеры. Эта магма, оставаясь в жидком виде продолжает гранитизироваться под действием глубинных растворов и эволюционировать до аляскитов. То есть, в этих случаях эндоконтактовая кайма таких массивов фиксирует первоначальный состав магмы, а более кислые граниты центральной части ту долю расплава, которая подвергалась дальнейшей гранитизации под воздействием глубинных растворов в условиях термостатирования. Как правило, температуры кристаллизации эндоконтактовых разностей выше, чем во внутренней зоне, а абсолютный возраст первых выше.

Судя по аналитическим данным, полученным при изучении таких массивов на Кокчетавской глыбе и Прибайкалье с глубинными (трансмагматическими в трактовке Д.С. Коржинского) растворами в расплав привносились К, H_2O, Si , Na , Sn , Li , F , Be. О природе этих растворов, чего либо определенного сказать нельзя, но ясно одно, что их источник расположен глубже становления данного магматического массива. Следовательно, дальнейшая эволюция термостатированной части расплава свершается под воздейст-

вием глубинных растворов и полностью определяется их спецификой. Газо-водный режим расплава не остается постоянным даже в ходе его кристаллизации и зависит от глубины формирования массива. Соотношение H_2O/CO_2 во включениях из кварцев гранитов возрастает с уменьшением глубины формирования данного массива и варьирует например для изофациальных гранитоидов амфиболитовой фации от 3,9 до I8, в нонфациальных гранитоидах эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций от 23 до I20, а в субвулканических граносиенитах до 600. С уменьшением глубины формирования гранитоидов и их производных возрастают соотношения H_2O/N_2 H_2O/CH_4, подчеркивающие общий характер возрастания активности кислорода и H_2O в гранитоидных расплавах по мере приближения их к поверхности земли, что обуславливает формирование долгоживущих низкоплавких расплавов, аккомулирующих в своем составе аномальные количества рудных и летучих компонентов, поставляемых глубинными растворами.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ ПРОБЛЕМЫ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

О.М. РОЗЕН, В.И. СЕРЫХ

Всесоюзный институт минерального сырья, Москва,
Центрально-Казахстанское геологическое
управление, Караганда, СССР

Рассматривая эволюцию элементов в процессе гранитообразования, естественно обратиться к областям, где гранитоиды развиты на поверхности наиболее широко. В этом плане эродированные области древних кристаллических комплексов предоставляют наиболее благоприятный объект. Как показано А.В. Сидоренко (1963) значительную часть этих регионов составляют седиментогенные породы, поэтому исследование должно обнаруживать наиболее яркие черты процесса гранитообразования. По-видимому, в этих сиалических блоках или пластинах земной коры следует искать решение проблемы наиболее распространенных процессов гранитообразования, наблюдая на поверхности, по образному выражению Ю.А. Кузнецова "законсервированные магматические очаги" (Кузнецов, 1964) или сложные полигенные и полихронные ряды гранитоидных формаций (Кузнецов, 1964, Павленко, 1971).

Авторы ставили своей задачей определить баланс привноса и выноса при гранитообразовании в пределах единого блока земной коры, исключив возможное влияние местного перераспределения вещества и других локальных факторов, с целью определить общий интегральный эффект гранитообразования: от исходных пород до конечных продуктов.

При исследованиях геохимии процесса гранитизации обычно изучают либо определенный тип пород в конкретном регионе, прос-

леживая изменения в соответствии с увеличением степени гранитизации (что не позволяет учесть перераспределение элементов между разными типами пород в слоистом разрезе, а также требует уверенности в отсутствии фациальных изменений состава отложений), либо сопоставляют данные по определенному типу пород в соответствии со степенью гранитизации независимо от геологического положения (что не составляет уверенности в образовании каждого последующего члена ряда за счет предыдущего)*). Поэтому исследования геохимического эффекта гранитообразования в целом для единого блока земной коры и значительного отрезка геологического времени предоставляются одними из наиболее важных как для понимания процессов становления и развития гранитно-метаморфического слоя земной коры, так и для выявления источников рудных месторождений. В качестве объекта исследований избран Кокчетавский докембрийский массив, расположенный среди каледонид Северного Казахстана, не затронутый пликативными дислокациями палеозоя и являвшийся в это время областью размыва (рис. I). В пределах выступов древнего, вероятно раннедокембрийского фундамента (зерендинская серия), локализуются плутоны гранитоидов, занимающие около 65% площади, наиболее крупным из которых является Зерендинский. Общая изученная площадь составляет I2000 км^2. Достоверная глубина экстраполяции геологических данных земной поверхности с помощью геофизических методов составляет 8 км. Поверхность Мохоровичича расположена на глубине 50 км, что обликает Кокчетавский массив с древними

*) Подробный обзор литературных данных приведен авторами ранее (Серых, Розен, I969) и частично приводится в других статьях этого сборника трудов первого международного геохимического конгресса.

щитами.

Зерендинская серия представляет собой слоистую седиментогенную толщу главным образом гранатовых, силлиманитовых и теп. сланцев, местами переходящих через фельдшпатизированные разновидности в гнейсы состава гранодиорита до аляскита, с прослоями мраморов, плагиоклазово-диопсидовых пород, эклогитов и образованных по ним амфиболитов. Эти породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, но в виде реликтов сохранились парагенезисы гранулитовой и эклогитовой фаций. Мощность серии немного более 9000 м.

Зерендинский гранитный плутон имеет округлую в плане форму, диаметр около 80 км и сложен главным образом гранитоидами зерендинского комплекса (в последовательности образования: диориты, гранодиориты, адамелиты, граниты) и более молодого балкашинского комплекса (лейкократовые граниты и аляскиты). Нижняя граница массива устанавливается по геофизическим данным на глубине от 5 до I5 км, что в среднем, с учетом площадей, составляет 8 км. Плутон залегает в ядре куполовидной структуры, согласно облекается метаморфическими породами раннего докембрия, в отдельных случаях связан с ними постепенными переходами и содержит их гранитизированные останцы, а внутренние директивные структуры (ориентировка цветных минералов, ксенолитов и т.п.) параллельны простираниям вмещающих толщ. Этот плутон относится к категории сложных гранито-гнейсовых куполов, генетически связанных с гранитизацией метаморфических пород.

Время начала широкого проявления гранитизации определяется в I300-I400 млн. лет назад по реликтовым датировкам слюд из гнейсов (стронциевый метод) и терригенным цирконам (альфа-

свинцовый и урано–свинцово–ториевый методы) в близлежащих отложениях позднего докембрия. Эпоха наиболее интенсивной рассеянной гранитизации по цирконам из гнейсов датируется в 1000 млн. лет назад. Дальнейшие проявления гранитизации приводят к сложному сочетанию выплавления и метасоматического преобразования гранитоидов внутри сформированных ранее куполов в эпохи 500, 450, 300 млн. лет назад. За все это время породы плутона четыре раза подвергались эрозии, судя по датированным терригенным цирконам и гальке в окружающих отложениях. Более подробно геологическими и радиологические данные, также как и обзор исследований опубликованы ранее (Розен, 1971; Розен, Серых, 1969; Серых, Ященко, 1963).

Для изучения геохимических соотношений метаморфических пород и гранитоидов определены содержания 12 петрогенных элементов (286 проб, частично литературные данные (Серых, Розен, 1969 и 18 элементов–примесей (120–240 проб). Силикатные анализы выполнены в лаборатории Центрально–Казахстанского Геологического Управления. Ошибки воспроизводимости (относительное стандартное отклонение, %) составляют SiO_2 0,5; TiO_2 10; Al_2O_3 2,3; Fe_2O_3 22; FeO 15; MgO 37; CaO 16; K_2O 4; Na_2O 4, P_2O_5 52; MnO 40; п.п.п. 141 (для величин менее 1%) и близки к таковым для межлабораторных анализов стандарта G – I (Шоу, 1969). Содержание редких элементов определены в основном в ИМГРЭ, частично в ВИМСе и ЦКГУ. Контрольные анализы показали удовлетворительную сходимость. Использован преимущественно спектральный количественный метод, а также спектрофотометрия пламени (Li , Rb) и люминесцентный метод (U). Чувствительность определений большинства элементов составляет $1\text{-}5.10^{-4}$%,

(за исключением Mo $I \cdot 10^{-5}$% Pb, Rb , F $- I \cdot 10^{-3}$%), при относительной среднеквадратичной ошибке воспроизводимости 20–30%, которая для Cr, Co, Ni , Sn существенно ниже и составляет 10%.

Проверка гипотезы о согласованности распределения содержаний – элементов во всех типах пород с теоретическим нормальным распределением показала, что гипотеза не отклоняется более чем в 90% случаев. В связи с этим все дальнейшие вычисления проводились в условиях нормального распределения.

Исходя из оценок среднего и дисперсий содержаний элементов в конкретных типах пород (18 типов метаморфических пород и 9 – гранитоидов) были вычислены средневзвешенные содержания в метаморфических породах (в целом) и гранитоидах (в целом) и оценки их дисперсий. В качестве "весов" для конкретных типов пород взяты показатели их объемов (V_i). Для метаморфических пород – это произведение площади (P) на мощность (m_i), подсчитанную на основании описания 18 опорных резервов протяженностью по стратиграфической вертикали более чем 1600 м, а для гранитоидов–произведение площади (определяемый из детальных геологических карт) на глубину (по геофизическим данным). Таким образом среднее взвешенное, например, для метаморфической породы ($\bar{X}_M$) равно:

$$\bar{X}_M = \frac{\sum_{i=1}^{18} \bar{X}_i V_i}{\sum_{i=1}^{18} V_i} = \sum_{i=1}^{18} \bar{\bar{p}}_i \bar{X}_i ; \quad \bar{\bar{p}}_i = \frac{V_i}{\sum_{i=1}^{18} V_i} ; \quad \bar{\bar{V}}_i = m_i \bar{\bar{p}}$$

При вычислении средних содержаний элементов–примесей в породах сделаны некоторые объединения, поскольку выяснилось,

что близкие по валовому составу породы не различаются в этом отношении. Средние взвешенные содержания в этом случае вычислялись так же, как было показано выше.

Проверка нулевой гипотезы о равенстве истинных средних по выборочным средним осуществлялась при помощи величины

$$t = \frac{\bar{X}_м - \bar{X}_г}{\sqrt{S^2_{\bar{X}_м} + S^2_{\bar{X}_г}}}$$

где $\bar{X}_г$ – среднее взвешенное для гранитоидов; $S^2_{\bar{X}_м}$; $S^2_{\bar{X}_г}$ – оценка дисперсии соответствующих средних взвешенных. Величина t распределена асимптотически нормально с нулевым средним значением и единичной дисперсией, когда верна нулевая гипотеза. Более подробно математический аппарат описан авторами ранее (4). Результаты вычислений приведены в табл. I-6.

Нулевая гипотеза не отклоняется для Fe_2O_3, MnO, P_2O_5, Li, F, Ga при 5% уровне значимости, а для TiO_2, Al_2O_3, Zn, Zr, Be, Nb при 2,5% уровне значимости. Учитывая, что объемные показатели пород лишь приближенно соответствуют истинным объемам пород, следует остановиться на 2,5% уровне значимости, т.е. ориентироваться на наиболее резкие различия истинных средних. При этом гипотеза о равенстве средних для остальных элементов отклоняется при очень малом уровне значимости (0,000001% и меньше для большинства элементов). Полученные оценки дисперсий содержаний Zn, Zr, F в породах необычно велики, поэтому для окончательного заключения необходимо провести дополнительные исследования.

Таким образом с весьма высокой вероятностью можно считать, что гранитоиды по сравнению с метаморфическими породами содер-

Таблица 1

Химический состав пород зерендинской серии, (средние содержания, $\bar{X}$ – вес %)

Окисел	Бердыкская свита, площадь P = 1690 км²										Колдыбайская свита, площадь P = 410 км²									
	сланцы		гнейсы		эклогиты		амфиболиты		плагиоклаз-диопсидовые породы		мраморы		сланцы		гнейсы		эклогиты		амфиболиты	
	$\bar{X}_1$	S_1^2	$\bar{X}_2$	S_2^2	$\bar{X}_3$	S_3^2	$\bar{X}_4$	S_4^2	$\bar{X}_5$	S_5^2	$\bar{X}_6$	S_6^2	$\bar{X}_7$	S_7^2	$\bar{X}_8$	S_8^2	$\bar{X}_9$	S_9^2	$\bar{X}_{10}$	S_{10}^2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	61,35	28,24	70,71	24,12	49,04	2,03	51,97	44,87	49,51	19,57	21,98	155,57	66,06	31,25	69,45	55,36	48,44	6,32	47,00	5,02
TiO_2	1,02	4,41	0,44	0,12	1,13	0,32	1,33	0,65	0,73	0,10	0,30	0,067	0,79	0,037	0,55	0,14	2,02	0,64	2,30	0,78
Al_2O_3	20,35	16,21	14,40	8,20	14,40	1,51	14,32	3,18	9,34	10,32	3,04	6,81	18,24	12,14	15,49	11,95	14,40	5,40	13,89	12,16
Fe_2O_3	2,08	1,22	1,52	1,52	2,60	2,39	3,29	2,02	0,94	0,65	1,61	3,42	1,56	1,82	1,34	0,72	2,89	3,16	3,11	1,10
FeO	5,38	4,89	2,64	3,45	10,95	3,03	9,35	7,84	7,47	6,50	1,26	0,64	3,87	5,42	2,10	1,60	13,38	8,17	12,56	8,42
MnO	0,14	0,036	0,13	0,092	0,23	0,0058	0,19	0,0095	0,37	0,16	0,07	0,002	0,18	0,11	0,06	0,75	0,24	0,0074	0,22	0,006
MgO	1,97	0,57	0,81	0,63	7,25	3,16	5,86	4,30	7,92	6,18	17,14	10,68	1,46	0,48	1,32	2,29	5,50	3,53	6,31	2,58
CaO	1,28	1,57	1,48	1,62	10,94	1,59	8,56	9,61	20,62	28,54	30,03	4,71	1,20	1,19	1,22	0,62	10,66	2,60	10,02	1,73
Na_2O	0,41	0,15	1,90	0,65	1,64	0,20	1,98	0,76	0,39	0,044	0,05	0,00	0,47	0,047	1,61	1,02	1,64	0,31	1,77	0,22
K_2O	2,90	1,81	4,78	1,44	0,37	0,062	1,36	1,03	0,85	0,48	0,13	0,008	3,76	0,97	4,27	0,33	0,29	0,059	0,71	0,13
P_2O_5	0,20	0,096	0,10	0,0075	0,22	0,765	0,16	0,21	0,17	0,022	0,104	0,005	0,062	0,009	0,16	0,005	0,24	0,018	0,18	0,006
	2,49	1,63	0,92	0,53	1,04	0,398	1,89	1,06	1,29	0,245	24,51	157,87	2,48	0,91	2,00	1,02	0,44	0,28	1,09	0,60
Сумма	99,57	–	99,47	–	100,107	–	100,26	–	99,59	–	100,22	–	100,123	–	99,57	–	100,14	–	99,16	–
Количество анализов (n)	25		30		17		9		9		7		17		4		29		9	
Мощность пород (m), М	1200		1257		106		192		144		50		1395		75		450		51	

Примечание: $\bar{X}_1$ ..... $\bar{X}_i$ ..... $\bar{X}_{18}$ – средние арифметические содержания окислов для пород в свитах S_1^2 ... S_i^2 .... S_{18}^2 – оценки дисперсии

Таблица I (окончание)

Оксиды	Даулетская свита площадь P = 450 км²												Уялинская свита, площадь P = 1540 км²				
	сланцы		гнейсы		платиокиаз-диоп-сидовые породы		мраморы		сланцы		гнейсы		амфиболиты		кварциты		эрендин-ская серия в целом
	$\bar{X}_{f1}$	S^2_{f1}	$\bar{X}_{f2}$	S^2_{f2}	$\bar{X}_{f3}$	S^2_{f3}	$\bar{X}_{f4}$	S^2_{f4}	$\bar{X}_{f5}$	S^2_{f5}	$\bar{X}_{f6}$	S^2_{f6}	$\bar{X}_{f7}$	S^2_{f7}	$\bar{X}_{f8}$	S^2_{f8}	$\bar{X}_M$
SiO_2	63,37	II2,4I	6I,86	80,25	56,56	I43,32	I7,45	I55,2I	65,22	24,22	7I,73	28,75	53,48	I2,20	78,I0	76,99	64,45
TiO_2	0,86	0,07	0,73	0,098	0,80	0,40	0,22	0,033	0,94	0,036	0,39	0,03	I,06	0,I7	0,40	I,I8	0,75
Al_2O_3	I4,54	29,I2	I4,5I	6,24	I0,69	I7,67	3,66	I2,I3	I6,24	I,06	I3,08	0,84	I4,II	I,26	II,06	35,35	I5,26
Fe_2O_3	I,86	I,50	I,46	I,82	0,65	0,2I	0,92	0,39	2,0I	I,0I	I,40	0,22	2,30	I,42	I,29	0,30	I,78
FeO	5,43	7,98	4,0I	3,85	4,92	I7,35	I,56	I,5I	4,58	7,72	2,34	2,59	8,36	0,9I	I,60	I,I5	4,42
MnO	0,I3	0,009	0,099	0,0055	0,088	0,0I	0,065	0,002	0,09	0,0I3	0,04	0,00I	0,20	0,0I3	0,0I	0,00	0,I2
MgO	2,67	0,80	3,46	5,37	6,74	I8,44	3,78	I0,8I	2,57	3,I2	I,07	I,87	6,57	4,II	I,46	0,86	2,45
CaO	3,46	20,32	4,73	I5,I0	I5,26	42,I6	4I,86	97,I8	0,26	0,002	I,8I	I,7I	8,I0	7,70	0,25	0,0024	3,37
Na_2O	0,74	0,33	2,32	0,67	0,99	0,90	0,075	0,0008	0,50	0,28	2,36	I,29	I,86	I,46	0,I0	0,00	I,24
K_2O	3,74	0,25	4,40	2,08	0,95	0,I4	0,6I	0,I5	3,80	0,25	4,68	2,I8	2,I8	7,03	2,75	0,97	3,5I
P_2O_5	0,094	0,00I	0,I9	0,02	0,I08	0,0006	0,6I	0,0008	-	-	-	-	0,50	0,30	-	-	0,I23
	2,26	2,83	2,00	3,I7	2,0I	2,53	29,I8	I22,56	3,05	0,09	0,87	0,07	I,00	0,59	2,36	I,24	2,I9
Сумма	99,I54	-	99,77	-	99,656	-	99,99	-	99,52	-	99,74	-	99,72	-	99,38	-	99,663
Количество анализов (n)	5		II		5		6		2		6		5		3		I99
Мощность пород (m), м	743		243		I88		225		950		I2I8		333		300		9I20

Химический состав пород Зерендинского плутона, (средние содержания, X - вес %)

Окисел	Кембрийский комплекс		Верхнеордовикский комплекс										Среднедевонский комплекс						Зерендинский плутон в целом, $\bar{X}$ г
	габбро		диориты		гранодиориты, кварцевые диориты		гранодиориты		адамеллиты гранит		граниты		лейкократовый граниты и аляскиты		аляскиты		лейкократовые граниты		
	$\bar{X}_1$	S_1^2	$\bar{X}_2$	S_2^2	$\bar{X}_3$	S_3^2	$\bar{X}_4$	S_4^2	$\bar{X}_5$	S_5^2	$\bar{X}_6$	S_6^2	$\bar{X}_7$	S_7^2	$\bar{X}_8$	S_8^2	$\bar{X}_9$	S_9^2	
SiO_2	47,62	2,560	5I,99	0,406	62,68	3,I33	60,2I	6,26	69,79	8,46	72,69	3,386	73,78	2,56	74,73	I,8I	72,49	2,56	68,95
TiO_2	0,94	0,536	I,35	0,07I	0,90	0,0I4	0,83	0,I2	0,50	0,06	0,28	0,004	0,23	0,0I3	0,I5	0,0033	0,32	0,0022	0,5I
Al_2O_3	I5,47	I2,670	I6,98	0,422	I5,II	0,349	I5,98	3,36	I4,67	0,9I	I4,07	0,608	I3,38	0,50	I3,38	0,36	I3,94	0,43	I4,56
Fe_2O_3	2,70	7,022	2,57	0,053	I,8I	0,069	2,3I	0,52	I,58	0,57	0,78	0,I07	I,00	0,I9	0,85	0,45	I,54	0,033	I,53
FeO	5,37	8,532	5,36	I,I24	3,95	0,I06	3,97	0,74	I,95	0,90	I,49	0,058	I,I7	0,28	I,09	0,I5	I,I2	0,25	2,20
MnO	0,I2	0,0086	0,I3	0,000	0,083	0,003	0,I0	0,0003	0,084	0,0I2	0,04	0,00003	0,05	0,00054	0,035	0,000I8	0,047	0,00006	0,I5
MgO	8,38	3,6I0	5,52	0,079	2,56	0,3I5	2,62	4,34	0,52	0,23	0,20	0,I0I	0,24	0,032	0,20	0,0I5	0,I3	0,0056	0,90
CaO	I5,36	4,326	8,I7	0,000	4,07	0,872	5,52	I,56	I,84	0,57	I,I8	0,672	0,96	0,23	0,76	0,07	I,3I	0,32	2,29
Na_2O	I,25	0,462	2,95	0,07I	3,63	0,689	3,78	0,22	4,08	0,24	3,98	0,225	4,06	0,3I	3,84	0,35	4,08	0,24	3,97
K_2O	0,20	0,0I4	I,60	0,000	4,23	0,593	3,40	0,85	4,60	0,5I	5,I2	0,I85	4,84	0,23	4,62	0,34	4,50	0,084	4,46
P_2O_5	0,06	0,000I7	0,403	0,05I	0,209	0,062	0,I93	0,002	0,I49	0,0II	0,I7I	0,054	0,08I	0,0038	0,045	0,00I7	0,I3	0,005	0,I63
SO_3	0,02	0,00058	0,025	0,008	0,008	-	Следы	-	0,009	-	0,05	0,008	0,0I3	-	0,005	-	0,0I	-	0,0I3
п.п.п.	0,92	0,II2	2,I7	0,079	I,I5	0,049	0,73	0,045	0,23	0,030	0,37	0,090	0,36	0,063	0,I3	0,026	0,27	0,0035	0,33
Сумма	99,4I	-	99,2I8	-	I00,347	-	99,686	-	I00,002	-	I00,42I	-	I00,I64	-	99,835	-	39,887	-	I00,026
Количество анализов (n)	5		2		3		7		20		5		28		II		6		87
Площадь, (P), км^2	II		20		708		880		3873		I74		II50		556		30		7402

Примечание: $\bar{X}_I$..... $\bar{X}_i$ ..... $\bar{X}_9$ - средние арифметические содержания окислов в отдельных типа пород, S_I^2.... S_i^2.. S_9^2 - оценка дисперсии

жат значительно больше SiO_2, Na_2O, K_2O и Rb, U, Pb (элементы привноса) и меньше FeO, MgO, CaO летучих (п.п.п.), а также Sn, B, Cu, Mo, V, Cr, Co, Ni (элементы выноса, рис. 2).

Элементы, расположенные выше горизонтальной линии на рис. 2 характеризуют привнос вещества. Этому выводу может противоречить лишь предположение о возможном извлечении вещества из метаморфических пород, но соответствующие расчеты показывают, что подобное предположение противоречит геологическим и петрохимическим данным и по-видимому, состав пород раннего докембрия был в целом весьма устойчив за пределами зон гранитизации. В то же время для преобразования ранних эклогитовых и гранулитовых парагенезисов в широко распространенные амфиболитовые (Трусова, 1956) – необходим привнос воды, поэтому следует предполагать, что источники компонентов при гранитизации находились ниже рассматриваемого (около 15 км) уровня земной коры.

Набор петрогенных элементов привноса совпадает с составом сквозь магматических растворов, по Д.С. Коржинскому и приближается к спектру элементов, выносимых вверх при процессе зонного плавления мантийного вещества по А.П. Виноградову, а также – соответствует комплексу компонентов, необходимых для превращения осадочных пород неогея в породы гранитной оболочки по А.Б. Ронову (Ронов, Ярошевский, 1967). Это совпадение очевидно связано с теми свойствами щелочей и кремния, которые обуславливают их высокую миграционную способность в главных петрогенных процессах, что достаточно хорошо известно. Элементы-примеси в процессе привноса тесно связаны с калием, что для

Табл. 3

Средний химический состав кристаллических пород Кокчетавского массива (средние содержания, X - вес. %)

Окисел	Ранний докембрий, метаморфические породы зерендинской серии. $N_м$ = I99		Гранитоиды, породы Зерендинского плутона. $N_г$ = 87		t
	$\bar{X}_м$	$S^2_{\bar{X}_м}$	$\bar{X}_г$	$S^2_{\bar{X}_г}$	
SiO_2	64,45	0,535I44	68,95	0,I4I5I2	5,46
TiO_2	0,75	0,007856	0,5I	0,003687	2,24
Al_2O_3	I5,26	0,079537	I4,56	0,020926	2,2I
Fe_2O_3	I,78	0,0I6028	I,53	0,009473	I,56
FeO	4,42	0,I0I298	2,20	0,0I7382	6,43
MnO	0,I2	0,000226	0,I6	0,000I74	I,50
MgO	2,45	0,044444	0,90	0,0I2923	6,49
CaO	3,37	0,023978	2,29	0,0I5294	5,45
Na_2O	I,24	0,0I487I	3,97	0,0I0307	I7,I7
K_2O	3,5I	0,025I26	4,46	0,0I0902	5,00
P_2O_5	0,I23	0,000336	0,I63	0,000354	I,54
п. п. п.	2,I9	0,0I8404	0,33	0,00I489	I3,I9

Таблица 4

Оценки параметров распределения содержаний редких элементов в метаморфических породах раннего докембрия Кокчетавского массива (зерендинская серия).

Средние содержания, $\bar{X}$ - в г/т (ppm)

№	Элемент	сланцы			гнейсы			эклогиты			амфиболиты			плагиоклазово-диопсидовые породы			мраморы			кварциты			Зерендинская серия в целом		
		n	$\bar{X}$	S^2	n	$\bar{X}$	S^2	n	$\bar{X}$	S^2	n	$\bar{X}$	S^2	n	$\bar{X}$	S^2	n	$\bar{X}$	S^2	n	$\bar{X}$	S^2	N	$\bar{X}_H$	$S^2_{\bar{X}_H}$
1	La	33	24,4	206,5	20	31,7	208,8	I3	22	I08	8	I3	4,4	I3	I6	98,I	I2	I3	II3	4	I5	87,6	I03	2I,56	2,20
2	Be	33	3,4	5,94	20	3,2	3,74	I3	I,6	0,96	8	I,4	0,27	I3	7,2	I80,9	I2	I,6	0,45	4	2,0	I,33	I03	2,92	I,83
3	B	33	62	3280	20	54	33I4	I3	I7	37,I	8	20	I9,4	I3	26	209	II	20	333	4	30	I23	I03	46,4I	3I,38
4	F	33	463	I57796	20	772	I84533	I3	500	75300	8	742	46564	I3	I0I4	840026	I2	II20	262564	4	327	66 25	I03	762,57	I877,I4
5	V	33	I48	3959	20	78	3499	I3	657	66239	8	607	25089I	I3	I20	2II2	I2	42	2465	4	50	240	I03	23I,85	3I7,04
6	Cr	33	I20	I527	20	69	II693	I3	246	3402I	8	II5	I0766	I3	79	4396	I2	46	I00I	4	37	433	I03	II7,38	I45,58
7	Co	33	27	I45	20	I5	I95	I3	94	266	8	83	I2I3	I3	28	I84	I2	20	267	4	6	II,3	I03	36,4I	2,9I
8	Ni	33	66	760	20	38	2236	I3	223	3I08	8	202	3593	I3	52	793	I2	36	485	4	I4	I57	I03	86,4I	23,92
9	Cu	33	48	56I	20	38	I002	I3	I7I	2576	8	I24	I0I90	I3	24	54,2	I2	37	I055	4	49	I53I	I03	68,85	I9,55
I0	Zn	33	I30	840I	20	40	52I	I3	I47	3256	8	II9	2098	I3	54	2478	I2	I0	I8,3	4	45	633	I03	92,75	43,2I
II	Ga	33	2I,4	59,4	20	I6	I7,8	I3	I5	I8,2	8	I4	20,7	I3	I2,5	5,43	I2	8,0	30,0	4	I3	4,92	I03	I7,29	2,4I
I2	Rb	33	I50	3266	20	248	I0578	I3	I9	I22	8	6I	53I	I3	I06	5309	I2	7I	3I9I	4	72	2292	I03	I50,47	73,79
I3	Zr	33	279	I57I2	20	237	I2I69	I3	I9I	II3I4	8	I3I	I2I2	I3	286	29859	I2	I85	295I8	4	562	24492	I03	249,88	I62,58
I4	Nb	34	22,5	24,98	22	22,6	50,47	I3	II,9	20,48	9	I0,8	7,4I	II	I6,7	55,II	8	I0,3	I7,59	4	2I,5	0,50	I0I	I9,65	0,40
I5	Mo	33	I,7	3,23	20	I,5	I,55	I3	2,2	I,9	8	I,2	0,8	I3	I,9	0,63	I2	2,0	I,3I	4	0,I	0,00	I03	3,2I	0,0I
I6	Sn	33	7,2	I0,00	20	4,9	7,57	I3	II	50,8	8	II	26,3	I3	I6,6	83,9	I2	20,0	I34,3	4	3,0	2,67	I03	7,57	0,I8
I7	Pb	33	22	96	20	35	202	I3	23	59,8	8	37	62I	I3	36	665	I2	27	I49	4	8	3,3	I03	27,47	3,07
I8	U	40	3,0	2,27	20	3,I	2,3I	I3	0,6	0,0I2	I0	0,8	0,26	I4	2,I	I,25	I3	I,I	0,20	4	2,7	0,35	II4	2,44	0,0I

Мощность, м:								
Бердыкская свита, площадь P=I690 км^2	I200	I257	I06	I92	I44	50	-	-
Колдыбайская свита, площадь P=4I0 км^2	I395	75	450	5I	-	-	-	-
Даулетская свита, площадь P=450 км^2	743	243	-	-	I88	225	-	-
Уялинская свита, площадь P=I540 км^2	950	I2I8	-	333	-	-	300	-
$\bar{\bar{p}}_i$	0,3560	0,3356	0,I600	0,0695	0,0265	0,0I50	0,0374	

Примечание: n – количество анализов по отдельным типам пород, $\bar{x}$ – среднее арифметическое содержаний в I 10^{-4}% или г/т, s^2 – оценка дисперсии; N – общее количество анализов, $\bar{\bar{x}}_м$ – среднезвешенное по зерендинской серии в целом, $s^2_{\bar{\bar{x}}_м}$ – оценка дисперсии среднезвешенного $\bar{\bar{x}}_м$.

Таблица 5

Оценки параметров распределения содержаний редких элементов в гранитоидах Зерендинского плутона
Средние содержания, X - в г/т (ppm)

Габбро			Диориты			Гранодиориты кварцевые диориты			Адамеллиты, гранить			Лейкократовые граниты, аляскиты			Зерендинский плутон в целом		
n	$\bar{x}$	s^2	n	$\bar{x}$	s^2	n	$\bar{x}$	s^2	n	$\bar{x}$	s^2	n	$\bar{x}$	s^2	N	$\bar{x}_r$	$s^2_{\bar{x}_r}$
3	3,4	0,2	-	-	-	5	I3,3	38,4	I0	26,7	I22	II	I5,5	I04	29	2I	4,5I
5	I,2	0,I	3	сл	-	II	3,I	I,5	29	3,4	I,2	42	5,8	6,9	90	3,9	0,03
2	8	8	-	-	-	4	I7	55,3	9	II	6I	9	I0	69	24	I2	3,08
2	330	28800	-	-	-	4	II20	222500	8	680	I30500	I0	876	I273300	24	8I5	I4397
3	3I3	I033	-	-	-	5	I4I	I433	8	46	58	9	I2,3	39	25	59	I5,54
3	263	I633	-	-	-	5	85	I532	8	I2	63	9	7,2	46I	25	27	I9,25
3	69	25	3	35	59	5	27	55	8	5	2,7	9	2,9	6,2	28	9	0,64
2	69	25	3	54	89,3	I5	37	275	3I	I4,8	73	43	I0,3	9,0	94	I9	1,55
7	2I	69	3	33	34,9	I3	32	688	34	22,4	I36	43	2I,8	88,6	I00	24	3,74
5	I00	200	-	-	-	5	73	I620	8	76	2273	I0	42	57	28	67	99,85
6	I6	23,4	3	I9	I7,I	I3	I8,2	9,7	34	I7,6	9,6	52	I8,6	I6	I08	I8	0,I4
6	23	I7	3	68	560	I4	I89	283I	34	248	4364	50	300	I2904	I07	246	62,I2
6	9I	I084	3	I00	3I0	5	454	I9600	9	480	I05I00	I0	273	30000	33	424	3824
4	4	3	4	7	I5	5	20	I3	I5	23	86	20	32	254	48	24	2,5I
7	I,4	0,8	-	-	-	5	3,I	0,3	8	I,3	0,8	I0	2,5	6,5	30	2	0,07
7	3,3	4,5	3	2	0,8	I0	5,5	5,6	20	5,7	2,6	37	6,4	I0,6	77	5,8	0,08
3	20	72,5	-	-	-	5	46	II3	8	46	96	I0	56	447	26	48	7,08
3	0,3	0,03	-	-	-	5	5,3	0,9	I0	4,3	I,3	9	7,7	I8,7	27	5,3	0,I6
	II			20			I588			4047			I736			7402	

Примечание: n, $\bar{x}$, s^2 – то же, что и в табл. 2. $\bar{X}_r$ средневзвешенное по Зерендинскому плутону в целом, $s^2_{\bar{x}_r}$ – оценка дисперсии средневзвешенного $\bar{x}_r$.

I08

5.945

Табл.6

Оценки параметров распределения элементов-примесей в кристаллических породах Кокчетавского массива

Элемент	Метаморфические породы Зерендинской серии			Породы Зерендинского плутона			t
	$N_м$	$\bar{x}_м$	$S^2_{\bar{x}_м}$	$N_г$	$\bar{x}_г$	$S^2_{\bar{x}_г}$	
Li	I03	22	2,20	2I	2I	4,5I	0,4
Be	I03	2,9	I,83	90	3,9	0,03	0,7
B	I03	46	3I,38	24	I2	3,08	5,8
F	I03	763	I877,I4	24	8I5	I4396,67	0,4
V	I03	232	3I7,04	25	59	I5,54	9,5
Cr	I03	II7	I45,58	25	27	I9,25	7,0
Co	I03	36	2,9I	28	9	0,64	I4,2
Ni	I03	88	23,92	94	I9	I,55	I3,6
Cu	I03	69	I9,55	I00	24	3,74	9,3
Zn	I03	93	43,2I	28	67	99,85	2,3
Ga	I03	I7	2,4I	I08	I8	0,I4	0,7
Rb	I03	I50	73,79	I07	246	62,I2	8,2
Zr	I03	250	I62,58	33	424	3824,76	2,7
Nb	I0I	20	0,40	48	24	2,5I	2,3
Mo	I03	3,2	0,0I	30	2,0	0,07	4,2
Pb	I03	27	3,07	26	48	7,08	6,6
U	II4	2,4	0,0I	27	5,3	0,I6	0,7

Примечание:

$N_м$, $\bar{x}_м$; $S^2_{\bar{x}_м}$; $N_г$, $\bar{x}_г$; $S^2_{\bar{x}_г}$ то же, что и в табл. 4,5.

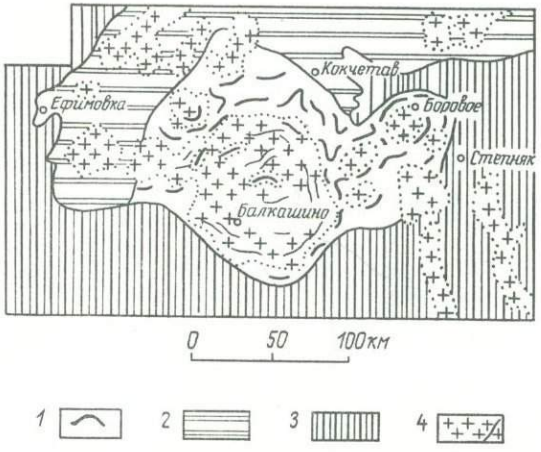


Рис. I. Схема геологического строения южной части Кокчетавского массива.

I. Ранний докембрий. Линиями показаны простирания складок. 2. Поздний докембрий. 3. Палеозой. 4. Гранитоиды. Линиями показаны простирания плоскостной и линейной ориентировки минералов и ксенолитов.

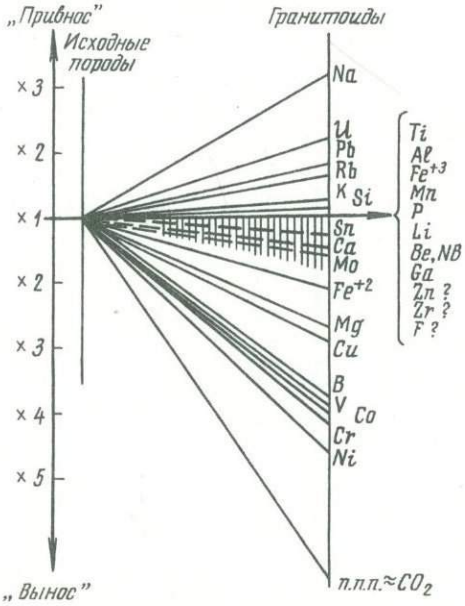


Рис. 2. Диаграмма изменения состава пород в процессе превращения их в гранитоиды. Штриховкой показана область возможной компенсации "выноса" увеличением объема

рубидия и свинца определяется близостью их свойств, а для урана – общностью поведения в магматическом процессе. Сочетание воды, щелочных металлов и урана определяет высокую химическую активность гранитизирующих растворов, а возможная концентрация урана на определенных уровнях позволяет предполагать саморазогревание пород и флюидов на отдельных стадиях процесса.

Элементы, расположенные ниже горизонтальной линии (рис. 2) характеризуют вынос. В изученном регионе достоверно известны признаки выноса магния в форме карбонатизации вышележащих толщ, а магния, железа, бора и возможно других элементов – в форме магнезиального метасоматоза и скарнирования, причем эти процессы по радиологическому датированию (1260, 560, 350–300 млн. лет, Лисицын, Пантелеев, 1970) совпадают с эпохами гранитизации. Однако относительные масштабы этих процессов невелики и они не поддаются учету при расчетах объемов. Расчеты показывают, что предположение о полной реализации выноса петрогенных элементов в виде горных пород кровли при изообъемном процессе (должен возникнуть слой анортит-диопсидового состава мощностью около 1 км), целиком исключается геологическими данными.

Значительное кажущееся уменьшение содержаний элементов может быть вызвано увеличением объема, на что указывает рост гранито-гнейсового купола в процессе гранитизации. Величина этого роста может достигать как по геологическим данным, так и по расчетам в соответствии с формулой И.Ф. Романовича (Розен, Романович, Серых, 1969) примерно 1,5–1,8 раза. Как показано на рис. 2, при этом вероятна компенсация значительной части "выноса" элементов. Кроме того это позволяет допустить отсут-

ствие выноса и возможность небольшого привноса олова, молибдена, лития, бериллия, галлия, ниобия и некоторых петрогенных элементов. Подобный механизм представляется вполне реальным, хотя расчеты вызывают определенные затруднения и требуют дальнейшей теоретической разработки. Исключив указанные элементы, изменения содержаний которых возможно компенсированы увеличением объема, мы получаем наиболее вероятный состав компонентов, которые должны быть вынесены во флюиде за пределы зон гранитизации.

В составе этого восходящего флюида значительную роль будут играть очевидно (рис. 2) летучие компоненты, главным из которых является CO_2 исходных карбонатных пород, что подтверждается данными (Тугаринов, Наумов, 1971). Это возможно определяло формы миграции таких элементов, как Pb и U . Совместный вынос магния, двухвалентного железа с элементами группы железа и медью определяется общностью их свойств, но при этом обнаруживается более интенсивная избирательная мобилизация для V , Co, Cr, Ni . Вынос бора определяется его высокой подвижностью в эндогенных процессах.

Полученные данные можно суммировать следующим образом:

I. Метод проведенных исследований предполагает оценку баланса элементов при гранитизации в целом для блока земной коры объемом около 100.000 км^3 (площадь 12.000 км^2, мощность 8 км), что потенциально исключает влияние таких частных факторов, как местное перераспределение элементов, селективный характер преобразования пород в зависимости от исходного состава и т.п.

2. Геологические данные показывают, что процесс гранито-

образования локализовался в пределах гранито-гнейсовых куполов вызывая их рост, обусловленный увеличением объема. Более поздние гранитоиды формировались внутри более ранних, определяя пространственную унаследованность гранитообразования в целом. Этот процесс протекал в течение ряда этапов на протяжении промежутка времени примено в I,0 млрд. лет.

3. Общий, интегральный эффект гранитизации с весьма высокой степенью надежности оценивается как увеличение содержаний кремния, натрия, калия, а также рубидия, свинца, урана и воды, которые по-видимому привносились с более глубоких горизонтов, и как уменьшение содержаний двухвалентного железа, магния, а также меди, ванадия, хрома, кобальта, никеля, бора и летучих, представленных главным образом углекислотой исходных карбонатных отложений. Данные, полученные рядом авторов для отдельных толщ и типов пород, о привносе Ca, Al и выносе Al, Ti, Mn, Li, Rb и др. отражают вероятно лишь вариации и стадии рассматриваемого процесса.

4. Основная масса вещества исходных пород оставалась при гранитизации на месте.

Эти данные по-видимому отражают общие черты гранитообразования. Можно предполагать, что зоны регионального гранитообразования характеризуются общим привносом указанных выше компонентов из глубинных источников, протекающим в течение весьма длительного времени и сопровождающимся увеличением объема пород. При этом основные компоненты возникающего флюида образуются как за счет исходных пород (в данном случае - углекислота), так и за счет глубинных источников (в данном случае - вода). Процесс гранитообразования приводит к выносу огромных количеств

некоторых рудообразующих компонентов из исходных пород, что определяет вероятность местных, коровых источников при формировании соответствующих месторождений. Возможный объем фиксации компонентов выноса в виде железомагнезиального метасоматоза и рудных месторождений несопоставимо мал по сравнению с общим количеством выносимых компонентов. Вероятно, что вместе с гидротермами они находили выход в водных бассейнах прошлого. Существование в природе подобных процессов выноса представляется сейчас доказанным (Miller и др., 1966; Hunt и др., 1967).

Эти особенности гранитообразования могут определять некоторые более общие стороны рассматриваемого явления. В соответствии с периодичностью метаморфизма и гранитообразования в истории Земли, отчетливо устанавливаемой радиогеохронологическими методами вероятно, что в мировой океан также периодически поступали значительные количества "компонентов выноса": железа, магния, а также ванадия, хрома, кобальта, никеля, меди, бора и углекислоты. Если это так, а изложенные данные говорят в пользу такого предположения, то гранитообразование оказывается интенсивным косвенным фактором осадконакопления, вызывавшим, с одной стороны, воздымания на континентах в определенных тектонических условиях, интенсификацию эрозии и накопление здесь грубообломочных толщ, а с другой стороны - определявшим периодические изменения в составе морской воды и осадков. Исследование этих связей возможно позволит глубже вскрыть природу и источники некоторых стратиформных рудных месторождений.

5945

ЛИТЕРАТУРА

Кузнецов Ю.А., I964. Главные типы магматических формаций. "Недра", М., 387 стр.

Лионцын А.Е., Пантелеев А.И., I970. О времени образования и глубинности скарнов и магнетитового оруденения Кокчетавской глыбы по данным абсолютного возраста. Геохимия, № 7, 869-874.

Павленко А.С., I97I. Геохимия палингенных формаций складчатых областей. Междунар. геох. конгр., тез. докл. Изд. ВИНИТИ, М., 2, с. 600-60I.

Розен О.М., I97I. Рифей Кокчетавского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, I02-II4.

Розен О.М., Романович И.Ф., Серых В.И., I969. О возможности расчета амплитуды воздымания гранито-гнейсовых куполов по петрохимическим данным. В сборнике "Вопросы петрохимии (материалы к совещанию), гл. ред. В.А. Рудник. Изд-во ВСЕГЕИ, Л., с. 92-93.

Розен О.М., Серых В.И., I969. Основные черты истории геологического развития древнего ядра Кокчетавского массива и некоторые вопросы металлогении. Тр. Центр. Казахст. Геол. Упр., 3, 30-44.

Ронов А.Б., Ярошевский А.А., I967. Химическое строение земной коры. Геохимия, № II, I285-I309.

Серых В.И., Розен О.М., I969. О миграции химических элементов в земной коре при гранитообразовании (на примере Северного Казахстана). Геохимия, № 9, I066-I08I.

Серых В.И., Ященко Н.Я., I963. О порфиробластовых гранитах Зерендинского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 34-45.

Сидоренко А.В., I963. Проблемы осадочной геологии докембрия. Сов. геол., № 4, 3-23.

Трусова И.Ф., I956. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива. Сов. геол., 5I, 45-7I.

Тугаринов А.И., Наумов В.Б., I97I. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования. Междунар. геох. конгр., тез. докл., I. Изд-во ВИНИТИ, М., с. 304-305.

Hunt J.M., Hays E.E., Degens E.T., Ross D.A., 1967. Red Sea: Detailed survey of hot-brine areas. Sci, 156, 514-516.

Miller A.R., Densmore C.D., Degens E.T., Hathway J.C., Manheim F.T., McGarlin P.F., Pocklington R., Jokela A., 1966. Hotbrines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea. Geoch. et Cosm. Acta, 30, 341-359.

Shaw D.M., 1964. Interpretation geochimique des elments en traces dans les roches crystallines. Masson et Cie, Paris, 202 p.p.

Grindley, G.W., in press, Polyphase deformation of the Precambrian Nimrod Group, central Transantarctic Mountains: In Antarctic Geology and Geophysics, ed. R.J. Adie, Universitetsforlaget, Oslo.

Grindley, G.W. and McDougall, I., 1969, Age and correlation of the Nimrod Group and other Precambrian rock units in the central Transantarctic Mountains, Antarctica: N.Z. Jour. Geol. Geophys., 12, 391-411.

Grindley, G.W., McGregor, V.R. and Walcott, R.I., 1964, Outline of the geology of the Nimrod-Beardmore-Axel Heiberg Region, Ross Dependency, Antarctica: In Antarctic Geology, ed. R.J. Adie, North-Holland Publ. Co., Amsterdam, 206-219.

Gunn, B.M. and Walcott, R.I., 1962, The geology of the Mount Markham region, Ross Dependency, Antarctica: N.Z. Jour. Geol. Geophys., 5, 407-426.

Gunner, J.D., 1969, Petrography of Metamorphic Rocks from the Miller Range, Antarctica: Rep. Inst. Polar Stud. Ohio State Univ., No. 32, 44 pp.

Gunner , 1971a, Age and Origin of the Nimrod Group and of the Granite Harbour Intrusives, Beardmore Glacier Region, Antarctica, Ph.D. dissertation, The Ohio State University.

Gunner , 1971b, Ida Granite: Recognition of a New Formation of the Granite Harbour Intrusives, Beardmore Glacier Region: Antarctic Jour. U.S. (in press).

Gunner in preparation, Petrology of the Goldie Formation, Beardmore Glacier Region, Antarctica.

Gunner, J. and Faure, G., in press, Rb-Sr geochronology of the Nimrod Group, central Transantarctic Mountains: In Antarctic Geology and Geophysics, ed. R.J. Adie, Universitetsforlaget, Oslo.

5945

Laird, M.G., 1963, Geomorphology and stratigraphy of the Nimrod Glacier-Beaumont Bay region, Southern Victoria Land, Antarctica: N.Z. Jour. Geol. Geophys., 6, 465-484.

McDougall, I. and Grindley, G.W., 1965, Potassium-argon dates on micas from the Nimrod-Beardmore-Axel Heiberg region, Ross Dependency, Antarctica: N.Z. Jour. Geol. Geophys., 8, 304-313.

York, D., 1966, Least squares fitting of a straight line: Canad. Jour. Physics, 44, 1079-1086.

АНАТЕКТИЧЕСКОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОЗДНЕОРОГЕННЫХ ГРАНИТОВ ПЛУТОНОВ ХОУП И ИДА В РАЙОНЕ ЛЕДНИКА БИРДМОР, АНТАРКТИДА

Дж. ГУННЕР

Институт полярных исследований и Отдел геологии, университет штата Огайо, Колумбус, США

В работе приводятся результаты стронциево-изотопных исследований гранитных плутонов комплекса основания центральной части Трансантарктических гор Антарктиды (рис. I). Рассматриваемые плутоны интрудируют докембрийские метаосадочные породы группы Нимрод и формации Голди, табл. I (Gunn, Walcott , 1962).

Таблица I

Стратиграфия района ледника Бирдмор

Группа или супергруппа	Возраст	Формация	Описание
I	2	3	4
Группа Феррар	Юра	2 формации	Силлы, лавовые потоки, туфы и вулканические грязевые лавы, преимущественно толеитовых базальтов
Супергруппа Бикон	Девон(?) – триас	7 формаций	Песчаники и сланцы с растительными остатками и пластами углей. В нижней части разреза тиллиты
			Угловое и стратиграфическое несогласие
Гранитные интрузивы Харбор	Ордовик	Граниты Ида	Аплитоидные кварцевые монцониты тонко–среднезернистые. Участками турмалинсодержащие. Дайки аплитов и пегматитов.
		Граниты Хоуп	Кварц–биотитовые монцонит-порфиры средне–грубозернистые; в меньшей степени распространены гранодиориты и граниты. Широко распространены плутоны.

I	2	3	4
	Ордовик?		Кварцевые диориты. Небольшие по размерам некки и штоки
Группа Бэрд	Поздний докембрий-кембрий	2 формации	Известняки, доломиты, мраморы с прослоями конгломератов, песчаников и сланцев. Содержат кембрийские археоциаты
			Угловое несогласие
Группа Бирдмор	Поздний докембрий	Формация Голди	Песчаники, алевриты, глинистые сланцы с подчиненным развитием конгломератов и их метаморфизованных аналогов. Песчаники - плохо сортированные уплотненные аренить
			Контакт не обнажен
Группа Нимрод	Ранний докембрий	5 формаций	Слюдистые сланцы, метакварциты, биотит- и роговую обманку, содержащие гнейсы, мраморы и известково-силикатные сланцы

Породы группы Нимрод выходят на поверхность на участке "А" (рис. I); к ней относят комплекс многократно деформированных и регионально метаморфизованных осадочных пород с подчиненным развитием интрузивов (Grindley et al , I964; Gunner I969; Grindley , в печати). Абсолютный возраст пород равен по меньшей мере I млрд. лет (Grinndley Mc Dougall I969), но, возможно, значительно больше - до 2 млрд. лет (Gunner, Faure , в печати). Формация Голди предотавляет собой мощный разрез интенсивно дислоцированных, но слабо метаморфизованных песчанистых и глинисто-сланцевых пород (Gunn , Walcott , I962; Grindley et al, I964; Gunner в печати), обнажающихся на участке "Б" (рис. I). На них несогласно залегают породы группы Бэрд (Laird , I963); они

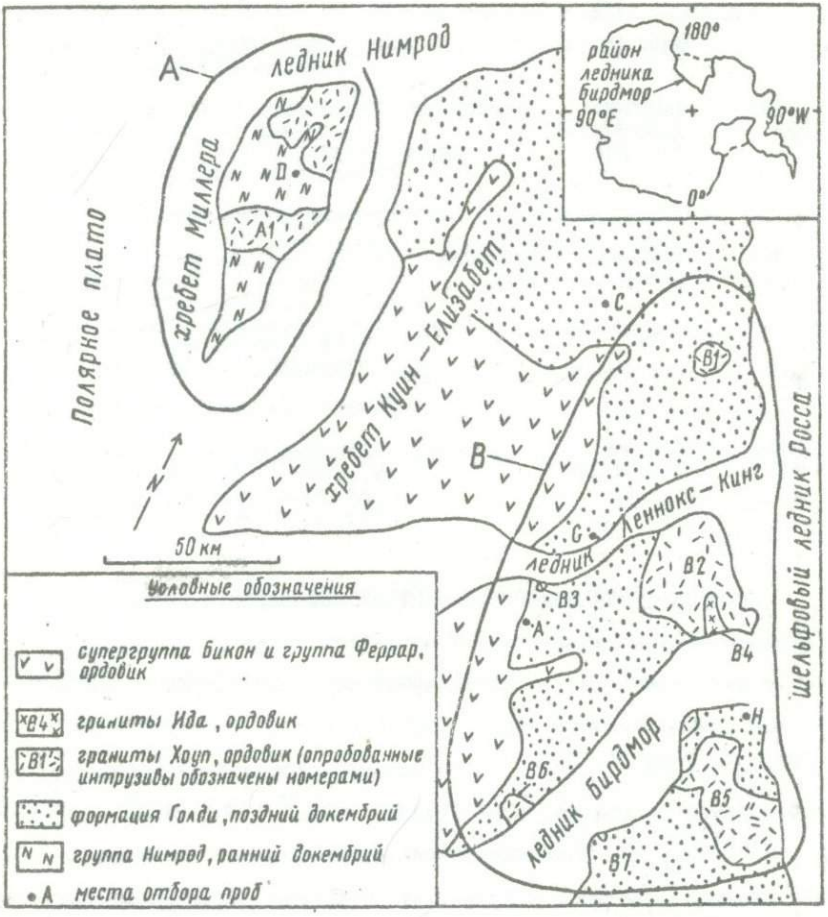


Рис. I. Схематическая геологическая карта района ледника Бирдмор с обозначенными участками района исследований "А" и "Б". Опробованные интрузивы пронумерованы: А-I, Б-I и т.д. Дана также привязка стратиграфических разрезов А, С, Д, G и Н, из которых отбирались образцы для составления сложных проб.

датируются кембрием и поздним докембрием, однако максимальный возраст этих пород точно не установлен. Тем не менее, тектонические и стратиграфические наблюдения свидетельствуют о том, что породы формации Голди моложе, чем группы Нимрод (Gunner , 1971а).

Породы всех трех возрастных групп претерпели складчатость и были прорваны гранитными плутонами во время кембро-ордовикского орогенеза Росса. Гранитные плутоны разделены на две группы. Граниты Хоуп (Gunn, Walcott , 1962) обнажаются в виде многочисленных крутопадающих штоков с узкими закаленными краевыми зонами; штоки окружены ореолами контактового метаморфизма. В их составе преобладают кварцево-биотитовые монцонит-порфиры средне-грубозернистой структуры; в меньшей степени распространены нормальные граниты, гранодиориты и кварцевые диориты. Абсолютный возраст гранитов Хоуп, определенный K/Ar методом по биотиту, составляет 450-478 млн. лет (Mc Dougall and Grindley , 1965). Граниты группы Ида (Gunnar , 1971б) представлены светло-серыми, тонко-среднезернистыми, аплитоидными кварцевыми монцонитами. К гранитам этой группы относятся единственный плутон, обнажающийся у Гранитных столбов и у горы Ида и рвущий, по-видимому, граниты Хоуп (рис. I).

Задачи исследований

Хотя общая стратиграфия пород основания в районе центральной части Трансантарктических гор известна, их генезис изучен совершенно недостаточно. Задачи настоящего исследования состояли в том, чтобы получить информацию о происхождении магмы, из которой образовались граниты плутонов Хоуп и Ида, и

выяснить характер генетических соотношений между этими гранитами. Проверялись две гипотезы: (I) гранитные плутоны Хоуп и Ида в районе ледника Бирдмор имеют общий магматический источник; и (2) магмы, из которых сформировались отдельные интрузивы гранитов Хоуп, образовались в результате плавления пород, аналогичных тем, которые в настоящее время их вмещают.

Методы исследования

Плутоны, интрудирующие вмещающие породы контрастного возраста и состава, изучались о тем, чтобы выяснить: существовали ли различия в составе исходной магмы и каковы соотношения между магмой и вмещающими породами. Для исследования были выбраны: один плутон, рвущий породы группы Нимрод на участке "А" (рис. I), и семь плутонов, интрудирующих формацию Голди на участке "Б" (рис. I).

Образцы валовых проб каждой из этих интрузий изучались Rb-Sr изохронным методом. Анализировались группы образцов каждого интрузива на обоих участках и строились изохроны для каждой группы пород. Этим методом удалось определить три параметра: (I) возраст каждого интрузива, (2) степень гомогенности изотопов стронция в каждом интрузиве в момент его кристаллизации и (3) величину первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} (R_i) в магмах, из которых эти интрузивы образовались.

Для получения наиболее представительных образцов пород формации Голди и группы Нимрод было приготовлено по несколько составных проб. Пробы готовились путем смешения растерных в порошок образцов каждого из нескольких изученных стратиграфических разрезов, взятых в соответствии с мощностью тех пород, которые они представляют.

Соотношение изотопов Sr^{87}/Sr^{86} измерялось на 6-дюймовом масс-спектрометре компании Нуклид Корпорейшен с одноленточным источником, предназначенном для исследования твердой фазы (модель 6-60-S). Отношение концентраций Rb/Sr определялось рентгеновским флуоресцентным методом на спектрометре с воздушным каналом компании Дженерал Электрик Корпорейшен (модель XRD -6). Методика подготовки образцов для анализа и сам ход анализа описаны Гуннером и Фором (Gunner and Faure в печати) и Гуннером (Gunner , 1971a).

Изохроны вычислялись методом наименьших квадратов по уравнению регрессии (York , 1966). Принятое значение константы распада Rb^{87} $1{,}39 \cdot 10^{-11}$ $лет^{-1}$. Приведенные ошибки соответствуют одному стандартному отклонению.

Результаты

Граниты плутонов Хоуп и Ида.

Результаты Rb-Sr изотопного анализа образцов гранитов Хоуп и Ида приводятся в табл. 2. На рис. 2 полученные данные нанесены на Rb-Sr изохронную диаграмму. Как видно из этой диаграммы, точки образцов гранитов Хоуп и Ида образуют две изохроны (А и Б). Все образцы из плутона на участке "А" (группа А) ложатся вплотную к изохроне А, а все образцы из семи плутонов на участке "Б" (группа Б) - к изохроне Б. Обе изохроны характеризуются близким наклоном, но существенно различны по величине начального отношения Sr^{87}/Sr^{86} (Ri)

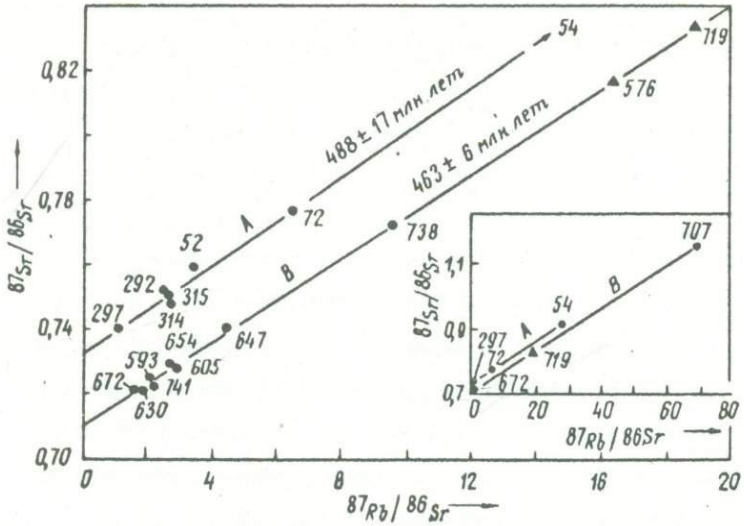


Рис. 2. Rb – Sr изохронная диаграмма. Нанесены образцы валовых проб гранитов Хоуп (кружки) и Ида (треугольники).

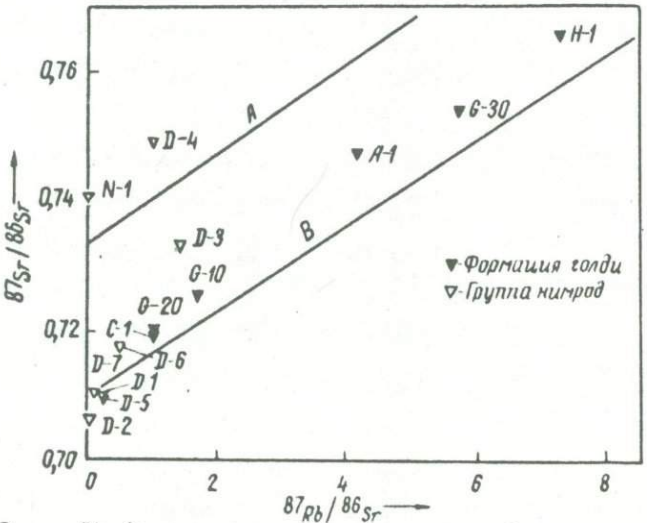


Рис. 3. Rb - Sr изохронная диаграмма. Нанесены составные пробы пород группы Нимрод и формации Голди. Показаны также изохроны "А" и "Б" (рис. 2).

Таблица 2

Rb-Sr анализы образцов валовых проб гранитов Хоуп и Ида

№ образца	Группа	Участок	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}
52	Хоуп	А	0,7594	3,456
54[a]	Хоуп	А	0,9I70	28,37
			0,9254	
72	Хоуп	А	0,7769	6,475
			0,7799	
292	Хоуп	А	0,75I8	2,530
297	Хоуп	А	0,740I	I,I78
3I4	Хоуп	А	0,7486	2,769
3I5	Хоуп	А	0,7509	2,694
576	Ида	Б	0,8I65	I6,4I
			0,8I83	
593	Хоуп	Б	0,7257	2,097
605	Хоуп	Б	0,7280	2,8I6
630	Хоуп	Б	0,72I0	I,966
647	Хоуп	Б	0,7405	4,450
654	Хоуп	Б	0,7292	2,784
672	Хоуп	Б	0,72I9	I,775
707	Хоуп	Б	I,I60	69,39
			I,I48	
7I9	Ида	Б	0,8337	I8,85
			0,8295	
			0,8I72	
738	Хоуп	Б	0,77I5	9,645
			0,7664	
74I	Хоуп	Б	0,7237	2,248

а) Пегматитовая жила.

Изохронный возраст, полученный по семи образцам группы А составляет 486±23 млн. лет при Ri = 0,734±0,001, а по одиннадцати образцам группы Б 463±7 млн. лет при Ri = 0,710± 0,001.

Полученные результаты позволяют высказать следующие три предположения: (I) в образцах групп А и Б миграция рубидия и стронция прекратилась 475 млн. лет тому назад, (2) изотопный состав стронция в образцах каждой группы был одинаковым в то время, (3) магмы, из которых образовались образцы гранитов групп А и Б, характеризовались в момент их кристаллизации различным изотопным составом стронция, отношения Sr^{87}/Sr^{86} были равны 0,734 (группа А) и 0,710 (группа Б).

Разница между возрастами, полученными по изохронам А и Б, не является статистически значимой, т.к. она меньше, чем сумма стандартных отклонений значений возраста. Что важно, так это необычайный контраст между отношениями Sr^{87}/Sr^{86}, установленными для двух групп образцов, о чем будет идти речь ниже.

Группа Нимрод и формация Голди

Результаты $Rb-Sr$ изотопного анализа I3 составных проб пород группы Нимрод и формации Голди приведены в табл. 3 и показаны на рисунке 3. Образцы формации Голди ложатся в виде узкой полосы, которая вытягивается приблизительно параллельно изохронам А и Б. Напротив, образцы группы Нимрод не показывают такой корреляции между отношениями Sr^{87}/Sr^{86} и Rb^{87}/Sr^{86}. Отношение Sr^{87}/Sr^{86} (R_{475}), которое имел бы образец 475 млн. лет тому назад, отвечает длине отрезка, отсекаемого на ординате линией, проведенной через точку данного образца с

наклоном примерно 0,0066. Такого рода построение дает для образцов формации Голди величину R_{475} между 0,7I2 и 0,720, и значения 0,707 и 0,742 для образцов группы Нимрод. Больший разброс значений R_{475} в случае образцов группы Нимрод отражает, по-видимому, большее литологическое разнообразие исходной толщи и вытекающую из этого трудность получения представительной составной пробы.

Таблица 3

$Rb-Sr$ анализы составных проб пород группы Нимрод и формации Голди

№ образца	Группа/формация	Участок	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}
А-I	Голди	Б	0,7473	4,I76
С-I	Голди	Б	0,7I95	I,02I
Д-I	Нимрод	А	0,7I22	0,I969
			0,7I00	
Д-2	Нимрод	А	0,7068	0,0[а]
Д-3	Нимрод	А	0,7333	I,423
Д-4	Нимрод	А	0,7492	I,005
Д-5	Нимрод	А	0,7098	0,2309
Д-6	Нимрод	А	0,7I65	0,4855
Д-7	Нимрод	А	0,7I06	0,I206
G-I0	Голди	Б	0,7258	I,706
G -20	Голди	Б	0,7204	I,0I8
G -30	Голди	Б	0,7539	5,743
Н-I	Голди	Б	0,7656	7,262
N-I	Нимрод	А	0,74I[б]	

а) Содержание рубидия ниже чувствительности рентгеновского флуоресцентного метода.

б) Вычисленное начальное отношение Sr^{87}/Sr^{86} в данной составной пробе 475 млн. лет назад (Gunner, I97Ia).

Обсуждение результатов

В настоящей работе показано, что существуют большие различия в величине начального отношения Sr^{87}/Sr^{86} между гранитными интрузиями Хоуп в районах "А" и "Б". Возникает вопрос не сказались ли эти различия на изотопном составе стронция, который мог войти в магму, если бы метаосадочные породы в районах "А" и "Б" подверглись частичному плавлению.

Если, как свидетельствуют имеющиеся данные, группа Нимрод значительно древнее формации Голди, то породы группы Нимрод должны содержать больше радиогенного Sr^{87} и должны поэтому были иметь более высокое среднее отношение Sr^{87}/Sr^{86} 475 млн. лет тому назад. Узкий интервал значений R_{475} в породах формации Голди позволяет предположить, что стронций в формации Голди был в изотопном отношении сравнительно гомогенным в это время и характеризовался средней величиной отношения Sr^{87}/Sr^{86} в интервале 0,710–0,720. Породы группы Нимрод не обнаруживают такой изотопной гомогенности. Две составные пробы *D-1* и *N-1* (табл. 3), приготовленные из образцов, собранных в различных географических районах из различных частей стратиграфического разреза, значительно отличаются по величине R_{475}. Это позволяет предположить, что изотопный состав стронция пород группы Нимрод в пространственном и литологическом отношении 475 млн. лет назад был гетерогенным. Однако, породы группы Нимрод безусловно содержат значительное количество вещества, которое 475 млн. лет назад характеризовалось отношением Sr^{87}/Sr^{86}, сравнимым с величиной этого отношения в магме, определяемой изохроной А.

В отличие от группы Нимрод ни одна из проб формации Голди не характеризовалась величиной отношения Sr^{87}/Sr^{86} сравнимой с величинами этого отношения в магме плутона Мартин Доум в момент ее кристаллизации. С другой стороны, образцы С-I и G -20 ложатся рядом с изохроной Б, и предоставляется вероятным, что большая часть пород этого состава 463 млн. лет тому назад характеризовалась отношением Sr^{87}/Sr^{86}, меньшим чем 0,7I0 (Изохрона Б). Изотопный состав стронция магмы, представленной изохроной Б, таким образом вполне совместим с представлениями о происхождении этой магмы путем частичного плавления пород формации Голди.

Предоставленные данные показывают, что магмы, из которых кристаллизовались граниты Хоуп и Ида, находились в изотопном равновесии с породами, аналогичными тем, которые в настоящее время окружают интрузивы. Наиболее вероятные причины этого равновесия следующие: (I) экстенсивная ассимиляция вмещающих пород (обрушение), и (2) частичное и полное плавление (анатексис) метаосадочного вещества на глубине.

Обрушение в ряде отдельных плутонов не могло бы в общем случае привести к ассимиляции равного количества вещества. Ассимиляция различных количеств вещества, отличавшихся изотопным составом стронция от исходной гомогенной магмы, неизбежно привела бы к неодинаковому начальному отношению Sr^{87}/Sr^{86} в этих плутонах. Механизм обрушения, поэтому, не согласуется с удивительной гомогенностью величин начального отношения Sr^{87}/Sr^{86} в семи плутонах в районе "Б".

С другой стороны, глубинное плавление метаосадочных пород, изотопно гомогенизированных в зоне анатектического плав-

ления в орогенном поясе, могло образовать гомогенную в изотопном отношении гранитную магму. Если магма при передвижении вверх на более высокий уровень земной коры не была значительно контаминирована разнородным по изотопному составу материалом, она могла кристаллизоваться в виде нескольких пространственно разобщенных, но сходных в изотопном отношении интрузивов. Предполагается, что во время орогенеза Росса породы, сходные по изотопному составу с породами группы Нимрод и формации Голди, были опущены в зону анатектического плавления в участках "А" и "Б". Частичное плавление этого вещества привело к образованию гранитной магмы с резко различным изотопным составом стронция. Эти магмы в последующем были выжаты в верхнюю часть земной коры и отдельные их порции кристаллизовались с образованием гранитных плутонов Хоуп и Ида в участках "А" и "Б".

Заключение

Результаты проведенных исследований могут быть суммированы следующим образом:

I. Граниты плутонов Хоуп и Ида, опробованные в районе "Б" были комагматичны.

2. Магмы, из которых образовались плутоны в участках "А" и "Б", кристаллизовались в одно и то же время (475 млн. лет назад), но характеризовались существенно различным отношением Sr^{87}/Sr^{86}

3. Различия в величинах отношения Sr^{87}/Sr^{86} согласуются с представлениями о том, что присутствующий в магмах стронций в основном заимствовался из пород, аналогичных по составу вмещающим, в результате их плавления.

МИГМАТИЗАЦИЯ ЛЕНТОЧНЫХ ГНЕЙСОВ "СЕЛАС" (ЮЖНАЯ НОРВЕГИЯ)

Ж. ТУРЕ

Лаборатория структурной геологии, университет г. Нанси, Нанси, Франция

В докембрийских мигматитах Южной Норвегии широко распространены метаосадочные породы различных типов (кварциты, мраморы и др.). В результате процессов метаморфизма и ультраметаморфизма они были частично трансформированы или замещены гранитными или диоритовыми "мобилизатами" и проявляются ныне в виде изолированных линз или прослоев среди мигматитов. Многие данные указывают на то, что их химический состав оставался постоянным в ходе процессе метаморфизма; минеральные парагенезисы отражают степень метаморфизма, которая в Южной Норвегии закономерно возрастает с севера (Телемарк, фации зеленых сланцев и амфиболитовая) на юг (Бамбле), достигая гранулитовой фации на побережье Скагеррака (Barth, T.F.W., in Holtedahl, 1960; Touret, 1968)

В настоящем сообщении будет описана мигматизация метаосадочных ленточных гнейсов. Эта формация была названа "ленточными гнейсами Селас" (Touret , I966), по названию небольшой деревни Селас, расположенной в 30 км к северо-востоку от Тведестранна. Породы формации встречаются лишь в отдельных районах, однако являются исключительными во многих отношениях и дают обширную информацию о геологической истории региона.

Геологическое описание

Геологическая обстановка в рассматриваемом регионе пока-

5945

зана на рис. I, представляющем собой общую схему Южной Норвегии с тремя обычно выделяемыми географическими подразделениями, Телемарком, Ругаланном и Бамбле, и более детальную карту ее юго-восточной части между Тведестраном и Амли с показанными наиболее важными изоградами метаморфизма: изоградой исчезновения мусковита, которая отвечает появлению ассоциации силлиманит + К-полевой шпат, появления кордиерита и, наиболее важной из них, изоградой появления ортопироксена, которая ограничивает поле гранулитовой фации (Touret , I969, I97I). Эта система метаморфических изоград возникла во время дальсландской фазы регионального метаморфизма (около I млрд. лет назад), представляющей собой лишь незначительный эпизод более поздних регрессивных процессов.

На карте (рис. I) видно, что формация Селас полностью залегает среди поля амфиболитовой фации, расположенного в 3 км южнее так называемой "Великой Брекчии", мощной зоны милонитизации, которая маркирует южное окончание Телемарка.

В естественном залегании (рис. 2) ленточные гнейсы, содержащие многочисленные согласные прослои амфиболитов, характеризуются четко выраженной ленточной текстурой и состоят из перемежающихся прослоев светлого и темного цвета. Наиболее типичной особенностью этих пород является асимметричный переход окраски, что можно видеть в следующей картине: постепенный переход от светлого прослоя к темному, но очень резкий переход от темного к следующему светлому прослою. Потемнение вызвано направленным увеличением количества биотита и графита и было показано (Touret , I966), что такая текстура является отражением древней ритмической слоистости и потому устанавливает

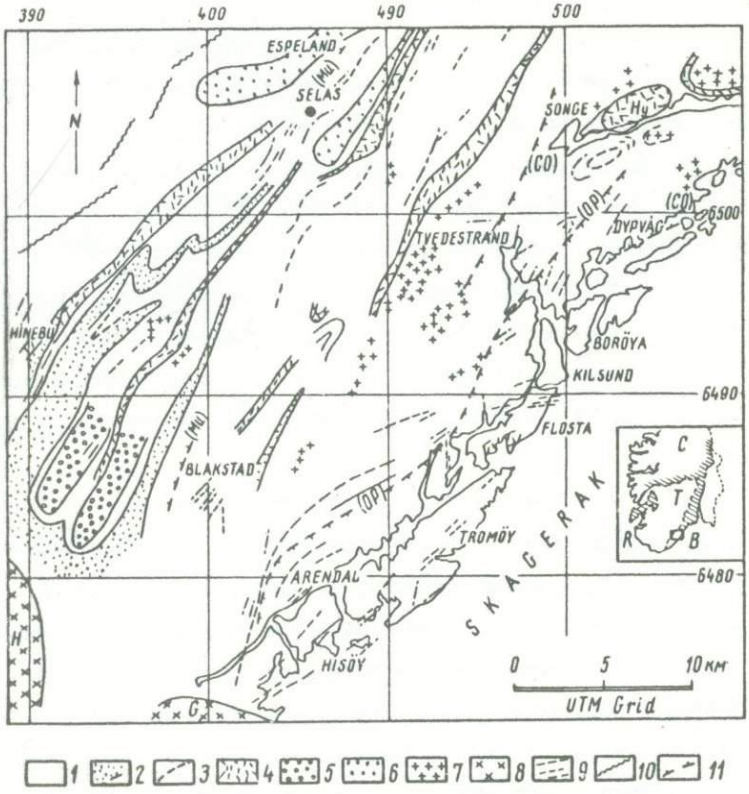


Рис. I. Геологический план района Арендаль-Тведестранн. I - полосчатые мигматиты; 2 - кварциты, 3 - графитсодержащие парагнейсы, иногда с ритмической слоистостью (ленточные гнейсы Селас), 4 - амфиболиты, гипериты, 5 - гранит-мигматиты или очковые мигматиты, 6 - чарнокитовые очковые гнейсы, 7 - район экстенсивной гранитизации (границы "Бамбле"), 8 - поздние граниты Герефосс (H) и Гримстад (G), 9 - направление метаморфического рассланцевания (в основном крутопадающего), I0 - милониты "Великой Брекчии", II - изограды метаморфизма; Mu- мусковит, CO - кордиерит, OP - ортопироксен (поле гранулитовой фации). Черная точка - местоположение исследованного образца. Обзорная карта: C - каледониды, T - Телемарк, R - Ругаланн. B - Бамбле.

несомненно метаосадочное происхождение гнейсов. Минеральные ассоциации представлены кварцем, плагиоклазом, подчиненным количеством микроклина, гранатом, биотитом, графитом, сульфидами, детритовыми цирконами и амфиболами, залегающими в виде маломощных непрерывных прослоев, соответствующих, вероятно, вулканическим туфам. Был проведен более детальный анализ слоистости гнейсов с использованием методов седиментологии, который показал, что в более крупном плане текстура гнейсов соответствует отложениям типа флиша. Это подтверждается, например, тем, что небольшие складки развиваются преимущественно в пределах отдельных слоев и представляют собой, скорее всего, древние convolutes

Среди ленточных гнейсов встречаются линзы более грубозернистых лейкократовых гранодиоритов, которые имеют тенденцию пересекать существующие структуры и часто, если не всегда, окаймлены относительно богатой биотитом оторочкой. Они слагают от I0 до 20% всей породы и не могут, судя по их составу и структуре, быть метаосадочными породами, т.е. аркозами (Touret I969). Иногда в них заметны реликты структур ленточных гнейсов (например, замки складок). Автор полагает, что они образовались из гнейсов в результате процессов ультраметаморфизма и представляют собой, следовательно, южную часть формации, "неосому" по терминологии проф. Барта (Barth , I962). Минеральные ассоциации гранодиоритов аналогичны описанным для ленточных гнейсов за двумя важными исключениями: исчезает графит и сульфиды, а магнетит является единственным рудным минералом.

Теперь, если мы примем гипотезу о происхождении линз гранодиоритов в результате ультраметаморфического преобразования

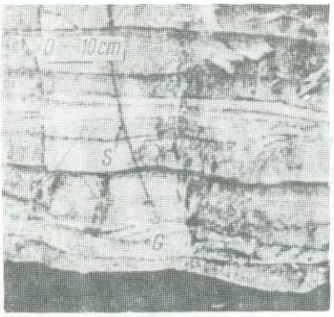


Рис. 2. Ленточные гнейсы Селас (S) и секущие линзы гранодиоритов (G). В нижней части рисунка согласное тело ортоамфиболитов.

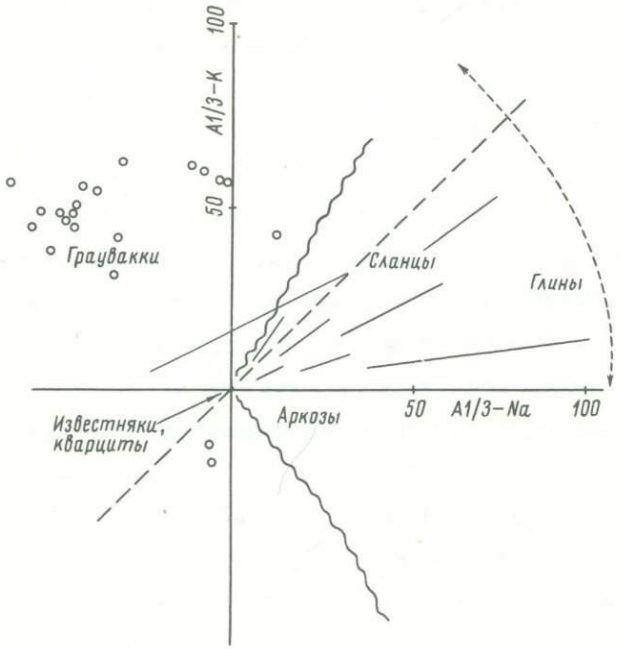


Рис. 3. Диаграмма де ля Роша (I968), построенная в координатах $Al/3-K-Al/3-Na$. Кружки - ленточные гнейсы Селас (2I анализ).

ленточных гнейсов следует обсудить по крайней мере 2 проблемы:

I) Происходят ли химические изменения при этом преобразовании?

2) Почему эволюция породы прекращается после преобразования всего лишь I0-20% ее объема?

Химические изменения при мобилизации

Чтобы ответить на первый вопрос было выполнено I5 химических анализов ленточных гнейсов, I6 анализов гранодиоритов и 33 анализа "пограничных зон" между ленточными гнейсами и гранодиоритами (таблица I). Полностью эти анализы были обсуждены в другой работе (Touret , I969) и здесь будут приведены только полученные результаты.

- Во-первых, на диаграмме $Al/3 - K/Al/3 - Na$ предложенной де ля Рошем (I968), которая очень удобна для идентификации метаосадочных пород (рис. 3), ленточные гнейсы (кружки), обогащенные Na , попадают в основном в поле граувакк, что хорошо согласуется с прочими петрографическими данными.

- Во-вторых (рис. 4), ленточные гнейсы (сплошные кружки) и мобилизаты (крестики) были сопоставлены на различных $Q-F-M$, $Q-Ab-Or$ и $Q-Ab-An-Or$ диаграммах. Не вдаваясь в детали, предоставляется, что они довольно близки друг другу и за небольшим исключением располагаются далеко от точки или "трога" минимальна плавкости этих систем (Winkler , I967; Smithson and Barth I967). 3 анализа гранодиоритов определяют тенденцию к изменению состава по направлению к точке минимума плавкости, но они являются в большей степени исключением, чем правилом, и скорее всего характеризуют большую

неоднородность содержаний Na и K в гранодиоритах по сравнению с ленточными гнейсами. В целом, безопаснее сделать вывод о сходстве валовых составов, что уже было показано в таблице I, сведя главное минералогическое различие между ленточными гнейсами и гранодиоритами к большему содержанию мафических минералов (биотита) (рис. 4, I).

Таблица I. Средний химический состав гранодиоритов (I, среднее из I6 определений), ленточных гнейсов Селас (2, II анализов) и "зоны контакта" между гранодиоритами и ленточными гнейсами (33 анализа). Все анализы выполнены на квантометре в CRPG , Нанси (все Fe представлено в виде Fe_2O_3, аналитик К. Говиндараю).

	I	2	3
SiO_2	72,60	70,72	70,40
Al_2O_3	I3,I5	I3,23	II,68
Fe_2O_3	3,2I	4,80	5,33
MnO	0,05	0,I2	0,08
MgO	0,67	I,0I	I,05
CaO	2,29	2,54	2,20
Na_2O	4,27	4,I6	3,5I
K_2O	I,95	I,8I	2,97
TiO_2	0,48	0,7I	0,80
	I,09	0,65	0,83

Неполная мобилизация: важность и происхождение флюидов при анатексисе

Теперь возникает второй и по мнению автора наиболее важный вопрос: почему мигматизация прекращается так рано? Всякая

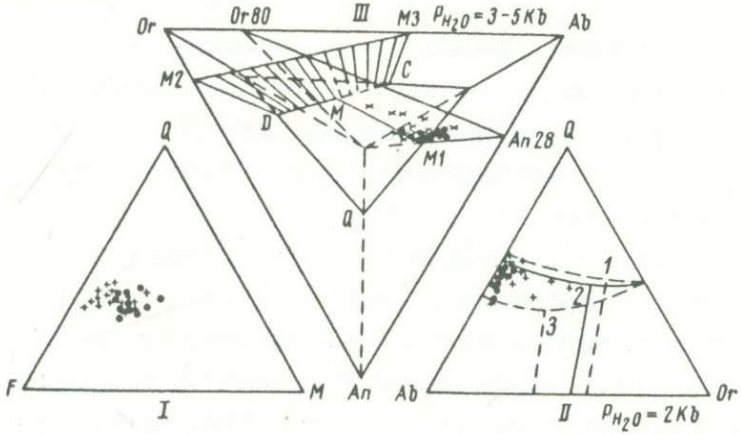


Рис. 4. Сравнение модальных составов (рассчитанных из результатов валовых химических анализов, см. Touret , 1969) ленточных гнейсов Селас (сплошные кружки, II образцов) и гранодиоритов (крестики, 16 образцов). I - Q (кварц) - F (фемический минерал) - M (мафический минерал); II - Q-Ab-Or ; 1,2,3 - изотермы "минимума плавкости" для отношения Ab/An , равного 1,8, 2,5 и бесконечного, соответственно (Winkler 1967); III - Сечение тетраэдра Q-An-Ab-Or по плоскости $Q-An_{28}-Or_{80}$ C, D, $M_{1,2,3}$ - линии и поверхности "минимума плавкости" по данным Смита и Барта (1967).

5945

причина, связанная с давлением, температурой или химическим составом, вряд ли возможна, поскольку линзы несом, очевидно, случайно распределены среди весьма гомогенных в других отношениях ленточных гнейсов, но состав флюида, как установлено по результатам экспериментальных петрологических исследований (Winkler , I967) имел несомненно первостепенное значение.

При температуре, которая, вероятно, может быть достигнута в процессах метаморфизма амфиболитовой фации (максимально 700–800°C) анатексис может начаться только в случае, если во флюидной фазе вода находится в избыточном количестве. Цитируя Винклера (I967, немецкое издание, отр. 207).

„Allgemein gilt, dass die bei der Anatexis potentiell bildbaren maximalen Schemlzmengen nur dann gebildet werden können, wenn auch inreichende Mengen an H_2O etc... zur Verfügung stehen... die Menge der bei der Anatexis gebildeten Schmelze ist von der Menge des zur Verfügung stehenden H_2O (HCl ets...) abhängig."

(Максимальное количество расплава, потенциально образующееся при анатексисе, может возникнуть лишь в присутствии достаточных количеств воды... Количество расплава, образующегося при анатексисе, зависит от количества H_2O (+HCl и др.).

Таким образом, мы можем предположить, что первопричиной неполной мобилизации было ограниченное количество воды, участвующей в процессе метаморфизма, другим доказательством чего может быть близость пород гранулитовой фации в районе Арендаль-Тведестранн, где недостаток воды особенно очевиден (Tourel I97I).

Если эта гипотеза верна, то можно надеяться, что поскольку после анатексиса происходили лишь незначительные петрогене-

тические события (полное отсутствие посткристаллических деформаций и процессов регрессивного метаморфизма), остатки флюидной фазы все же должны быть найдены во включениях в некоторых минералах, и прежде всего, безусловно, в кварце (Deicho I955; Röedder , I967), который в данном случае кристаллизовался при максимальном развитии метаморфических процессов и к счастью также широко распространен в гранодиоритах и ленточных гнейсах.

Исследование жидких включений

Исходя из сказанного выше было предпринято детальное исследование газово-жидких включений в ленточных гнейсах с использованием обычной методики изучения газово-жидких включений (Röedder , I967), а также в мобилизате с помощью микротермометрии процессов замораживания и нагревания, разработанной Поти в Нанси (Poty , I969; Leroy , I97I). При внимательном изучении удобных для наблюдения образцов пород (полированных с двух сторон пластинок толщиной 0,5 мм) в каждом кв. см кварца видны сотни и тысячи жидких включений. Их форма довольно непостоянна: круглая, овоидная, неправильная, трубообразная, иногда отрицательная бипирамидальная; максимальный размер, в основном порядка 5-I5 μ и никогда не превышает 20μ. Они закономерно распределены в зонах толщиной около I00 μ и несколько мм длиной, которые отвечают перекристаллизованным трещинам и являются поэтому вторичными (Röedder , I967). Наблюдается по крайней мере 2 типа включений (рис. 5): тип А - богатые водой включения с солями или без них, которые плавятся при температурах между -8°С и -40°С и гомогенизируются при

5945

температуре порядка I80°С, и тип В - богатые CO_2 включения, плавящиеся при температуре менее - 56,6°С и гомогенизирующиеся в очень широком интервале температур между +24°С и -2I°С (рис. 6). Однако распределение включений этих двух типов в разных породах очень различно (таблица 2): в ленточных гнейсах из 60 изученных включений 58 были исключительно водными (тип А), а 2 содержали немного CO_2 в виде третьей жидкой фазы. В мобилизате из 74 включений 22 были богаты водой, а 52 относились к типу В (флюиды богатые высокоплотной CO_2), причем температуры замерзания флюидов довольно постоянны (-70°С ±4).

Таблица 2. Распределение по типам изученных газово-жидких включений в ленточных гнейсах Селас и гранодиоритах

Тип включений	Число фаз при $T_{комн.}$ (20°С)	Ленточные гнейсы Селас	Гранодиориты
А (преимущественно H_2O)	I жидкая	3	2
	2 жидкие	52	20
	2 жидкие + I твердая (NaCl)	3	0
В (преимущественно CO_2)	I или 2 жидких*)	0	5I
	3	2	I

*) В зависимости от температуры гомогенизации, см. рис. 6. Индивидуальные включения были отобраны для исследования случайно. Общие цифры, следовательно, дают приблизительный порядок величины (сотни включений на $см^{-1}$) относительной распространенности разных типов включений в различных породах.

Химический состав флюида типа В

Температура гомогенизации газово-жидких включений дает нам информацию о плотности захваченного флюида (Röedder ,

I967), тогда как температура плавления имеет больше отношения к его химическому составу. Поэтому, очевидно, что химический состав флюида остается довольно постоянным, особенно во включениях типа В, в то время как плотность значительно изменяется. Это, несомненно, происходит из-за вторичного происхождения включений: во время постметаморфического поднятия образовывались трещины, заполнявшиеся перекристаллизованным материалом (захватывавшим флюиды все более и более низкой плотности, Touret , I97I). Тем не менее, многочисленные данные дают основание предполагать, что крупномасштабные перемещения флюидов происходили только в зонах дробления и нарушений, в которых, по крайней мере в Южной Норвегии, локализовались регрессивные процессы.

Включения типа В, следовательно, типичны для гранодиоритов, являющихся продуктом мобилизации ленточных гнейсов. Данные по замораживанию указывают на то, что состав этих включений не отвечает чистой CO_2 (точка плавления -56,6°С), что видно также из наблюдения критической гомогенизации при +8°С. В связи с этим с помощью метода газовой хроматографии был проведен анализ газов, выделяющихся при нагревании кварца из гранодиоритов при 340°С в вакууме, указывающий на очень сложный состав этих смесей (табл. 3).

Технические данные: H_2, CO_2 : Perkin-Elmer F 6 , колонка с активированным углем, термисторный детектор; прочие соединения: Perkin-Elmer F II , колонка со смесью сквалан + адипонитрил, пламенный ионизационный детектор; аналитик М. Массон.

Таблица 3. Хроматографический анализ газов, выделенных из кварца гранодиоритов. Числа показывают относительную распространенность анализированных элементов. Определение воды не проводилось.

Главные элементы	Второстепенные (I-4)	Следы (< I)
CO_2 : 42	C_4H_8 : 3	$2C_4H_8$ - следы
H_2 : 32	C_3H_6 : 2	$2C_4H_8$
CH_4 : I6	C_2H_4 : I	C_2H_6
		C_3H_8
		Ч - C_4H_{10}
		I,3 - C_4H_6

Выводы

Наряду с прочей петрологической информацией исключительная распространенность флюидов типа В (богатых CO_2) в гранодиоритах подтверждает роль воды при процессах анатексиса и может указывать на следующую вероятную последовательность событий: PT условия начала процесса анатектического плавления ленточных гнейсов отвечали условиям относительно бедной водой, но не абсолютно сухой среды. Анатексис начинается при разрушении минералов, содержащих воду (биотита) (Winkler , I967), высвобождая таким образом воду, способную впоследствии воздействовать на графит, возможно находящийся в расплаве. Эта реакция приводит к образованию CO_2, CH_4, углеводородов, понижая тем самым P_{H_2O} в жидкой фазе, и процесс приостанавливается сам собой, когда в лучшем случае 20% породы были преобразованы.

Такие богатые CO_2 флюиды очень похожи на флюиды, весьма характерные для расположенных поблизости пород гранулитовой фации (Touret , I97I). Однако, по мнению автора весьма мало-

вероятно, чтобы все богатые CO_2 флюиды района развития пород гранулитовой фации образовались подобным образом, поскольку в исходных осадках начальные содержания графита слишком малы, а мобилизация проявлена очень слабо. Более того, средние температуры плавления включений в породах гранулитовой фации несколько выше, чем в гранодиоритах (-65°С по сравнению с -70°С) (рис. 6), и при современном уровне наших знаний автор определенно отдает предпочтение гипотезе о существенно ювенильном характере CO_2, выделение которой возможно обусловлено внедрением синхронных метаморфизму основных интрузий (Röedder , I965; Touret , I969). Анатектические реакции, поэтому, имеют важное значение, но ни в коей мере не могут быть единственной причиной исчезновения свободной воды, столь типичного для самых глубоких частей сиалической коры (Touret , I970).

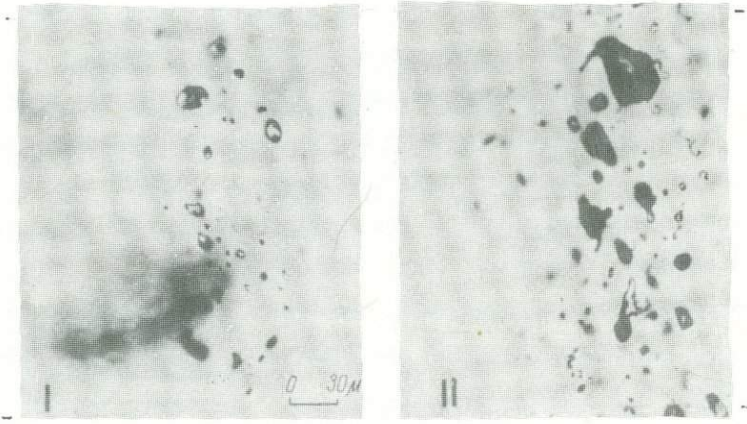


Рис. 5. Газово-жидкие включения типа А (H_2O) и В (богатые высокоплотной CO_2 флюиды) в кварце. I - (в основном тип В) - гранодиориты, II (исключительно тип А) - ленточные гнейсы.

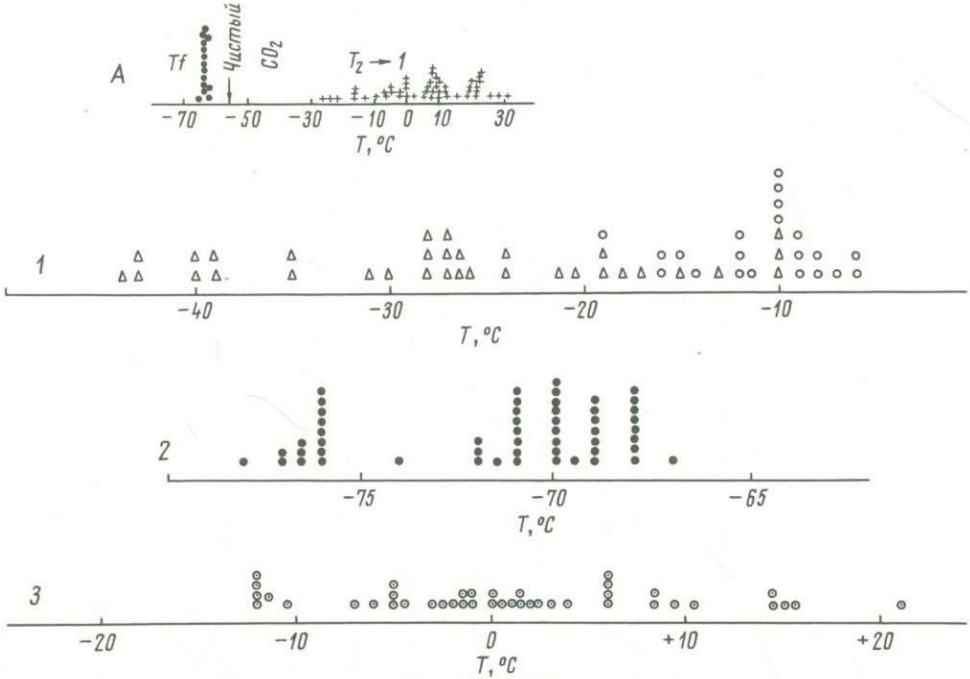


Рис. 6. Данные по замораживанию и гомогенизации.
I – точки плавления флюидов типа А в ленточных гнейсах (треугольники) и гранодиоритах (полые кружки). 2 – точки плавления флюидов типа В (богатых CO_2) в гранодиоритах. 3 – температуры гомогенизации тех же самых включений типа В. А – точки плавления (T_f) и температуры гомогенизации ($T_2 \rightarrow_1$) газово-жидких включений типа В из пород гранулитовой фации района Арендаль-Тведестранн (поле "арендалитов"). Во всех случаях гомогенизация происходит в жидкую фазу.

Литература

BARTH, T.F.W., in Holtedahl, O., 1960 - Geology of Norway, Nor. Geol. Und. n° 208, 1-67.

BARTH, T.F.W., 1962 - Theoretical Petrology (2nd ed.). John Wiley, Sons, 1 vol.

DEICHA, G., 1955 - Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Masson, 126 p.

LEROY, J., 1971 - Les épisyénites non minéralisées dans le massif de granite à 2 micas de Saint-Sylvestre (Limousin, France). Thèse 3e cycle, Nancy, 87 p.

POTY, B., 1969 - La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et du massif du Mont Blanc. Mem. Sci. Terre, Nancy, n° 17, 161 p.

ROCHE, H. de la, 1968 - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires. C.R. Ac. Sc. Paris, t. 267, Ser. D, 39-42.

ROEDDER, E., 1965 - Liquid CO_2 inclusions in olivine bearing nodules and phenocrysts from basalts. Am. mineralogist, 50, 1746-1782.

ROEDDER, E., 1967 - Fluid inclusions as samples of ore fluids in "Geochemistry of hydrothermal ore deposits", ed. by H.L. Barnes. Holt, Rinehart, Winston, ch. 12, 515-566.

SMITHSON, S. and BARTH, T.F.W., 1967 - The precambrian Holum granite, South Norway. Nork. Geol. Tidssk., 47-1, 21-55.

TOURET, J., 1966 - Sur l'origine supracrustale des gneiss rubanés de Selås (Bamble, Norvège méridionale). C.R. Ac. Sc. Paris, t. 262, ser. D, 9-12.

TOURET, J., 1968 - The Precambrian metamorphic rocks around the Lake Vegår (Aust-Agder, Southern Norway). Norges Geol. Unders., n° 257, 45 p.

TOURET, J., 1969 - Le socle précambrien de la Norvège méridionale. Thèse, Nancy, 3 vol., 609 p.

5945

TOURET, J., 1970 - Le faciès granulite, métamorphisme en milieu carbonique. C.R. Ac. Sci. Paris, t. 271, ser. D, p. 2228-2231.

TOURET, J., 1971 - Le faciès granulite en Norvège méridionale . I : Les associations minéralogiques, Lithos, 4, 239-249. II : Les inclusions fluides, Lithos, sous presse.

WINKLER, H.G.F., 1967 - Die Genese der metamorphen Gesteine (2nd. ed.). Springer Verlag, 237 p.

ФАЦИИ ДОМАГМАТИЧЕСКИХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГНЕЙСОВ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В НИХ АКЦЕССОРНЫХ КОМПОНЕНТОВ

В.С.Павленко, А.Д.Арсеньева, Т.А.Капитонова.
Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва, СССР.

Рассматривается концентрически зональный массив редкометальных гнейсов, возникших в результате регионального щелочно-метасоматического процесса и не претерпевших анатектического плавления (Павленко, Попова,1970) . Массив сложен щелочными (Эг, Риб, Би, Мт, Кр, Флр, Кв, Аб, Кпш)[x], субщелочными (Би, Мт, Флр, Кр, Кв, Аб, Кпш) и эндоконтактовыми (Би, Му, Мт, Кв, Аб, Кпш) гнейсами, постепенно сменяющимися в указанной последовательности от его центра к периферии и формирующими, в совокупности, фациальную метасоматическую зональность (Павленко, I963), описывающуюся виртуальными инертными компонентами (Fe,Mg)O, Fe_2O_3, F(Кв, Аб, Кпш-избыточные инертные минералы) . Смена щелочных гнейсов субщелочными и эндоконтактовыми вызывается падением μNa_2O, μCaO(рис.I)[xx].

Моновариантные линии (Риб,Кр) и (Эг, Кр) мультисистемы рис.I делят редкометальную систему гнейсов (по акцессорным минералам) на две части: Прхл, Илрт, Орт, Мон, Рут, Ан,

---

x) Принятые обозначения: Аб-альбит, Ан-анатаз, Баст-бастнезит, Би-биотит, Гдл-гадолинит, Илм-ильменит, Илрт-ильменорутил, Кв-кварц, Кпш-калишпат, Кр-криолит, Лей-лейкоксен, Мон-монацит, Мт-магнетит, Му-мусковит, Ор-ортоклаз, Орт-ортит, Пш-полевой шпат, Прхл-пирохлор, Риб-рибекит, Рут-рутил, Фер-фергусонит, Флр-флюорит, Цр-циркон, Эвкс-эвксенит, Эг-эгирин, Эш-иттро-эшинит, р.э.-редкие элементы, р.з.э.-редкоземельные элементы.

xx) Все петрологические и геохимические построения проведены с использованием химических определений составов всех породообразующих и р.э.-минералов и содержаний в них р.э. В связи с ограниченным объемом статьи, эти данные (как и термодинамические расчеты) не приводятся.

5945

Илм, Лей, Цр (инертные компоненты: $(Ta,Nb)_2O_5$, ΣCe_2O_3, TiO_2, ZrO_2), развитую в щелочных гнейсах и Прхл, Илрт, Фер, Эш, Эвкс, Орт, Мон, Баст, Гдл, Рут, Ан, Илм, Лей, Цр (инертные компоненты: $(Ta, Nb)_2O_5$, ΣCe_2O_3, ΣY_2O_3, BeO, TiO_2, ZrO_2, характеризующую субщелочные гнейсы.(В эндоконтактовых гнейсах из всех перечисленных Ta, Nb - и р.з.э.- минералов присутствует только Илрт). Обе выделенные системы характеризуются значительным разнообразием парагенезисов редкометальных минералов, свидетельствующем о различных условиях концентрации р.э. внутри фаций субщелочных и щелочных гнейсов. Реставрируем их, полагая, что смена редкометальных парагенезисов внутри фаций происходит строго сопряженно с изменением составов сосуществующих породообразующих минералов и, следовательно, вызывается теми же причинами.

Анализ составов сосуществующих Пш показал, что в соотношениях

$$C_I = \frac{Ca}{Ca + Na} \cdot 100\%; \quad C_2 = \frac{Ca}{Ca + Al} \cdot 100\% \quad \text{и} \quad C_3 = \frac{Ca}{Ca + K} \cdot 100\%$$

между Пл-Кпш из различных гнейсов массива намечаются инверсионные точки, отвечающие равенствам: $C_I^{Пл} = C_I^{Кпш}$; $C_2^{Пл} = C_2^{Кпш}$; $C_3^{Пл} = C_3^{Кпш}$, реализующиеся при экстремальных значениях μAl_2O_3 и μK_2O; μK_2O и μNa_2O; μNa_2O и μAl_2O_3 соответственно (Коржинский, I958,I960,I963) . Инверсионные точки располагаются строго на границах между различными минеральными фациями гнейсов: C_I на моновариантной кривой Би, Му, Флр, Мт, Пл, Кпш, Кв, разделяющей эндоконтактовые и субщелочные гнейсы; C_2 - на моновариантной кривой Би, Риб, Эг , Мт, Флр, Кр , Пл, Кпш, Кв, разделяющей субщелочные и щелочные гнейсы; C_3 - на фациальной границе Флр, Кр, Пл, Кпш, Кв между Кр-и Флр - щелочными гнейсами (рис.I) . Рассчитав реакции смещенных равновесий(Кор-

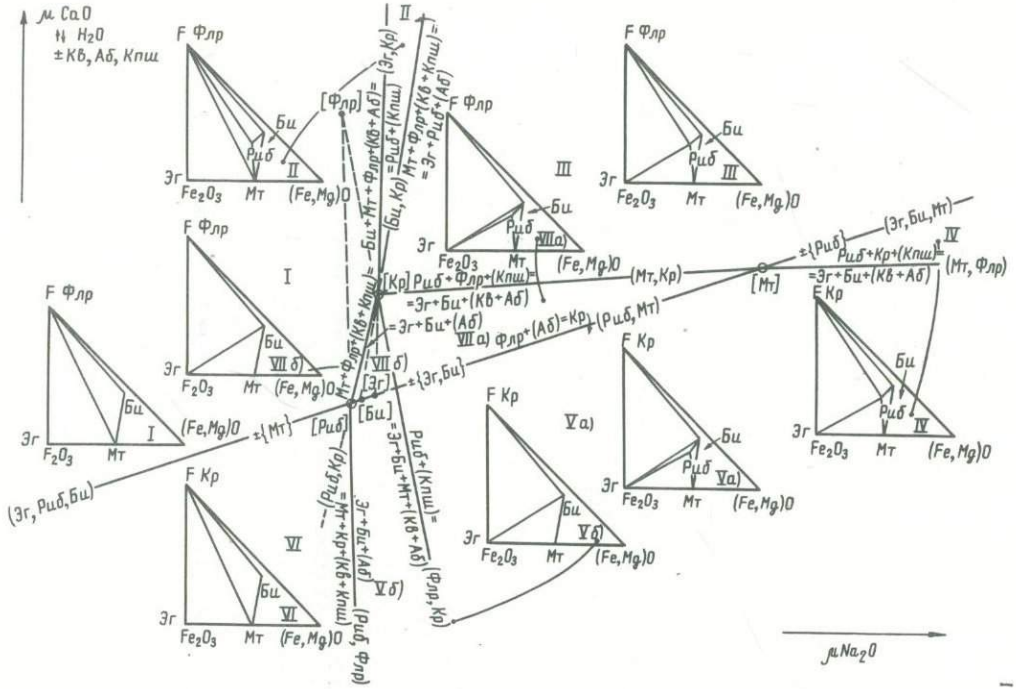


Рис. I. Многопучковая диаграмма парагенезисов минералов редкометальных гнейсов в зависимости от химических потенциалов Na_2O и CaO. Пучки обозначены символами отсутствующих минералов в квадратных скобках. Стабильные пучки обведены кружком. Моновариантные линии обозначены символами отсутствующих минералов в круглых скобках. Сплошные линии – стабильные, пунктирные – метастабильные. Минералы в фигурных скобках – индифферентные фазы.

жинский,1957), связывающих Пл и Кпш с различными значениями C_1, C_2 и C_3, получим три семейства линий равных значений этих характеристик, пересечение которых дает взаимное расположение пробточек, полностью описывающих реальные составы сосуществующих Пш в двухмерных пространствах μAl_2O_3 - μNa_2O фации эндоконтактовых и субщелочных гнейсов, точки пересечений семейств линий равных значений C_1 и C_2); и μAl_2O_3 и - μK_2O (фации Флр - и Кр - щелочных гнейсов, точки пересечений семейств линий равных значений C_2 и C_3 (рис.2).

Из рис.2 следует, что по составу Пш четко подразделяются на четыре области, полностью отвечающие выделенным фациям гнейсов; изменения составов Пш между областями заключаются в возрастании в них Аб - и Ор - миналов от эндоконтактовых к субщелочным гнейсам, далее к Кр - фациям и, наконец, Флр - фациям щелочных гнейсов, что обусловлено возрастанием щелочности в этом направлении. Внутри выделенных областей составы Пш меняются в соответствии с изменением μK_2O, μNa_2O, μAl_2O_3, причем можно показать, что в эндоконтактовых и субщелочных гнейсах независимыми изменениями пользуются μNa_2O, μAl_2O_3 при зависимом изменении μK_2O, тогда как в щелочных гнейсах составы сосуществующих Пш полностью определяются независимыми μK_2O и μAl_2O_3, при зависимом изменении μNa_2O.

Используем полученные выводы для анализа концентрированной (в собственных фазах) и рассеянной (в породообразующих минералах) форм р.э. в наиболее сложной р.э. - системе субщелочных гнейсов, состоящей из следующих инертных компонентов и минералов (помимо породообразующих): избыточные - TiO_2 (Рут, Ан, Илм); обособленные - BeO(Гдл), ZrO_2(Цр), P_2O_5 (Мон) виртуальные - $(Ta,Nb)_2O_5$, ΣY_2O_3, ΣCe_2O_3 (Прхл, Илрт, Фер, Эш, Эвкс, Орт). В соответствии с изложенным, смена 2-х и 3-х ми-

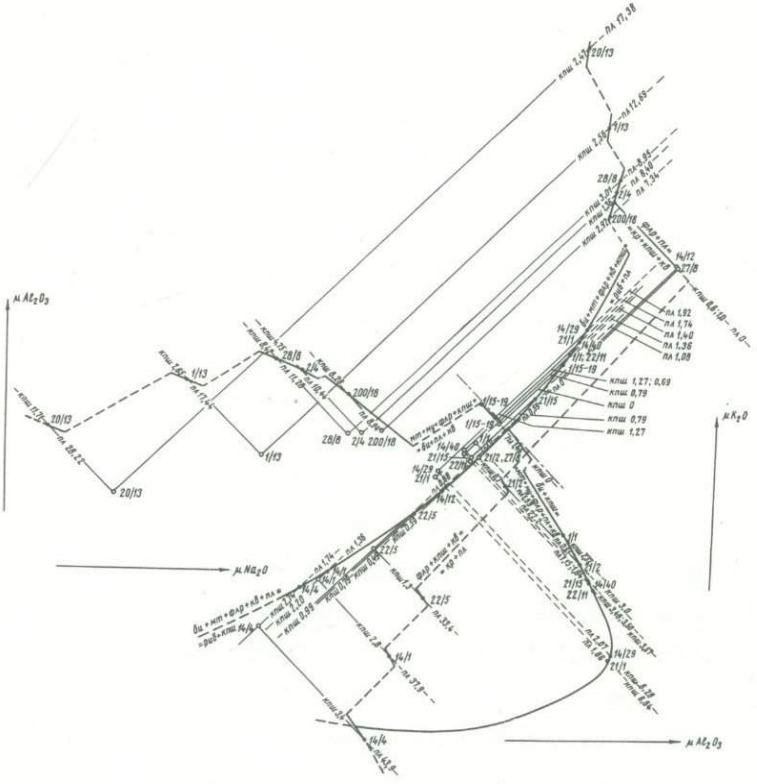


Рис.2. Диаграмма, отражающая зависимость составов сосуществующих Пш от μAl_2O_3, μNa_2O (в эндоконтактовых и субщелочных гнейсах) и μK_2O, μAl_2O_3 (в щелочных гнейсах). Жирные кривые изображают моновариантные равновесия, в которых реализуются экстремальные соотношения $C_1^{Пл}=C_1^{Кпш}$ (кривая Би, Му, Флр, Мт, Пл, Кпш, Кв, $max\,\mu Al_2O_3$, μK_2O), $C_2^{Пл}=C_2^{Кпш}$ (кривая Би, Риб, Мт, Флр, Пл, Кпш, Кв, $min\,\mu K_2O$, $max\,\mu Na_2O$) и $C_3^{Пл}=C_3^{Кпш}$ (кривая Кр, Флр, Пл, Кпш, Кв, $max\,\mu Na_2O$, Al_2O_3). Линии экстремумов проведены штрих-пунктиром. Для удобства изображения плавные кривые разорваны (пунктирные участки). Три семейства сплошных параллельных линий фиксируют постоянные значения C_1 (семейство линий с углами наклона - 45^0, принадлежащих кривой Би, Му, Флр, Мт, Пл, Кпш Кв), C_2 (семейство линий с углами наклона + 45^0, принадлежащих кривой Би, Риб, Мт, Флр, Пл, Кпш, Кв) и C_3 (семейство линий с углами наклона - 45^0, принадлежащих кривой Кр, Флр, Пл, Кпш, Кв) в Пш. Индекс при обозначениях Пл и Кпш указывает на значения C_1, C_2 или C_3 в этих фазах. Точки пересечения трех семейств линий (обведенные кружками) изображают фиксированные составы сосуществующих Пл-Кпш в реальных пробах (дробные числа) и описывают их взаимное расположение в двухмерных пространствах μAl_2O_3 - μNa_2O и μK_2O - μAl_2O_3.

неральных парагенезисов р.э. (не считая избыточных и обособленных минералов) - системы субщелочных гнейсов должна происходить в результате изменения μNa_2O , μAl_2O_3 и μK_2O [x] (в интервалах фации).

Перейдем к парагенетическому анализу акцессорных минералов, сделав следующие замечания. I) Na_2O , Al_2O_3 и K_2O для р.э. - системы субщелочных гнейсов должны рассматриваться в качестве виртуальных вполне подвижных компонентов, т.к. в р.э. - минералах между ними отсутствуют стехиометрические связи, имеющиеся в Пл и Кпш. 2)Наличие в Пш стехиометрической связи Al=I+Ca позволяет заметить - μAl_2O_3 на+μCaO, что для малоглиноземистой р.э. - системы значительно удобнее. Замена осуществляется с обратным знаком потому, что в отличие от Пш, в р.э. - минералах в Ca-содержащих группах всегда присутствуют более кислотные по сравнению с Ca компоненты: Ta, Nb, TR, Ti и др., и, следовательно, возрастание μAl_2O_3 вызывает относительное уменьшение μCaO и, следовательно, падение его содержаний в этих минералах. 3)По отношению к р.э. - системе субщелочных гнейсов их породообразующие минералы являются избыточными инертными. Это означает, что при расчетах моновариантных реакций между р.э. - минералами из их составов следует исключать петрогенные элементы в количествах, эквивалентных составам тех породообразующих минералов, существование которых в петрогенной системе обусловлено инертным поведением

---

x) Аналогично Пш, изменения составов сосуществующих Би субщелочных гнейсов полностью описываются теми же факторами.

5945

этих элементов. При этом, в рассчитанном компонентном составе р.э. - минералов может появиться дефицит петрогенных элементов, выражаемый отрицательными матричными числами.

В р.э. - системе из трех виртуальных инертных компонентов, обеспечивающих сосуществование 6-ти минералов, пр независимом изменении μNa_2O , μCaO, μK_2O по правилу фаз в нонвариантной точке должен быть устойчив равновесный шестиминеральный парагенезис($n = k+3-\Phi$; $0=3+3-6$). Следовательно, изменения парагенезисов минералов р.э. - системы субщелочных гнейсов будут описываться пучковой диаграммой, расположенной в трехмерном пространстве $\mu Na_2O - \mu CaO - \mu K_2O$.

Проанализируем ее методом изокалиевых сечений (рис.3). Очевидно, существует единственное изокалиевое сечение, положим, при $\mu K_2O = n$(n-сечение), проходящее через нонвариантную точку Прхл, Эвкс, Эш, Фер, Илрт, Орт пространственной пучковой диаграммы. Проекции ее векторов на n -сечение дадут пучок пятиминеральных моновариантных линий, разделяющих дивариантные поля, где число сосуществующих минералов (четыре) на единицу превышает число виртуальных инертных компонентов (три) что формально означает переход в инертное состояние вполне подвижного K_2O, и объясняется строго определенным его значением ($\mu K_2O = n$) в n -сечении. При любых значениях $\mu K_2O \neq n$ изокалиевые сечения пространственной пучковой диаграммы пересекут стабильные и метастабильные части ее моновариантных векторов, а следы пересечения образуют (для каждого сечения) систему из шести нонвариантных точек, расстояния между которыми будут увеличиваться по мере увеличения неравенства $\mu K_2O \neq n$. Т.о., в любой изокалиевой плоскости (кроме n -сечения) пространственной пучковой диаграммы получим мультисистему, состоящую из

5945

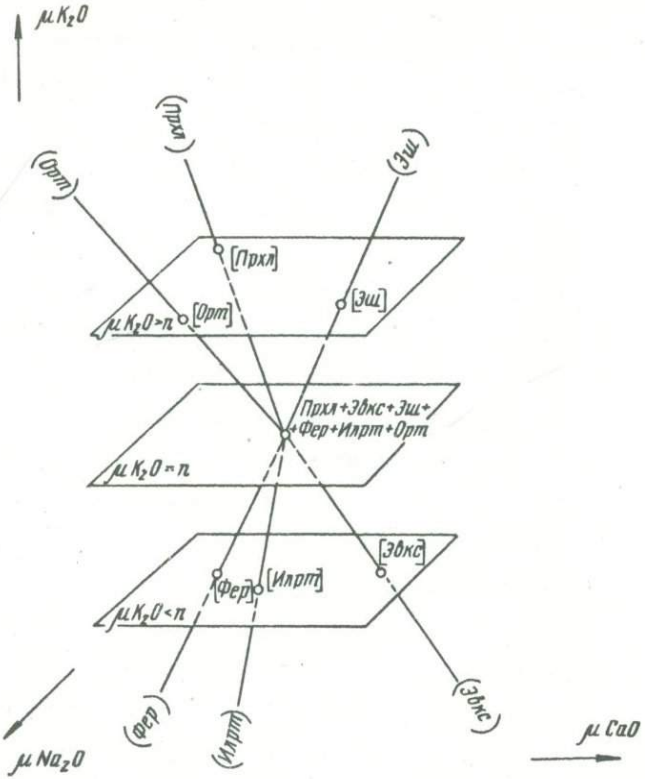


Рис.3 Схема расположения моновариантных векторов пучковой диаграммы р.э. - парагенезисов субщелочных гнейсов в пространстве $\mu Na_2O - \mu CaO - \mu K_2O$. На единственное изокалиевое сечение, проходящее через нонвариантную точку Прхл, Эвкс, Эш, Фер, Илрт, Орт пространственного пучка при $\mu K_2O=n$ (n -сечение), проектируется пучковая диаграмма в координатах $\mu Na_2O - \mu CaO$. На все остальные возможные изокалиевые сечения проектируются шестипучковые мультисистемы со стабильными пучками [Эвкс], [Фер], [Илрт] (при $\mu K_2O<n$) или [Прхл], [Эш], [Орт] (при $\mu K_2O>n$).

5945

шести минералов (Прхл, Эвкс, Эш, Фер, Илрт, Орт) , включающих три виртуальных инертных компонента ($(Ta,Nb)_2O_5$, ΣCe_2O_3, ΣY_2O_3) и описываемую шестью нонвариантными пятиминеральными пучками, соединенными моновариантными четырехминеральными линиями, разделяющими дивариантные трехминеральные поля.

Полученная многопучковая диаграмма (рис.4) , описывающая изменения р.э. - парагенезисов субщелочных гнейсов в зависимости от μNa_2O, μCaO, состоит из двух систем пучков, метастабильных по отношению друг к другу. Распространенность без Эш - и отсутствие без Фер - р.э. - парагенезисов в субщелочных гнейсах позволяет использовать [Прхл] , [Эш] , [Орт] ее часть, которая, в качестве стабильной, реализуется в любом изокалиевом сечении с $\mu K_2O > n$ пространственной пучковой диаграммы (более калиевые без Орт-парагенезисы устойчивы при более высоких μK_2O по сравнению с менее калиевыми без Илрт - парагенезисами)[x]. Наоборот, в изокалиевых сечениях при $K_2O < n$ пространственной пучковой диаграммы, стабильной окажется [Фер], [Эвкс] , [Илрт] ее часть. Т.о., величина μK_2O определяет преимущественное развитие либо Фер-, Эвкс-, Илрт-(при $\mu K_2O > n$, в анализируемых субщелочных гнейсах) , либо Прхл-, Эш-, Орт-парагенезисов (при $\mu K_2O < n$), либо одинаковую распространенность всех минералов р.э. - системы (при $\mu K_2O = n$).

Из рис. 4 следует, что в р.э. - системе (при $\mu K_2O > n$) по мере возрастания μNa_2O , μCaO должна наблюдаться следующая смена акцессорных парагенезисов: Илрт+Эш → Прхл+Эш → Прхл+Эвкс → Прхл+Орт при широком развитии Фер. Эта рассчитанная по-

---

[x] Дефицит K_2O в Орт 0,4, а в Илрт - 0,2 матричных единиц.

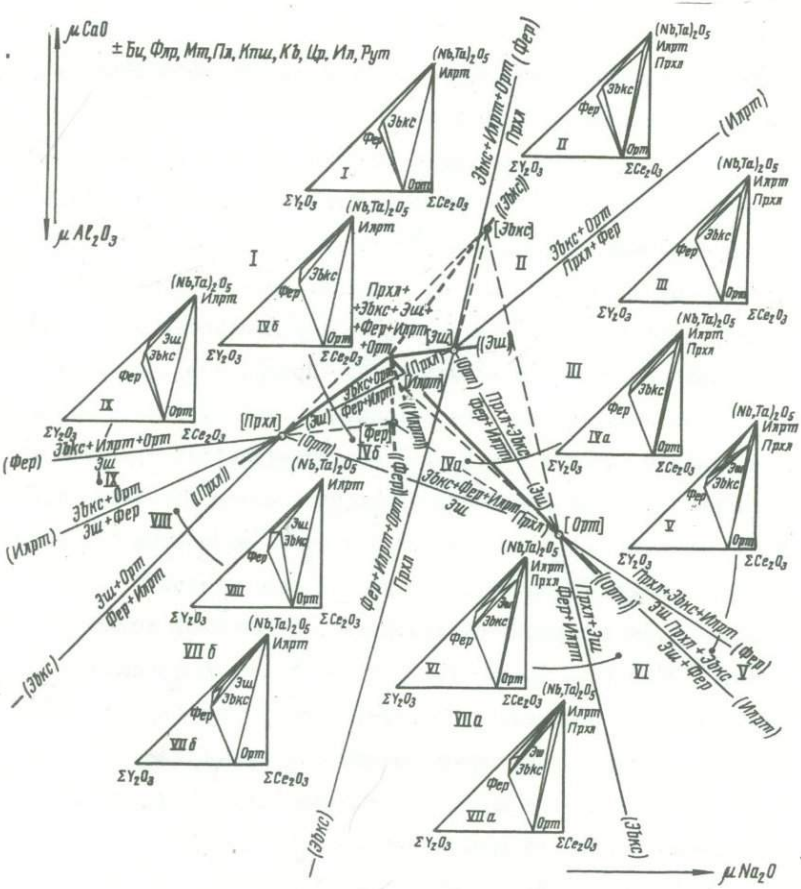


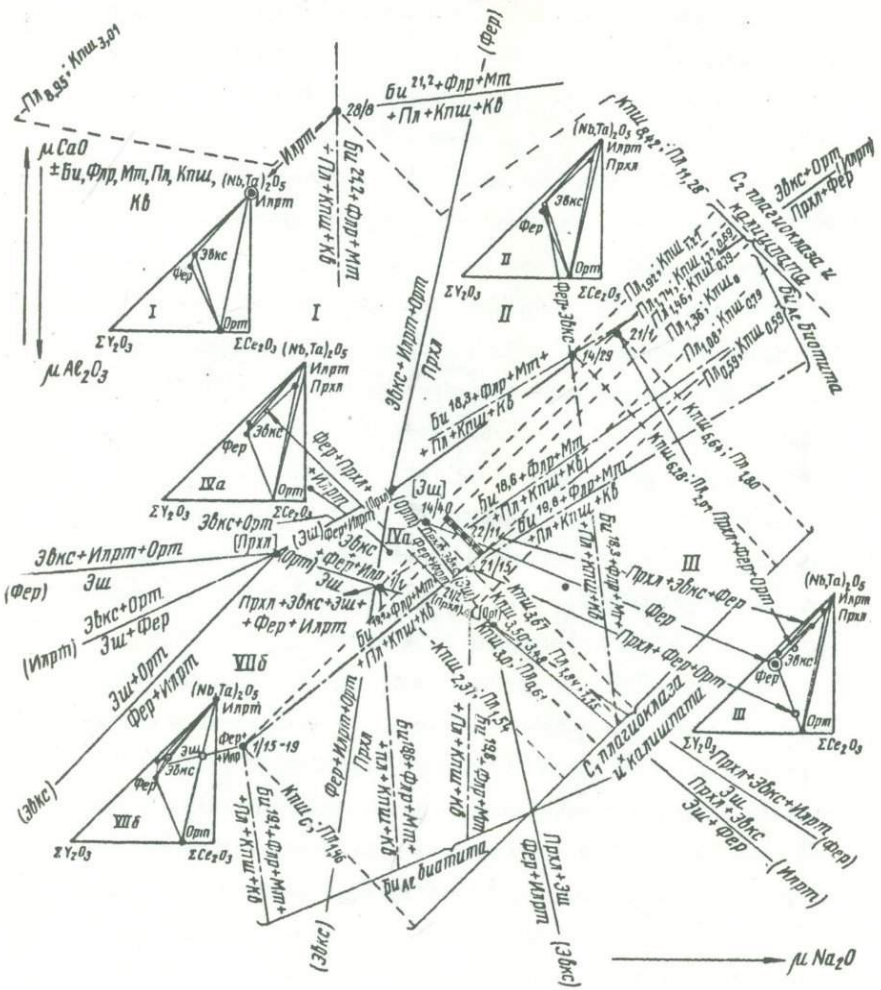
Рис.4 Многопучковая диаграмма парагенезисов р.э. - минералов субщелочных гнейсов в зависимости от μNa_2O, μCaO в изокалиевых сечениях при $\mu K_2O > n$ пространственной пучковой диаграммы в координатах $\mu K_2O - \mu Na_2O - \mu CaO$. Жирные линии, обозначенные символами минералов в двойных круглых скобках - проекции векторов пространственной пучковой диаграммы: сплошные - стабильные, пунктирные - метастабильные. Остальные обозначения те же, что на рис.I.

следовательность полностью совпадает с реально наблюдающейся в субщелочных гнейсах. Действительно, при наложении на диаграмму рис.4 сетки проб-точек (рис.2), описывающей взаимное расположение проб с фиксированными составами Пл и Кпш в пространстве μCaO ($-\mu Al_2O_3$) $-\mu Na_2O$ [x] оказывается, что конкретные пробы с реальными акцессорными парагенезисами по составу сосуществующих Пш попадают в те поля диаграммы рис.4, где тождественный парагенезис р.э. - минералов предсказан теоретически (рис.5) . По мере приближения изокалиевых сечений пространственной пучковой диаграммы к n-сечению ($\mu K_2O \rightarrow n$) площадь центральной области диаграммы рис.5 ($\triangle$[Прхл] - [Эш] - [Орт]) уменьшается, имея своим пределом нонвариантную точку Прхл, Эш, Эвкс, Фер, Илрт, Орт, пучковой диаграммы n-сечения. Это означает, что в изокалиевых сечениях, с μK_2O достаточно близким к n, в центральной области диаграммы рис.5, при промежуточных значениях μCaO, μNa_2O, будут устойчивы все минералы р.э. - системы субщелочных гнейсов.

Содержания р.э. в рассеянной форме при наличии собственных р.э. - фаз не зависят от массы р.э. в системе и определяются характером породообразующих минералов и физико-химическими факторами, вызывающими изменение их составов и сопряженную смену парагенезисов р.э. - минералов. В каркасных силикатах субщелочных и щелочных гнейсов минимальные содержания Ta и Nb стабильно отмечаются в Кпш, промежуточные - в Пл и максимальные - в Кв (рис.6,7) , что с позиций принципа кислотно-основного соответствия (Соболев,I949; Маракушев,I965) , объясняется последовательно усиливающимися химическими связя-

---

x) В связи с заменой $-\mu Al_2O_3$ на $+\mu CaO$ пространственная система проб-точек рис.2, на ^{Al_2O_3} совмещенной диаграмме рис.5 изображена в зеркальном отражении по отношению к линии экстремума $C_I^{Al} = C_I^{Kпш}$


μ CaO
±Би, Флр, Мт, Пл, Кпш, (Nb,Ta)2O5
Кв
μ Al2O3
μ Na2O
I
II
IIIа
III
IIIб
Эвкс
Фер
Орт
Илрт
Прхл
Эвкс+Илрт+Орт
Эвкс+Орт
Эш
Фер+Илрт
Би 21,2+Флр+Мт
+Пл+Кпш+Кв
Би 18,3+Флр+Мт
+Пл+Кпш+Кв
Би 18,6+Флр+Мт
+Пл+Кпш+Кв
Би 19,8+Флр+Мт
+Пл+Кпш+Кв
Би 18,4+Флр+Мт
+Пл+Кпш+Кв
Би 19,5+Флр+Мт
+Пл+Кпш+Кв
Би 18,1+Флр+Мт+
+Пл+Кпш+Кв
Би 22,2+Флр+Мт
+Пл+Кпш+Кв
Би аль биотита
С2 плагиоклаза и калишпата
Пл 11,28
Пл 11,74; Кпш 1,17
Пл 11,46; Кпш 0,79
Пл 11,36; Кпш 0,79
Пл 10,85; Кпш 0,59
Пл 10,55; Кпш 0,59
Пл 8,69; Кпш 6,18
Пл 4,80
Пл 4,07
Пл 3,54
Пл 3,38
Пл 3,01
Пл 2,37
Пл 1,96
Пл 1,48
Пл 0,61
Кпш 2,37
Кпш 2,67
Кпш 3,59
Кпш 3,85
Кпш 5,38
Кпш 6,18
Кпш 6,69
Кпш 8,42
Пл 8,85
Кпш 3,01
Пл 8,85
Кпш 5,38
Пл 3,38
Кпш 3,59
Пл 3,01
Кпш 2,67
Пл 2,37
Пл 1,96
Пл 1,48
Пл 0,61
Кпш 0,59
Кпш 0,79
Кпш 1,17
Пл 11,74
Пл 11,46
Пл 11,36
Пл 10,85
Пл 10,55
Кпш 6,69
Пл 4,80
Пл 4,07
Пл 3,54
Пл 3,38
Пл 3,01
Пл 2,37
Пл 1,96
Пл 1,48
Пл 0,61
Кпш 0,59
Кпш 0,79
Кпш 1,17
Пл 11,28
Кпш 8,42
Пл 8,85
Кпш 5,38
Кпш 3,59
Кпш 3,01
Кпш 2,67
Кпш 2,37
Пл 1,96
Пл 1,48
Пл 0,61
Кпш 6,18
Кпш 6,69
Пл 4,80
Пл 4,07
Пл 3,54
Пл 3,38
Пл 3,01

ми между кислотными р.э. Та и Nb и петрогенными катионами - к -Na -si. В решетке Би, где содержания Та и Nb сопоставимы с Кв (рис.6), степень рассеяния р.э. определяется, вероятно, особенностями кристаллической структуры минерала; в отличие от каркасных силикатов, значительная доля содержаний Та и Nb в Би приходится на микровключения собственных р.э. - фаз.

Из сопоставления рис.5 и 6,7 следует, что максимальная степень рассеяния Та, Nb в субщелочных (и щелочных)[x] гнейсах отмечается при min - и max - значениях μNa_2O, μCaO в интервалах фации, т.е. в областях устойчивости трехминеральных Илрт-Эш-Фер - и Орт-Прхл-Фер - р.э. - парагенезисов соответственно. В условиях промежуточной щелочности, где устойчивы все 6 р.э. - минералов субщелочных гнейсов (Прхл, Эш, Эвкс, Илрт, Фер, Орт) содержания Та, Nb в породообразующих минералах минимальны[xx]. Перераспределение р.э. из концентрированной в рассеянную форму и обратно, в строгом соответствии с меняющимися химическими условиями, свидетельствует о постоянстве массы р.э в выделенной р.э. - системе и доказывает их инертное поведение.

Амплитуда степени рассеяния Та, Nb при монотонном изменении μNa_2O, μCaO в субщелочных гнейсах будет определяться μK_2O, и достигнет максимума при $\mu K_2O = n$, когда мультисистема рис.4 превратится в пространственную пучковую диаграмму рис.3, а области устойчивости шестиминеральных р.э. - парагенезисов (Δ[Прхл] - [Эш] - [Орт]) и (Δ[Эвкс] - [Фер] - [Илрт], рис.4) выродятся в нонвариантную точку Прхл, Эвкс, Эш, Фер, Илрт, Орт. Наоборот, при увеличении неравенства $\mu K_2O \gtrless n$, амплитуда сте-

---

x) Далее не обсуждаются.

xx) Аналогичными закономерностями характеризуется рассеянная форма Li, Rb и р.з.э.

5845

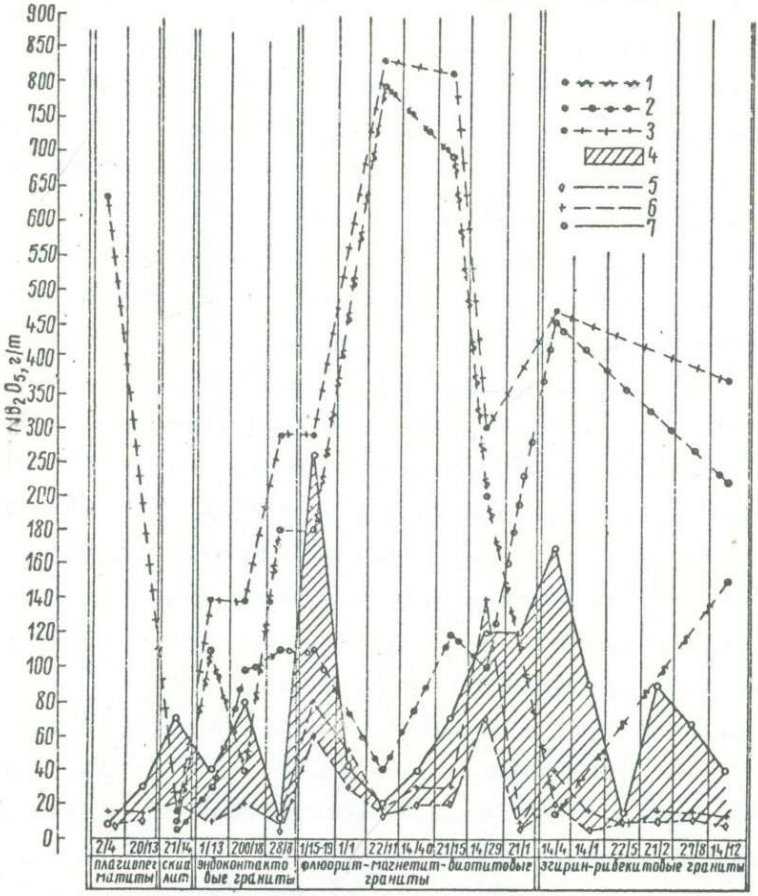


Рис.6. Поминеральное распределение Nb_2O_5 в рассеянной форме в р.э.-гнейсах. I содержания Nb_2O_5 в микровключениях р.э. - фаз в Би. 2 - содержания Nb_2O_5 в решетке Би. 3 - суммарные содержания Nb_2O_5 в Би. 4 - интервал содержаний Nb_2O_5 в Кпш, Пл, Кв. 5 - содержания Nb_2O_5 в Кпш. 6 - содержания Nb_2O_5 в Пл. 7 - содержания Nb_2O_5 в Кв.

5945

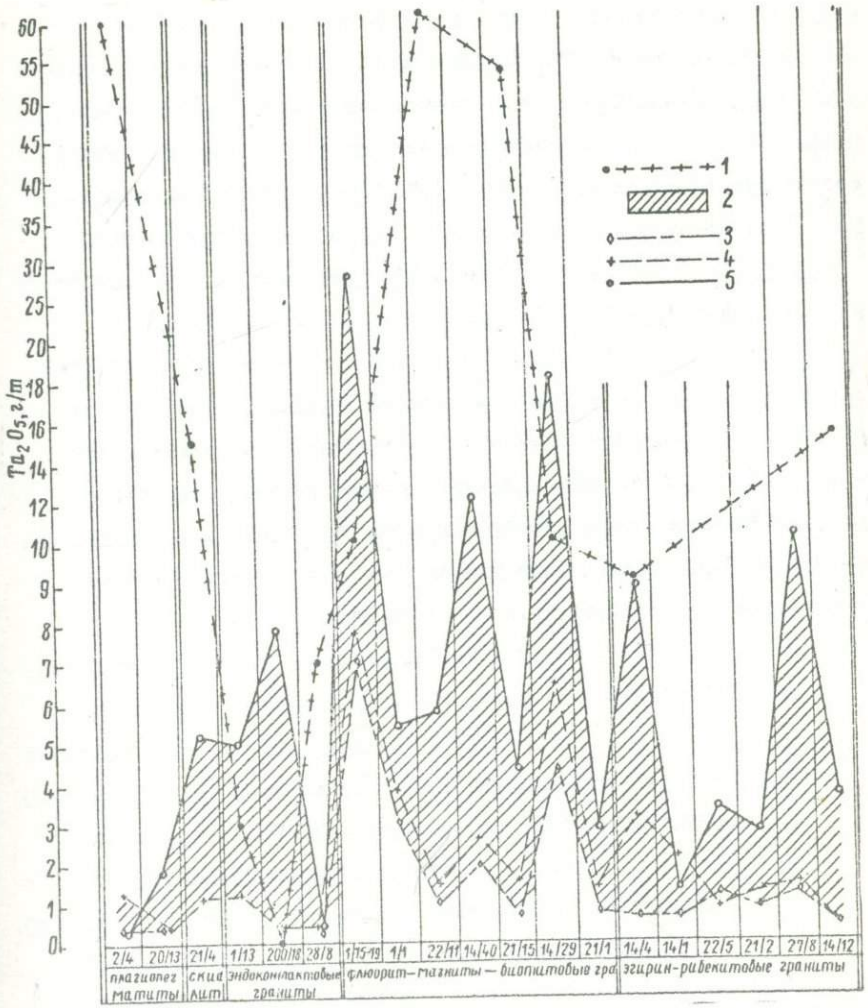


Рис.7. Поминеральное распределение Ta_2O_5 в рассеянной форме в р.э. - гнейсах. I суммарные содержания Ta_2O_5 в Би. 2 - интервал содержаний Ta_2O_5 в Кпш, Пл, Кв. 3 - содержания Ta_2O_5 в Кпш. 4 - содержания Ta_2O_5 в Пл. 5 - содержания Ta_2O_5 в Кв. Содержания Ta_2O_5 в решетке Би ниже чувствительности химического анализа.

5945

пени рассеяния Ta, Nъв субщелочных гнейсах будет стремиться к 0 из-за все более равномерного развития трехминеральных р.э. - парагенезисов при любых значениях μNa_2O , μCaO . Т.о., μK_2O в р.э. - системе субщелочных гнейсов определяет преимущественное развитие либо Фер-, Эвкс-, Илрт-, либо Прхл-, Эш-, Орт - парагенезисов, обуславливает (при монотонном изменении μNa_2O, μCaO) экстремальный характер рассеяния р.э. и определяет его амплитуду.

Итак, последовательное применение парагенетического анализа породообразующих и р.э. - минералов, анализа изменения состава породообразующих минералов, исследования рассеянной формы р.э. в породах позволяет выяснить физико-химические факторы, управляющие поведением р.э. в природных объектах, и реставрировать условия, оптимальные для их максимальной концентрации в наиболее перспективных р.э. - минералах.

5945

Литература

Коржинский Д.С., I957. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, М., стр. 127

Коржинский Д.С., I958. Экстремальные состояния в системах с вполне подвижными компонентами. Ж. физ. химии., 32, вып. 7, стр. I536-I544.

Коржинский Д.С., I960. Дополнительные замечания об экстремальных состояниях. Ж. физ. химии, 34, вып. 7, стр. I645-I646

Коржинский Д.С., I963. Теория экстремальных состояний и их значение для минеральных систем. В сборнике "Химия земной коры", т. I, Изд-во "Наука", стр. 63-85

Маракушев А.А., I965. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд-во "Наука", М., стр. 327

Павленко А.С., I963. Щелочно-метасоматические процессы приконтактового типа. В кн. "Геохимия щелочного метасоматоза". Изд-во АН СССР, стр. 7-72

Павленко В.С., Попова В.А., I970. Минеральные фации в щелочных гранитах Джаланского массива (Восточный Памир). "Советская геология", 8, стр. 25-49

Соболев В.С., I949. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовского университета, Львов, стр. 214

К ГЕОХИМИИ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА

М.Д. Крылова, И.С. Седова, И.Н. Крылов

Институт геологии и геохронологии докембрия
АН СССР, Ленинград

Эволюция вещественного состава земной коры на ранних этапах ее развития является одной из актуальных проблем геохимии и петрологии. Одним из процессов, приводящих к изменению состава пород, является ультраметаморфизм, охватывающий огромные пространства в древних подвижных областях. Геохимия ультраметаморфизма исследовалась на примере Алданского щита, Витимо-Олекминского нагорья и Юго-западного Прибайкалья - районов, в которых развиты породы амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма и широко проявлены процессы гранитообразования (Крылова, Седова и др., 1972).

По преобладающему процессу выделено две модели ультраметаморфического преобразования пород: I - метасоматическая и II - анатектическая. В первом случае исследовались серии последовательного изменения (гранитизации) пород от исходного субстрата через промежуточные гранитизированные разновидности до гранито-гнейса и в ряде случаев до слабоперемещенного гранита; во втором случае сравнительному изучению подвергался субстрат и жильный материал, образованный в результате процессов селективного плавления (мигматизация). Использовалось около 300 силикатных (химическая лаборатория ИГГД АН СССР) и более 400 количественных спектральных анализов пород и минералов (спектральная лаборатория ИЗК ЛГУ[x]).

Модель I (гранитизация). При гранитизации основных сланцев и глиноземистых пород обеих фаций устанавливается постоянный привнос Si, K, Na, Ba, а в амфиболитовой фации

x) Авторы пользуются случаем выразить благодарность В.А. Галибину, выполнившему все количественные спектральные анализы

и Pb , и вынос Mg, Mn, Fe, Ca, Ti , Co, V, Ni, Sc с некоторыми количественными вариациями (табл. I), что не противоречит результатам исследований по другим регионам (Ogura I958, Engel A. и Engel C. I958; Судовиков и др., I965; Миловский и Матвеева, I970). Поведение Al в целом инертно. Иной тип миграции характеризует гранитизацию кварцитов. Для обеих фаций она выражается в фельдшпатизации, сопровождаемой выносом Si и привносом K, Na, Al, Ba и Zr (рис. I).

В целом (исключая кварциты) при одинаковой направленности эволюции вещества в процессе гранитизации в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций отмечаются определенные количественные отличия в привносе-выносе вещества. Так, сопоставление составов ультраметаморфических гранитоидов двух фаций показало, что среди чарнокитов наибольшая частота встречаемости (до 40%) падает на породы с 65–70% SiO_2, а в условиях амфиболитовой фации чаще (до 50%) формируются граниты с 70–75% SiO_2. Кроме того при одних и тех же количествах SiO_2 гранитоиды гранулитовой фации характеризуются значимо более высокими содержаниями Ca, Fe и Mg , меньшими величинами отношений Na/Al-K и Ab/An Это же характерно и при сравнении средних значений этих величин для обеих групп гранитоидов. Для редких элементов значимые различия фиксируются по Nb , Ni, Sc и Pb (табл. 2).

Таблица I

Средние составы пород серий гранитизации

	Алданский щит					Восточное Забайкалье			Прибайкалье	
	I(9/3)	2(5/4)	3(I3/3)	4(9)	5(4)	I(2/I2)	2(4)	3(6/8)	I(8/8)	3(7/7)
SiO_2	48.56 54.53	67.75 63.69	67.75 72.66	6I.8I	67.68	45.23 49.80	____ 56.37	6I.I6 69.32	47.72 59.9I	63.07 7I.42
TiO_2	I.65 I.I3	0.56 0.6I	0.49 0,33	0.94	0.69	I.78 I,62	____ 0.82	0.65 0,47	I.44 0,82	0.75 0,22
Al_2O_3	I4.76 I3.3I	I4.8I I4.55	I5.29 I3.22	I7.07	I5.40	I4.50 I7.20	____ I6.39	I5.39 I4.93	I4.83 I4.74	I6.43 I4.69
Fe_2O_3	2.53 3.36	2.33 I.37	I.I8 0.83	I.29	0.42	3.52 3.22	____ 2.93	I.09 I.09	2.57 I.37	I.I2 0.33
FeO	I0.53 6.33	2.52 3.73	2.9I I.39	7.67	3.56	I0.65 5.62	____ 5.23	3.98 I.82	I0.94 7.46	4.37 2.09
MnO	0.22 0.25	0.09 0.I7	0,05 0.I0	0.I0	0.04	0.22 0.I2	____ 0.I4	0.05 0,02	0.20 0.I3	0.08 0.05
MgO	7.56 6.I9	2.47 3.I3	I.32 I.46	2.85	I.94	7.82 5.85	____ 3.33	2.20 0.52	8.0I 3.57	2.08 0.85
CaO	8.85 8.27	4.I8 4.6I	2.89 I.44	2.4I	I.93	9.34 6.7I	____ 6.24	5.60 I.74	I0.I5 5.09	4.59 2.3I
Na_2O	2.4I 3.95	3.02 4.37	3.20 3.4I	I.87	3.32	2.69 4.05	____ 4.28	3.66 4.I5	2.I7 2.98	3.68 3.53
K_2O	I.47 I.40	I.7I 2.58	4.02 4.32	2.95	3.96	I.88 2.96	____ 3.22	4.25 4.69	0.68 2.36	2.34 4.0I
H_2O^+	I.46	0.62	0.59	I.07	I.I3	2.06	____	I.20	I.33	I.22
п.п.п	I.47	I.I5	0.76			2.28	2.22	I.04	I.55	0.74

Примечание: В числителе – данные для гранулитовой фации, в знаменателе – для амфиболитовой. В скобках указано количество анализов.

I– кристаллические сланцы основного состава, 2 – породы промежуточного состава, 3 – гранито-гнейсы, чарнокиты, 4 – глиноземистые гнейсы, 5 – возникшие по 4 гранито-гнейсы. Породы субстрата в зоне амфиболитовой фации Прибайкалья состоят на 60% из гнейсов и на 40% из сланцев. Между конечными членами серий по кристаллическим сланцам с вероятностью 95% значимые различия по Х-критерию установлены для всех элементов, кроме Al и Na.

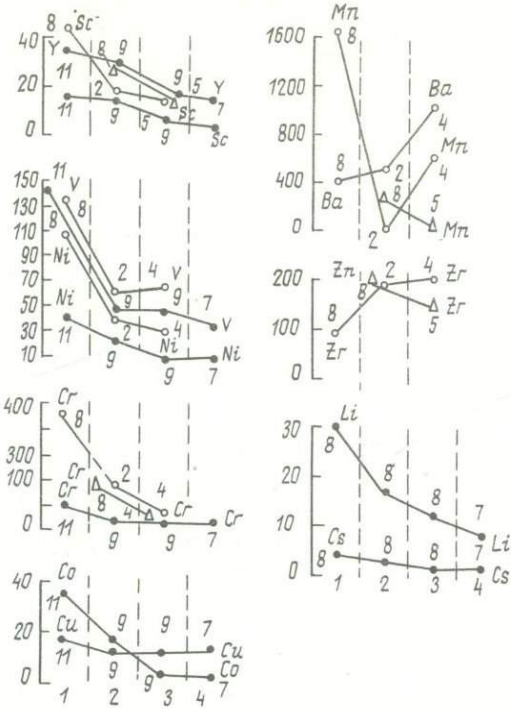


Рис. I. Изменение содержания малых элементов в породах при гранитизации основных кристаллических сланцев (кружки) и глиноземистых пород (треугольники). На этом рисунке и всех последующих: залитые знаки - амфиболитовая фация, полые - гранулитовая; I - исходный субстрат, 2 - порода промежуточного состава, 3 - гранито-гнейс, чарнокит, 4 - слабо перемещенный гранит; около каждой точки - количество анализов; показаны только элементы, дающие значимые различия с вероятностью 95% (по критерию Х).

5945

Таблица 2

Средние содержания элементов в гранитоидах гранулитовой (I) и амфиболитовой (2) фаций (главные элементы – в весовых %, малые элементы – в г/т)

	n	SiO_2	TiO_2	FeO	MgO	CaO	Ab/An	Na/Al-K	n	Sc	Nb	Ni	Pb
I	20	6I.58	0.82	4.I7	4.38	4.26	I.95	0.46	I2	I2	22	25	I9
2	I8	70.69	0.34	0.80	0.80	I.9I	5.20	0.65	I6	5	5	II	57

Сопоставление составов исходных сланцев отдельных регионов выявило отличия по фациям лишь в отношении содержания некоторых главных элементов. Так, для Ю3 Прибайкалья значимые (95% вероятность) отличия устанавливаются лишь для Na содержание которого выше в сланцах амфиболитовой фации (интервал 2.68–3.I5% против I.39–2.89% в гранулитовой фации), а для Алданского щита выявилось более высокое содержание Al_2O_3 в сланцах гранулитовой фации (I3.53–I8.02% против II.64–I3.70% в амфиболитовой фации). С вероятностью меньше 95% в сланцах этой фации отмечается более низкое содержание SiO_2 (44.08–59.97%) и более высокое FeO (4.89–I9.02%) сравнительно с аналогичными породами амфиболитовой фации (SiO_2 – 48.76–60.96%, FeO – 2.90–II.54%). Значимые отличия по фациям дают содержания в основных сланцах Sc, Ni, Cr, Cu (больше в гранулитовой фации, средние из 8 – 44; I09; 384; 65 г/т соответственно против I6; 38; 45; 24 г/т в амфиболитовой, средние из II), Ba, Be, Nb, Zr, Y (больше в амфиболитовой фации – I380; 33; 47; 282; 34 г/т соответственно против 420; I.7; 95; 2I г/т в гранулитовой).

На примере Ю3 Прибайкалья был проведен расчет среднего состава комплексов гранулитовой (24 анализа) и амфиболито-

вой (I5 ан.) фаций с учетом объемного содержания пород разного состава (основные сланцы, гнейсы, гранитоиды). Этот расчет показал, что суммарно ультраметаморфический комплекс гранулитовой фации отличается от соответствующего комплекса амфиболитовой фации большим средним содержанием FeO (8.43% против 4.32%), MgO (5.08% против I.76%) и CaO (6.II% против 3.04) и меньшим средним содержанием SiO_2 (56.09%) против 67.36%) и K_2O (I.50% против 3.46%).

Рассмотрение всех этих данных показывает, что различия химического состава ультраметаморфогенных гранитоидов гранулитовой и амфиболитовой фации объясняются не только и не столько различием составов исходного субстрата, а обусловлены в значительной мере различиями привноса - выноса вещества в условиях разных фаций. Для проверки этого был произведен расчет привноса-выноса элементов по атомно-объемному (Рудник, I966) методу и на инертный компонент (7) по двум группам пород - основным кристаллическим сланцам и гранитоидам обеих фаций с использованием средних составов и средних значений плотности пород по 2-м исследованным регионам. Расчет показал, что при гранитизации пород в условиях гранулитовой фации имеет место меньший привнос Si и K и больший - Na; меньший вынос Ti, Fe'', Fe''', Mn (табл. 3), Y, Co, Ni и V чем при гранитизации пород амфиболитовой фации.

5945

Таблица 8

Привнос - вынос вещества в процессе гранитизации

Окислы	Гранулитовая фация (I7 и I4 ан)				Амфиболитовая фация (6 и 7 ан.)			
	По атомно-объемному методу		По расчету на инертный компонент (Al_2O_3)		По атомно-объемному методу		По расчету на инертный компонент (Al_2O_3)	
	Привнос (+) Вынос (-)	В % к исходному составу	Привнос (+) Вынос (-)	В % к исходному составу	Привнос (+) Вынос (-)	В % к исходн. составу	Привнос (+) Вынос (-)	В % к исходн. составу
	+2.90	20	+0.63	I9	+3.94	27	+I.26	34
	-0.2I	60	-0.06	60	-0.I6	70	-0.06	75
	+0.02	< I	0	0	-0.28	5	0	0
	-0.88	58	-0.I0	59	-0.52	8I	-0.I8	8I
	-I.74	65	-0.47	65	-I.46	78	-0.44	74
	-0.05	7I	-0.009	64	-0.08	60	-0.009	60
	-2.72	79	-0.4I	78	-2.I4	82	-0.37	82
	-I.86	6I	-0.39	60	-2.02	76	-0.46	74
	+0.59	44	+0.07	40	0	0	+ 0.0I	4
	+0.70	I70	+0.I8	I85	+0.67	I7I	+ 0.I5	2I4

Наряду с этим нельзя не отметить определенной унаследованности составов метасоматических гранитоидов от состава исходного субстрата. Так, например, в Витимо-Каларском районе Восточного Забайкалья по амфибол-биотит-плагиоклазовым кристаллическим сланцам с повышенным содержанием K_2O формируются гранито-гнейсы и граносиенито-гнейсы с преобладанием K над *Na* а на Алданском щите по основным сланцам с повышенным содержанием Al_2O_3 возникают гранитоиды повышенной глиноземистости.

Что же касается составов минералов в гранитизационных сериях, то они в целом унаследуют черты первоначального

состава минералов исходного субстрата. Однако по ряду параметров выявляются некоторые закономерные изменения их от начальных к конечным членам серий (рис. 2). Более заметные различия обнаруживаются при сопоставлении минералов как исходного субстрата между собой, так и гранитоидов одной и другой фации. В биотитах гранитоидов гранулитовой фации по сравнению с амфиболитовой отмечается более высокое содержание Ti, Ba, Ni, Cr, V, Nb, Cu и более низкое – Mn, Zn а также более низкая степень окисления Fe – f_o x) (табл. 4).

Таблица 4

Средние значимо различающиеся (с 95% вероятностью) содержания элементов в биотитах гранитоидов гранулитовой (I) и амфиболитовой (2) фаций

	n	Ti(ф.е)	f_o	n	Ba	Nb	Ni	Cr	V	Mn	Cu	Zn
I	9	0.22	8.6	9	I289	I08	3I8	482	433	400	I8	I33
2	26	0.I6	I5.8	I4	779	68	59	54	54	2I00	9	382

Амфиболы гранитоидов гранулитовой фации характеризуются более высоким содержанием Ti (0.2I–0.24 форм.ед. для гранулитовой фации, 0.I0–0.I7 – амфиболитовой фации) суммы щелочей (3.09–3.66 и 2.I7–3.04), причем $K_2O \geqslant Na_2O$ в отличие от амфиболитовой фации, и более низким – Mn (0.08–0.I5 и 0.20–0.65).

Плагиоклазы чарнокитов в отличие от гранито-гнейсов (на примере Восточного Забайкалья) характеризуются упорядоченностью < 75, значимо более высоким содержанием CaO (6%

x) $f_o = \frac{Fe'''}{Fe''+Fe'''} \cdot 100\%$

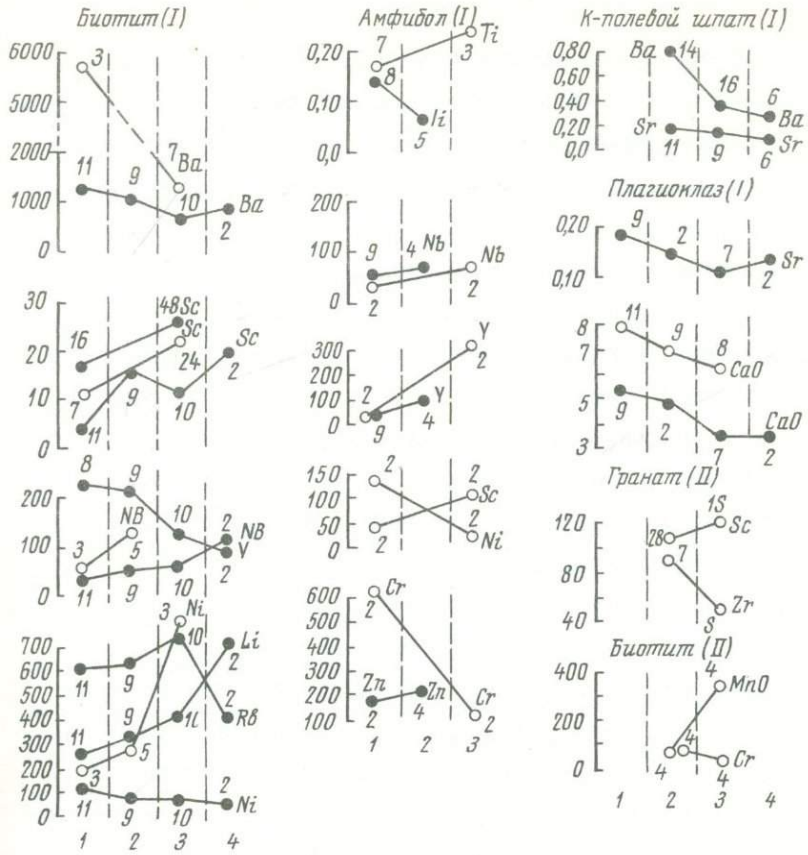


Рис. 2. Изменения состава минералов при гранитизации основных кристаллических сланцев (I) и глиноземистых пород (II). Обозначения те же, что на рис. I. Ti – в формульных единицах, CaO – в весовых %%, остальные элементы – в г/т.

против 3.5%, средние из 7) и Ba (0.25% против 0.04%). Различия по Ca подтверждаются и массовыми иммерсионными замерами: в чарнокитах максимальная частота встречаемости приходится на плагиоклазы с 30-35% An , для гранитов - с 20-25% An

Калиевые полевые шпаты в гранитоидах гранулитовой фации всегда представлены ортоклазом с рентгеновской триклинностью $\Delta\rho$ =0, в амфиболитовой - ортоклазом, промежуточным ортоклазом и микроклином ($\Delta\rho$ =0-I.0) в зависимости от соотношения с деформациями и последующей геологической истории. На примере Витимо-Каларского района выявились значимо более высокие содержания Ba и CaO в калиевых полевых шпатах чарнокитов (0.95 и 0.75%, средние из 7) по сравнению с гранито-гнейсами (0.35% и 0.36%, средние из 7).

Модель П (мигматизация). Для этой модели были выбраны такие примеры, в которых формирование жильного материала мигматитов обязано процессам селективного плавления. Установлена определенная количественная и качественная зависимость состава жильного материала мигматитов от состава вмещающего субстрата. В однородных толщах, сложенных породами одного состава, степень насыщения жильным материалом сохраняется на значительных площадях, определяясь составом толщи, подвергавшейся мигматизации. Так, например, в среднем течении Алдана в пачках гнейсов высокоглиноземистого состава количество жильного материала составляет 50-60%, в толщах основных кристаллических сланцев 20-25%, т.е. внутри каждой толщи пределы колебаний невелики. В пачках же переслаивания разнородных пород количество жильного материала в мигматитах на небольших участках меняется широко- от 25 до 60%. Жильный материал мигматитов в разных породах представлен гранитоидами переменного состава и пегматитами.

Состав жильного материала определяется валовым составом субстрата. Связь этих образований проявляется в наличии одних и тех же темноцветных минералов и в унаследованности состава минералов жильного материала от состава минералов субстрата. Вместе с тем сопоставление составов жильного материала и субстрата обнаруживает и определенные различия как в пределах одной фации, так и между фациями.

В жильном материале мигматитов обеих фаций обнаруживается более низкое содержание $Ti, Mn, Cr, Ni, V, Sc, Co$ сравнительно с породами субстрата и более высокое содержание Ba, что связано с различными количествами минералов, являющихся главными концентраторами этих элементов. Поведение Cu, Pb, Be и Zr не является строго направленным. Различия в составе минералов жильного материала мигматитов сравнительно с субстратом проявляются в: I) более низком содержании An в плагиоклазах; 2) более высоком содержании Al_2O_3, Cs_i [x)] и H_2O в гиперстенах; 3) более высоком содержании Y в гранатах (рис. 3); 4) более высокой общей железистости, более низкой магнезиальности биотитов. Различия в составах минералов аналогичных пород мигматитов гранулитовой фации сравнительно с амфиболитовой заключаются: в: I) более высоком содержании An в плагиоклазах; 2) более низкой величине отношения K/Rb в калиевых полевых шпатах; 3) более высокой магнезиальности и более низкой марганцовистости гранатов; 4) более низкой степени окисленности железа (fo), в более высоком содержании Ti, Ba, Rb, Cs Li и меньшем содержании H_2O в биотитах. В целом поведение малых элементов при ультраметаморфизме тесно связано с геохимически родственными им главными элементами. Так, Co, Ni,

x) $Cs_i = \frac{Al_{IV}}{Al_{IV} + Si_{IV}} \cdot 100\ \%$

Cr, V, Cu, Sc и Y ведут себя аналогично Fe, Mg, Ca; $Li-Mg$, $Rb-K$. Поведение Ba, P в и Cs более сложно и не всегда аналогично K.

Полевые наблюдения показывают, что процессы гранитизации и мигматизации, представленные в двух рассмотренных выше моделях, обычно развиваются сопряженно. По некоторым примерам, исходя из наблюдаемых составов начальных и конечных пород, процессы гранитизации основных кристаллических сланцев можно представить в виде следующих схематических реакций дегидратации; для роговообманковогранулитовой субфации гранулитовой фации: $8.64\ Hyp_{45} + I.5\ Am_{48} + 7.II\ Di_{33} + 2.07\ Mgt + I8.49\ Pl_{50} + Na^{+}, K^{+}, H^{+}, H_4SiO_4 \rightarrow I6.79\ Pl_{35} + 6.8\ KFsp_{20} + I.I0\ Bt_{45} + 4I.59\ Q + 2.I9\ Hyp_{45} + 0.83\ Mgt + Ca^{+2}, Al^{+3}, Mn^{+2}, Fe^{+3}, Fe^{+2}, Ti^{+4}, H_2O$ для амфиболитовой фации: $I8.79\ Pl_{30} + 6.5I\ Bt_{48} + 2.I9\ Am_{56} + K^{+}, H_4SiO_4, H^{+} \rightarrow I0.9\ KFsp_{20} + I3.I8\ Pl_{20} + I.07\ Bt_{55} + 49.9I\ Q + Ca^{+2}, Al^{+3}, Na^{+1}, Mg^{+2}, Mn^{+2}, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Ti^{+4}, H_2O$

Сравнение молекулярных объемов твердых фаз реакций показало, что при формировании гранито-гнейсов может происходить приращение объема на 5-I0% (I). Течению реакций дегидратации, как известно, способствует повышение температуры при $P_{H_2O}=Const$ и понижение давления H_2O (при $T = Const$); повышение Ps слабо смещает их (при $P_{H_2O}= Const$) в область более низких температур (8). в то же время плавление пород при повышении P_{H_2O} происходит при более низких температурах. Исходя из этого, можно предполагать, что с развитием метасоматической гранитизации при $T > 600-650^{\circ}$ (т.е. выше области устойчивости мусковита) по отдельным зонам

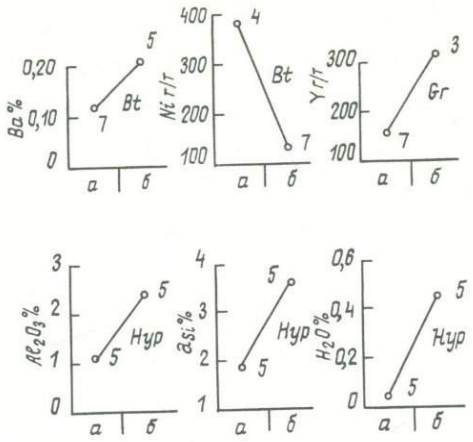


Рис. 3. Изменения состава гранатов, биотитов и гиперстенов мигматитов гранулитовой фации Алданского щита; а – из вмещающего субстрата, б– из жильного материала. Около каждой точки – количество анализов.

повышается давление паров воды, что в дальнейшем при той же температуре способствует развитию анатексиса. Подтверждением близости температурных условий метасоматической гранитизации и анатексиса является близость составов минералов гранито-гнейсов и тесно связанных с ними еще не перемещенных гранитов – конечных членов серий гранитизаций. Заметные различия в составе минералов этих пород начинают появляться при формировании значительных масс мобильных гранитов. Вариации значений P_{H_2O} в зоне ультраметаморфизма, по-видимому, и обусловливают соотношение в пространстве и времени процессов, относящихся к I и II моделям.

5945

Особенности составов минералов исходных пород и формирующихся по ним гранитоидов, специфика привноса - выноса элементов и их неодинаковая подвижность в условиях разных фаций связаны, прежде всего, с различиями температурных условий. Судя по минеральным парагенезисам, температуры в условиях гранулитовой фации в период ультраметаморфизма превышали 700°С, амфиболитовой достигали 600-650°С. Помимо температуры другим фактором, в той или иной мере определяющим особенности миграции вещества, является различное содержание воды в породах разных метаморфических фаций.

Литература

Добрецов Н.Л., В.В. Ревердатто, В.С. Соболев, Н.В. Соболев, В.В. Хлестов, 1970. Фации метаморфизма. Изд. "Недра", М., 432 стр.

Крылова М.Д., И.С. Седова, И.Н. Крылов, С.С. Глебовский. В.А. Галибин, 1972. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере докембрия Восточной Сибири). Изд. "Наука", Л., 195 стр.

Миловский А.В., Матвеева С.С., 1970. Поведение элементов в процессе гранитизации пород. Геология рудных месторождений. № 3, 3-22.

Перчук Л.Л., 1970. Термодинамические условия гранитизации метапелитовых толщ. В об."Очерки физико-химич. петрологии", т. II, отв. ред. В.А. Жариков и др. Изд. "Наука", М., 188-213.

Рудник В.А., 1966. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минералов- и породообразованию. Изд. "Недра", Л., 118 стр.

5945

Судовиков Н.Г., В.А. Глебовицкий, Г.М. Другова, М.Д. Крылова, А.Н. Неелов, И.С. Седова, 1965. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Изд. "Наука", Л., 290 стр.

Engel A.E. and C.G. Engel, 1958. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New, Jork. Part I, Total rock. Geol. Soc. Amer. Bull. vol. 69, N 11, 1369–1414.

Ogura J., 1958. On the granitization of some basic rocks of the Gosaisho–Takanuti district, Southern Abukuma Plateau, Japan. Japan. Journ. Geol. Georg., vol. XXIV, N 4, 171–198.

ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССОВ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА В ОСНОВНЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦАХ

З.И. Петрова, Л.К. Пожарицкая
Институт геохимии СО АН СССР, Иркутск.

Районы проявления ультраметаморфических процессов постоянно привлекают внимание исследователей как области возможных источников генерации гранитоидных магматических расплавов и рудогенных растворов (Судовиков, I96I; Жданов, I966; Половинкина, I969). Тем не менее многие вопросы, касающиеся условий и механизма этих процессов, а также закономерностей перераспределения в них вещества, все еще недостаточно полно изучены. Поэтому данные, полученные авторами при крупномасштабном геологическом картировании и геохимическом изучении проявлений ультраметаморфизма в основных кристаллических сланцах Федоровской свиты архея Алданского щита, представляют известный интерес.

Характер минеральных парагенезисов и наличие типоморфных минералов свидетельствуют об образовании изученных кристаллических сланцев в условиях гранулитовой фации. По минеральному составу основные кристаллические сланцы Федоровской свиты, составляющие более 90% мощности ее разреза, относятся к пяти литологическим группам, каждая из которых включает одну или несколько литологических разновидностей. Для удобства изложения материала литологическим группам и разновидностям присвоены индексы (табл. I).

В качестве акцессорных минералов в литологических разновидностях групп Б, В и Г присутствуют магнетит, ильменит, апатит, циркон, реже отмечаются ортит и рутил. В разновидностях групп Д и Е - сфен, апатит, пиркон; магнетит отмечается

Таблица I

Основные кристаллические сланцы федоровской свиты

Индексы групп	разновидности	Название породы	Парагенезис
Б	$Б_1$	Гиперстен-биотитовые плагиосланцы	Гип-Би-$Пл_{31-36}$
	$Б_2$	Гиперстен-роговообманковые плагиосланцы	Гип-Р.о.-$Пл_{31-36}$
В	В	Двупироксен-роговообманковые плагиосланцы	Гип-Ди-Р.О.-$Пл_{37-46}$
Г	$Г_1$	Биотит-роговообманковые плагиосланцы	Би-Р.о.-$Пл_{37-40}$
	$Г_2$	Диопсид-роговообманковые плагиосланцы	Ди-Р.о.-$Пл_{37-40}$
$Д^{1)}$	$Д_1$	Биотит-диопсидовые плагиосланцы	Би-Ди-$Пл_{38-47}$
	$Д_4$	диопсидовые плагиосланцы	Ди-$Пл_{48-88}$
Е	$Е_1$	Кварц-диопсидовые плагиосланцы	Кв-Ди-$Пл_{70}$
	$Е_2$	Диопсидовые плагиогнейсы	Кв-Ди-$Пл_{40-47}$

I) В этой группе присутствуют также мономинеральные диопсидовые сланцы ($Д_3$) в форстеритовые кальцифиры ($Д_3$) - породы повышенной основности. Изменение их в процессах ультраметаморфизма рассмотрено в работе /Петрова, Пожарицкая, 1971/.

лишь в биотит-диопсидовых плагиосланцах.

Все сланцы относятся к мезократовым и меланократовым разновидностям. Содержание темноцветных минералов в них составляет в среднем 33% (объемных), изменяясь от 25 до 40%. В соответствии с незначительными вариациями количественных соотношений породообразующих минералов каждая из выделенных литологических групп характеризуется достаточно устойчивым средним уровнем содержаний петрогенных и редких элементов (табл. 2 и 3).

С процессами ультраметаморфизма в этих кристаллических сланцах связано два типа преобразований - мигматизация и базификация. Во времени их проявление приурочено к завершающим этапам складкообразования, а пространственно - четко контролируется крупными разрывными нарушениями.

Мигматизация осуществляется на значительных площадях с образованием обширных полей и зон, в пределах которых основные кристаллические сланцы различного минерального состава преобразуются в породы гранитоидного состава. По интенсивности переработки исходных пород в полях мигматизации обычно можно выделить три зоны; мигматизированные кристаллические сланцы, магматиты с реликтами сланцев и теневые мигматиты. Эти зоны отличаются не только количественным соотношением первичных и новообразованных минералов, но и характерными парагенезисами последних. Минералогические преобразования при мигматизации являются типичными для метасоматических процессов. Начинаются они со структурной перестройки. Гранобластовая структура сланцев сменяется ксеноморфнобластовой, при этом вокруг темноцветных минералов

Таблица 2

Изменение химического состава основных кристаллических сланцев федоровской свиты при мигматизации и базификации

Индекс литологической группы	Породы	Количество проб	Вес. %								
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Б	сланцы	I4	54,5	0,98	I7,70	2,64	5,32	4,40	6,06	4,45	2,82
	мигматиты	2	7I,32	0,38	I3,I6	0,96	0,96	0,85	2,45	3,44	5,06
В	сланцы	I7	5I,0	I,07	I6,75	3,38	6,43	5,5I	8,53	4,23	I,24
	мигматиты	4	68,86	0,70	I4,52	I,4I	I,82	I,25	2,57	3,56	4,44
	базификаты	2	46,85	0,9I	I2,98	4,57	6,27	I2,68	I0,99	2,50	I,03
Г	сланцы	22	49,3	I,I7	I8,6I	4,06	5,45	4,97	9,27	4,63	I,4I
	мигматиты	4	65,69	0,5I	I5,25	2,02	I,28	I,I6	3,I0	5,07	5,09
	базификаты	I	45,56	0,92	I3,59	3,76	6,I8	I0,30	II,87	2,96	I,76
$Д_4$	сланцы	4	46,2	0,74	I9,I6	I,23	2,77	7,32	20,74	0,96	0,40
	мигматиты	I	55,74	0,70	I6,76	I,37	2,80	2,98	II,36	2,77	4,62
	базификаты	2	4I,64	I,07	I5,I3	3,98	5,00	I4,3I	I2,6I	I,48	2,4I
Е	сланцы	I0	58,8	0,57	I3,73	0,70	5,42	2,8I	I3,9I	2,I3	0,43
	мигматиты	6	66,09	0,6I	I3,44	0,77	I,I2	I,60	5,90	3,34	4,88
	базификаты	I	53,29	0,I5	5,78	I,82	9,53	7,26	I9,88	I,I3	0,28

Анализы выполнены в химической лаборатории Института геохимии СО АН СССР аналитиками Е.И.Клепиковой, Б.К. Халтуевой, Т.К. Бакалейниковой и в геохимической лаборатории МГРИ Т.Л. Ждановой.

Изменение содержаний некоторых редких элементов сланцев

Индекс литогруппы	Породы	Количество проб	г/т					
			Co	Ni	Cr	V	Mo	Zr
Б	сланцы	I4	I7	26	55	I90	2,7	I70
	мигматиты	2	7,5	7	6	II	2,0	400
В	сланцы	I7	20	22	44	23,8	3,7	I3I
	мигматиты	4	20	7	4	I4	2,6	22I
	базификаты	2	I9	40	76–530	I98	2,0	I78
Г	сланцы	22	I9	I9	30	I99	2,7	I23
	мигматиты	4	2	5	6	3I	I,4	I79
	базификаты	I	35	I30	300	250	3,0	200
$Д_4$	сланцы	4	7,8	8	66	95	I,6	I66
	мигматиты	I	I,I	3	2	9	I,6	I48
	базификаты	2	I7	I9	37	I80	I,5	
Е	сланцы	I0	I4	38	I00	II6	5,2	I78
	мигматиты	6	2	6	7,6	I6	I,6	36
	базификаты	I	I0	6	8,5	20		I80

Анализы на редкие элементы выполнены количественными спектральными на рубидий и литий – методом фотометрии пламени

Таблица 3

при мигматизации и базификации основных кристаллических федоровской свиты

%								
Sn	Rb	Li	Ce	Nd	La	Y	Yb	F
5,4	22	27	I03	57	63	23	3,7	0,390
3,5	I97	I2	I40	38	I08	9	2,I	0,945
6,9	25	20	87	48	48	24	4,8	0,274
3,3	I60	20	I06	50	62	49	3,2	0,032
5,5	25	35	I25	65	43	27	4,9	0,340
7,6	23	28	I06	55	63	24	4,8	0,485
3,7	II6	I5	I35	67	79	27	4,5	0,044
25,0	не опр.	не опр.	500	I70	I90	43	5,I	0,950
I3,4	3	I8	I79	86	I09	32	4,9	0,I50
I,7	90	7	II0	50	70	I8	3,0	0,087
23,0	не опр.	не опр.	350	II0	II5	46	6,I	0,830
7,8	3	20	88	45	44	23	4,2	0,036
5,0	I80	9,5	83	34	50	I6	2,6	0,04I
22,0	не опр.	не опр.	53	24	I6	I9	4,0	0,0I8

методами А.Д. Глазуновой, В.А. Легейдо, Л.Л. Петровым и Е.В. Смирновой, Л.П. Фроловой в лабораториях Института геохимии СО АН СССР.

5945

развиваются каймы зеленой роговой обманки, кристаллы гиперстена окружаются каймами симплектитовых срастаний биотита с кварцем. По мере развития процесса происходит раскисление плагиоклаза, путем последовательного исчезновения уменьшается число и количество темноцветных минералов, появляются калиевой полевой шпат и кварц. В результате, мигматиты, возникающие в тыловых зонах колонки мигматизации, характеризуются меньшим разнообразием минеральных составов, чем исходные сланцы. Они представляют собой лейкократовые породы с гетерогранобластовой структурой, состоящие из калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза (олигоклаз № 25 - андезин № 30), кварца и одного темноцветного минерала - диопсида, роговой обманки или биотита,-с акцессорными магнетитом, апатитом и цирконом. Во многих случаях достаточно четко выявляется зависимость минерального состава мигматитов от состава исходных сланцев. Так, роговообманковые мигматиты образуются преимущественно за счет роговообманковых плагиосланцев (В и Г), биотитовые - за счет гиперстеновых (Б), диопсидовые за счет диопсидовых плагиосланцев и плагиогнейсов (Д и Е). В то же время сравнительно часто можно наблюдать развитие диопсидовых теневых мигматитов по диопсид-роговообманковым плагиосланцам ($Г_2$) и за счет роговообманковых мигматитов. Нередки также случаи замещения роговой обманки биотитов в роговообманковых мигматитах.

Из сравнения анализов исходных сланцев и возникших за их счет мигматитов (табл. 2 и 3) следует, что мигматизация характеризуется интенсивным обменом вещества. При мигматизации из сланцев выносятся основания - Ca, Mg, Fe и глинозем и привносятся кремнекислота и калий. Все мигматиты по химическому составу приближаются к граниту. Но хотя химические

5945

преобразования при мигматизации и приводят к выравниванию составов пород по сравнению с разнообразием, свойственным кристаллическим сланцам, уровни содержаний большинства петрогенных компонентов - Si, Al, Mg, Ca в мигматитах обнаруживают зависимость от их содержаний в исходных породах (табл. 2).

Обращающей на себя внимание особенностью процесса мигматизации основных кристаллических сланцев гранулитовой фации является интенсивный вынос большинства изученных редких элементов (табл. 3). Выносятся не только элементы, геохимически связанные с основаниями - Co, Ni, Cr, V, Sn - но и такие элементы как Mo, F, Li, Y, которые считаются характерными для гранитоидных пород. Привносятся только Rb, Zr и легкие лантаноиды.

Базификация в отличие от мигматизации проявляется локально. Продукты этого процесса наиболее широко распространены в краевых частях зон и полей мигматизации. Морфологически это маломощные поперечные или кососекущие к слоистости пород жилы, согласные линзы и неправильной формы тела с нечеткими расплывчатыми границами в мигматизированных сланцах и мигматитах. В жилах и линзах иногда отмечается нечетно выраженное зональное строение: краевые части тел сложены базифицированными сланцами, а центральные - базификатами. Распределение базификатов контролируется теми же структурами, которые определяют размещение мигматитов. Кроме того, устанавливается литологический контроль базификатов, выражающийся в том, что в полях мигматитов особенно широкое развитие базификатов наблюдается вдоль пластов и блоков пород резко повышенной основности: мономинеральных диопсидовых сланцев и кальциферов.

По минеральному составу базификаты представляют собой меланократовые породы, содержащие до 90% по объему темноцветных минералов. Главными породообразующими минералами в них являются роговая обманка, диопсид, биотит, гиперстен, основной плагиоклаз (битовнит, реже анортит) или скаполит существенно мейонитового состава. Постоянно присутствует апатит. Иногда в центральных частях зональных прожилков появляется шпинель. Парагенезисы и количественные соотношения темноцветных минералов в базификатах в какой-то мере отражают особенности состава исходных пород. Так, гиперстен обычно присутствует в базификатах по гиперстенсодержащим плагиосланцам; повышенные содержания диопсида характерны для базификатов в связи с существенно диопсидовыми исходными породами, а биотита - в связи с биотитсодержащими разновидностями. Однако эта зависимость выражена менее четко, чем для мигматитов. Общей особенностью всех базификатов является постоянное присутствие роговой обманки, которая в штуфах имеет черную окраску и отличается от роговой обманки сланцев и мигматитов повышенной глиноземистостью.

Химическая направленность процесса базификации в целом противоположна химизму мигматизации. По сравнению с исходными кристаллическими сланцами базификаты обеднены кремнеземом и обогащены основаниями - Ca, Mg, Fe (табл. 2). Характерно, что магний в них накапливается в большей степени, чем кальций, а при базификации высококальциевых диопсидовых плагиосланцев ($Д_4$) кальций даже выносится. При базификации происходит также заметное накопление большинства редких элементов, - в частности Co, Ni, Sn - которые при мигматизации выносятся. В то же время базификаты обнаружи-

вают ряд геохимических особенностей, характерных и для мигматитов: в тех и в других образованиях отмечаются пониженные по сравнению с исходными сланцами содержания глинозема и повышенные концентрации циркония и легких лантаноидов. Моноклинные пироксены из мигматитов и базификатов имеют ряд одинаковых химических характеристик, резко отличаясь от моноклинных пироксенов сланцев (табл. 4).

Некоторые характеристики моноклинных пироксенов из основных кристаллических сланцев и продуктов их ультраметаморфизма.

Таблица 4

Свойства пироксенов	сланцев	мигматитов	базификатов
$f = \frac{\Sigma Fl}{\Sigma Fl + Mg} \cdot 100\%$	32	40	42
Al^{IV}	0,I0	0,04	0,05
$Co:Ni$	0,6	I,3	2,3

Кроме отмеченного геохимического сходства, базификаты и мигматиты имеют еще целый ряд общих особенностей. Прежде всего, их развитие в региональном плане контролируется одними и теми же крупными зонами нарушений, а их минеральные парагенезисы указывают на принадлежность к одной температурной фации - амфиболитовой. Все это свидетельствует о том, что процессы мигматизации и базификации являются сопряженными. При этом выявленную противоположность тенденций химизма, выражающуюся в том, что при базификации переотлагается большинство компонентов, выносимых при мигматизации, не следует рассматривать как простую дифференциацию исходного материала. Во-первых, сопоставление масштабов развития мигматизации и базификации показывает, что на наблюдаемом уровне

переотлагается лишь незначительная часть компонентов, выносимых при мигматизации. Во-вторых, максимумы интенсивности проявления этих процессов разобщены в пространстве: наиболее интенсивное развитие базификатов приурочено к краевым частям полей мигматизации, в центральных частях этих полей, участках сплошной мигматизации - базификаты не характерны. В-третьих, базификация и мигматизация, хотя и относятся к одному этапу, не вполне синхронны. С одной стороны, наблюдается развитие базификатов в сланцах уже затронутых мигматизацией, а с другой, - мигматизация часто накладывается на базификаты.

Таким образом, базификация и мигматизация в основных кристаллических сланцах гранулитовой фации представляют собой различные проявления единого процесса регионального метасоматоза - ультраметаморфизма. Различие в тенденциях их химизма связано с неоднородностью условий развития этого процесса во времени и в пространстве. В частности, образование базификатов отчетливо регулируется двумя факторами - литологическим и тектоническим. Литологический фактор определяет широкое развитие явлений базификации вдоль пластов и вокруг реликтовых блоков пород резко повышенной основности. В наименее основных членах федоровской свиты сланцах группы Б - базификаты встречаются весьма редко, в то время как в породах повышенной основности - диопсидовых плагиосланцах ($Д_4$) явления базификации распространены чрезвычайно широко. Тектонический фактор определяет образование в мигматизированных сланцах "перистых" жил базификатов, ориентировка некоторых совпадает с направлением сколовых и разрывных трещин. Часто интенсивное развитие базификатов приурочено к

замковым частям складок. Развитие процессов ультраметаморфизма протекает в условиях амфиболитовой фации и сопровождается интенсивным массообменом.

Литература

Жданов В.В., I966. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. Изд-во "Наука", М., 64 стр.

Коржинский Д.С., I936. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). Тр. ИНИГРИ, вып. 86, Л.-М., I23 стр.

Петрова З.И. и Пожарицкая Л.К., I97I. Геохимия процессов ультраметаморфизма и флогопитообразования в основных кристаллических сланцах Алдана. В сборнике "Ежегодник - I970 СибГЕОХИ", отв. ред. Л.В. Таусон. Иркутск, I70-I87.

Половинкина Ю.И., I969. Ультраметаморфический петрогенезис в древних кристаллических массивах. В сборнике "Материалы IУ Всесоюзного петрографического совещания", гл. редактор Г.Д. Афанасьев. Изд-во Ак. наук Азерб. ССР, Баку, 470-472.

Судовиков Н.Г., I959. Ультраметаморфизм и гранитообразование. Вестн. ЛГУ, вып. I, № 6, 5I-62.

ПОВЕДЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИ-ПАЛИНГЕННОГО ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

ФЛЕРОВА К.В. Институт геохимии СО АНСССР, Иркутск

В среднем протерозое исследованный район Западного Прибайкалья явился ареной интенсивной вулканической деятельности, приведшей к накоплению мощных толщ эффузивов акитканской серии. Ее породы прорваны многочисленными массивами гранитоидов ирельского комплекса. Формирование комплекса происходило в три фазы; гранитоиды двух первых образуют с эффузивами акитканской серии единый вулкано-плутонический комплекс, гранофировые гранитоиды третьей часто носят признаки формирования *in situ* и считаются нами метасоматически-палингенными. Последние изучены на примере Нижне-Прельского, Абчадского, Кунерминского, Средне-Кедровского массивов и массивов района р. Окунайки.

Гранофировые гранитоиды образуют небольшие неправильной формы тела, приуроченные к тектонически ослабленным зонам. Исходными породами для них служили гранитоиды двух первых фаз комплекса и эффузивы акитканской серии.

Для тел гранофировых гранитоидов характерны мощные ореолы перекристаллизации и метасоматического изменения вмещающих пород. Специфичны деанортитизация, разрушение плагиоклазов и развитие по ним калишпата, замещение первичных фемических минералов (роговой обманки и биотита) вторичным биотитом и агрегатом кварца. Иногда последний развивается по плагиоклазу и новообразованному калишпату. Из акцессорных минералов разрушаются магнетит и апатит.

5945

Вблизи выходов гранофировых гранитоидов в измененных вмещающих породах появляются участки гранофировых структур срастания калишпат-пертита и кварца (участки выплавления), количество которых заметно возрастает при приближении к контакту. Часто в этих случаях отсутствует четкая граница между измененными вмещающими (исходными) и новообразованными породами.

Вместе с тем, в ряде случаев между описываемыми породами наблюдаются четкие, интрузивные контакты с сетью апофиз. При внедрении расплава в тонкие трещины порфировые вкрапленники как бы отфильтровываются. Ореол экзоконтактового изменения в этих случаях незначителен (десятки сантиметров - первые метры).

Процесс преобразования эффузивов (бассейн р.Окунайки) носит преимущественно метаморфический характер. Заметное изменение состава пород происходит лишь в участках появления гранофировых структур срастания калишпат-пертита и кварца.

Гранофировые гранитоиды представлены лейкократовыми, часто порфировидными гранитами и граносиенит-гранитами, состав вкрапленников которых наследуется от измененных исходных пород. В одних случаях вкрапленники представлены калишпатом с реликтами плагиоклаза, в других - калишпатом и кварцем. Реликтовыми предстаавляются также темноцветные минералы (по облику и оптическим свойствам они идентичны фемическим минералам измененных исходных пород). То же можно сказать и о магнетите, апатите и цирконе.

Почти повсеместно характерной чертой описываемых гранитоидов являются гранофировые структуры срастания калишпат-пертита и кварца основной массы, находящихся в котектическом соотношении (кварц - 34,6 - 36,5%, калишпат-пертит -

63,5 - 65,4%). Закон срастания трапецоэдрический по А.Е.Ферсману.

Таким образом, судя по геологическим и петрографическим данным, новообразованные магмы были гетерогенными и содержали недоплавленные реликты исходных пород.

Переходя к рассмотрению химизма процесса формирования гранофировых гранитоидов, следует отметить, что содержания всех рассматриваемых далее петрогенных и редких элементов определялись количественными методами. Полученные данные были подвергнуты статистической обработке. Почти для всех элементов в качестве модели распределения концентраций принят нормальный закон. Только для лития часто явно предпочтительнее логарифмически-нормальный закон. Все приводимые в дальнейшем различия средних содержаний достоверны с вероятностью 95% и более.

В процессе метасоматической переработки исходных пород фиксируется вынос Ca, Mg, Fe^{2+} и привнос Si и K при близких значениях концентраций Na, Al и Fe^{3+} в исходных и измененных породах. На диаграмме А.Н. Заварицкого точки составов рядов: исходная порода - метасоматически измененная разность - гранофировый гранитоид, образуют субпараллельные вариационные линии. При этом гранофировые гранитоиды представляют собой наиболее лейкократовые и богатые SiO_2 члены рядов. Вместе с тем, гранитоиды третьей фазы различных районов отличаются друг от друга по содержанию петрогенных элементов в зависимости от исходных пород и степени предварительной метасоматической переработки последних. Характерно также, что внедренные породы бассейна р.Окунайки, содержащие меньшее количество минералов-реликтов, отличаются от неперемещенных повышенными содержаниями тех петрогенных элементов, которые привносятся при метасоматической пе-

3945

реработке, и меньшим количеством выносимых.

Кроме петрогенных элементов, автором изучено поведение в процессе метасоматически-палингенного образования гранитоидов ряда редких элементов, таких как Rb, Li, Sr, Ba, Be, Pb, Zn, Sn, Zr, Y и части редких земель.

Рубидий. В процессе метасоматической переработки исходных пород отмечается накопление рубидия в наиболее измененных разностях. Это связано, по-видимому, с привносом рубидия растворами и фиксацией его в новообразованном калишпате и биотите. Сравнение концентраций рубидия в парах: исходная порода - гранофировый гранитоид, показывает в каждом конкретном случае накопление его в последнем.

При грубо приближенном сопоставлении "избыточных" содержаний K и Rb в новообразованных гранитоидах по сравнению с исходными породами показывает, что разности: $K_{\text{гранофир. гранит}} - K_{\text{исход. пор.}}$ и $Rb_{\text{гранофир.гранит}} - Rb_{\text{исход.пор.}}$ различны, но величины K/Rb отношения, рассчитанные по этим разностям, близки (60, -77,7), если породы не изменены более поздними процессами (Нижне-Ирельский массив). Это свидетельствует о едином источнике метасоматизирующих растворов.

Тесная связь K и Rb при формировании гранофировых гранитоидов подтверждается прямой корреляционной зависимостью в рядах: исходная порода - метасоматически измененная разность - гранофировый гранитоид (r =0.84 - 0,44). K/Rb отношение в этих рядах имеет тенденцию несколько уменьшаться.

Литий. В процессе формирования гранофировых гранитоидов литий ведет себя довольно инертно. Сравнение рядов: исходная порода - измененная разновидность - гранофировый гранитоид,

выявляет либо равные его содержания, либо некоторое уменьшение количеств лития в новообразованных гранитоидах. Статистически такое уменьшение подтверждается для внедренных гранитов района р.Окунайки.

По-видимому, воздействующие растворы не несли лития, а при выносе Mg и Fe^{2+} он фиксировался до некоторой степени во вторичном биотите. Какие-либо связи Li и F отсутствуют.

По содержанию лития гранофировые гранитоиды различных массивов четко отличаются друг от друга в зависимости от количеств его в исходных породах.

Барий. В процессе метасоматической переработки исходных пород намечается тенденция выноса Ba. Закономерно увеличивается калий-бариевое отношение, снижается барий-рубидиевое.

Концентрации бария в гранофировых гранитоидах во всех случаях ниже его содержаний в исходных породах, а K/Ba отношение выше.

В рядах: исходная порода - измененная разность - гранофировый гранитоид, последний характеризуется минимальным Ba/Rb отношением. В этих рядах прослеживается четкая обратная корреляция калия и бария (r = -0,41 - 0,56), бария и рубидия (r =-0,66 - 0,79). Подобные связи характеризуют пары: исходная порода - гранофировые граниты района р. Окунайки.

Стронций. В процессе метасоматической переработки исходных пород наблюдается уменьшение концентраций стронция. Сравнение пар: исходная порода - гранофировый гранитоид, фиксирует ту же тенденцию падения содержаний Sr. Поведение его в общем аналогично поведению кальция, что подтверждается тесной прямой корреляционной зависимостью элементов в рядах: исходная порода - измененная разновид-

ность - гранофировый гранитоид (r =0,83-0,86) и парах: исходная порода - гранофировый гранитоид (r =0,55 - 0,82).

Своеобразно ведет себя стронций - кальциевое отношение. При метасоматической переработке исходных пород оно возрастает, а в гранофировых гранитоидах либо остается равным отношению в неизмененных разностях пород рамы, либо понижается. Возрастание Sr/Ca отношения в метасоматически измененных разновидностях объясняется, по мнению автора, замещением плагиоклаза калиевым полевым шпатом, и увеличением влияния доли Sr/Ca отношения в последнем на общее отношение (в калиевом полевом шпате данное отношение в IO раз выше, чем в плагиоклазе). Уменьшение Sr/Ca отношения в гранофировых гранитоидах обязано, по-видимому, более низким температурам образования минералов-носителей элемента.

Судя по Sr/Ba отношению, в процессе формирования гранофировых гранитоидов стронций выносится более интенсивно, чем барий. Это обусловлено преимущественным разрушением минералов-носителей стронция. Несмотря на это, в рядах: исходная порода - метасоматически измененная разность - гранофировый гранитоид, выявляется прямая корреляционная зависимость бария и стронция (r =0.68 - 0,95), что видимо, связано с общей тенденцией выноса оснований.

Бериллий. В процессе метасоматической переработки исходных пород концентрации бериллия остаются практически постоянными. Сравнение пар: исходная порода - гранофировый гранитоид, показывает, что последние могут быть как несколько обогащены, так и обеднены им. Сопоставление различных массивов выявляет в грубых чертах следующую закономерность: если исходная порода содержит Be в высоких концентрациях, в новообразованных они понижаются, если в низких - повыша-

ются. Какие-либо связи Be с Si и F отсутствуют.

Гранофировые гранитоиды отдельных массивов четко отличаются по содержанию Be в зависимости от его количеств в исходных породах.

Свинец. В процессе метасоматической переработки исходных пород наблюдается тенденция привноса свинца. Одновременно уменьшается калий-свинцовое отношение. Общей зависимости содержаний Pb в новообразованных породах от исходных не наблюдается.

Цинк. В процессе метасоматической переработки исходных пород наблюдается уменьшение содержаний цинка. Это связано, по-видимому, с разрушением его минералов-носителей и общей тенденцией выноса двухвалентных оснований.

Сравнение пар: исходная порода - гранофировый гранитоид, во всех случаях (за исключением пород Нижне-Ирельского массива) фиксирует снижение концентраций цинка в последних параллельно с уменьшением концентраций Mg и Fe^{2+}.

В процессе метасоматической переработки исходных пород закономерно снижается Zn/Pb отношение. Та же картина отмечается для пар: исходная порода - гранофировый гранитоид. В ряде случаев в описываемых парах отмечается обратная корреляционная зависимость свинца и цинка (r =0,41-0,58).

Таким образом, в процессе формирования гранофировых гранитоидов отмечается резко различное поведение свинца и цинка.

Олово. В процессе метасоматически-палингенного образования гранитоидов олово ведет себя довольно инертно. Сравнение неизмененных и метасоматически переработанных исходных пород обнаруживает некоторое повышение содержаний олова в последних.

Сопоставление пар: исходная порода - гранофировый гранитоид выявляет в большинстве случаев незначительное (статистически незначимое) повышение концентраций данного элемента в новообразованных породах либо равные его количества.

Ввиду малого количества силикатных анализов выявленные зависимости поведения олова от поведения других элементов носят пока предварительный характер. Сопоставление пород в рядах: исходная порода - метасоматически измененная разность - гранофировый гранитоид, показывает, что изменение концентраций титана и олова направлены в разные стороны. В ряде случаев то же можно отметить и для трехвалентного железа и олова. Изменение концентраций Sn и F обычно однонаправленные.

В гранофировых гранитоидах и измененных исходный породах олово концентрируется в биотитах в количествах, характерных для биотитов "оловоносных" гранитов. Содержание рассматриваемого элемента во внедренных гранитах района р.Окунайки, содержащих меньшее количество реликтового биотита ниже, чем в неперемещенных.

Цирконий. При метасоматически-палингенном образовании гранитоидов цирконий ведет себя довольно инертно. В процессе метасоматической переработки исходных пород количество его либо остается постоянным (Средне-Кедровский массив), либо возрастает (Кунерминский массив). Сравнение пар: исходная порода - гранофировый гранитоид, показывает, что содержания рассматриваемого элемента либо остаются неизменными, либо несколько понижаются. Это может быть связано как с устойчивостью минералов-носителей циркония в описываемом процессе, так и инертностью поведения самого компонента.

В нашем случае циркон оказывается главным минералом-концентратором и носителем циркония. В породах ирельского

комплекса иногда удается установить аналогию цирконов исходных и новообразованных пород (Нижне-Ирельский массив).

Следовательно, скорее всего унаследованность циркония в гранофировых гранитоидах от исходных пород обусловлена устойчивостью его главного минерала-носителя. Снижение содержаний данного элемента в отдельных массивах гранитов третьей фазы по сравнению с исходными породами может быть связано как с некоторым его выносом из разрушающихся минералов, так и осаждением циркона из образующегося расплава.

Редкие земли и иттрий. Из редких земель нами исследовались Ce, La, Nd и Yb . В процессе формирования гранофировых гранитоидов исследованные редкие земли и иттрий ведут себя довольно инертно и не обнаруживают закономерных изменений концентраций. При метасоматической переработке исходных пород их содержание остается практически постоянным.

При сравнении пар: исходная порода - гранофировый гранитоид создается впечатление, что количество каждого р.з.э. и иттрия в гранофировых гранитоидах стремится к какому-то определенному уровню, возможно, обусловленному концентрациями их в воздействующих растворах и близостью термодинамических условий формирования пород. Кроме того, отношения Ce/La и Ce/Nd оказываются во всех гранофировых гранитоидах практически одинаковыми. В целом отдельные массивы новообразованных пород отличаются друг от друга по концентрациям р.з.э. и иттрия в довольно явной зависимости от исходных пород.

Судя по литературным данным (Гаврилова, Туранская, 1958, и др.) р.з.э. и иттрий находятся в гранитоидах как в рассеянном состоянии, так и в собственных минералах. В нашем случае единственным редкоземельным минералом является ортит,

5945

встречающийся в породах чаще всего в единичных зернах. Следовательно, унаследованность состава р.з.э. и иттрия объяснима, по-видимому, малой подвижностью рассматриваемых элементов в процессе.

Таким образом, редкие элементы, судя по их поведению, можно в грубом приближении подразделить на три группы:

I. привносимые в процессе метасоматически-палингенного образования гранитоидов (Rb, F отчасти Sn и Pb);

2. выносимые в данном процессе (Sr, Ba, Zn);

3. унаследованные от исходных пород (TR , Y , отчасти Zr, Be и Li).

Четкая граница существует лишь для двух первых групп, однако и здесь при резко различном уровне содержаний элементов в исходных породах подобные различия наблюдаются и в новообразованных. В третьей группе также наблюдаются изменения концентраций, но они выражены в гораздо меньшей степени и часто в разных районах имеют разные направления. Иногда создается впечатление, что концентрации элементов стремятся к какому-то определенному уровню (TR , Y , Be).

Изменение пород в процессе образования гранофировых гранитоидов носит сходный характер, что свидетельствует о едином источнике метасоматизирующих растворов. Метасоматическая переработка сменяется плавлением, в результате чего полное выравнивание состава образующихся магм не достигалось. Унаследованность составов свидетельствует, кроме того, о недолговременном действии растворов. При этом чем более длительной была предшествующая плавлению метасоматическая переработка, тем меньше оказывается унаследованность составов новообразованных пород от исходных.

5945

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ НЕКОТОРЫХ ПЕТРОГЕННЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ГРАНОФИРОВЫХ ГРАНИТОИДАХ И ВМЕЩАЮЩИХ ОБРАЗОВАНИЯХ.

Таблица № I.

		K	Na	Ca	Rb	Pb	Zn	Sr	Ba	Ce	La	Nd	Yb	Y	Zr	Be	Sn	Li	F
		%	%	%	γ/г	γ/г	γ/г	γ/г	γ/г	γ/г	γ/г	γ/г	γ/г	γ/г	γ/г	γ/г	γ/г	γ/г	%
Кунерминский массив	I фаза	4,26	2,58	I,89	I89	24	89	2I5	2020	250	I50	97	II	I30	735	4,5	7,9	4,9	0,I3
	I фаза изменение породы	4,58	2,58	I,I0	27I	38	72	I56	I700	270	I40	90	II	I30	860	5,2	8,9	3,8	0,I5
	Гранофировые граносиенит-граниты	4,79	2,66	I,00	268	40	54	I24	I360	290	I60	98	I2	I30	737	5,5	II,2	5,3	0,22
Средне-Кедровский массив	2 фаза	3,88	2,44	I,28	I45	22	79	205	2280	I50	92	57	5,7	88	423	2,I	5,0	25,0	0,II
	2 фаза изменение породы	4,20	2,38	0,77	I95	34	55	I52	2270	I50	90	58	5,2	85	393	2,2	6,0	I4,0	0,09
	Гранофировые граниты	4,34	2,43	0,54	248	27	36	8I	I240	I80	I05	67	6,6	II0	275	3,I	4,5	22,0	0,I5
Нижне-Ирельский массив	2 фаза краевая фация	4,38	2,32	0,66	300	43	62	87	730	350	I90	I20	I4	250	570	8,0	IC,6	3,0	0,23
	Гранофировые граниты	4,59	2,5I	0,5I	390	4I	60	33	350	290	I70	99	I4	220	50I	6,4	II,9	3,0	0,3I
Абчадский массив	2 фаза Гранофировые граниты	4,70	2,39	0,92	277	37	69	III	I500	330	I80	II0	I3	I84	57I	6,2	8,5	7,4	0,I4
		4,85	2,32	0,50	302	34	34	35	680	300	I60	II0	I3	2I0	582	5,5	9,2	4,2	0,I8
Бассейн р.Окунайки	Эффузивы Гранофировые граниты неперемещенные	4,02	2,78	2,09	208	22	86	286	2540	230	I40	II0	9,8	I40	723	5,2	8,5	II,3	0,I0
		4,82	2,64	0,80	3II	33	50	82	I360	250	I40	89	9,4	I70	6I0	4,8	I0,0	6,6	0,I2
	Гранофировые граниты внедренные	4,96	2,45	0,69	352	50	44	66	I060	250	I50	92	8,4	I70	5I9	4,2	9,0	2,8	0,I4

В заключение автор пользуется случаем, чтобы выразить свою искреннюю благодарность руководителям Л.В. Таусону и В.С.Соболеву за ценные консультации и всем своим коллегам из Института геохимии СО АН СССР, где выполнялась работа, за помощь и критические замечания.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Гаврилова Л.К., Туранская Н.В. Распределение редких земель в породообразующих и акцессорных минералах некоторых гранитов. -Геохимия, 1958, №2.

Хэскин Л.А., Фрей Ф.А., Шмитт Р.А., Смит Р.Х. Распределение редких элементов в литосфере и космосе. М., "Мир", 1968.

К/Ва ОТНОШЕНИЕ КАК ИНДИКАТОР МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И ПРОИСХОЖДЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Г. МАЙНЕЛЬ

Германская Демократическая Республика

В магматических породах калийсодержащие минералы начального этапа кристаллизации, в отличие от минералов остаточной кристаллизации, характеризуются, как правило, низким К/Ва отношением. Эта закономерность была объяснена Гольдшмидтом (Goldschmidt 1934) и Энгельгардтом Engelhardt 1936). Согласно Гриффину и Мерси (Griffin, Murthy 1969), Берлину и Гендерсону (Berlin, Henderson 1969), Филпоттсу и Шнетцлеру (Philpotts, Schnetzler 1970) можно проследить рост К/Ва отношения в ходе фракционной кристаллизации, анализируя породу в целом, основную массу и фенокристы. В то же время К/Ва отношение в минералах некоторых толеитов и андезитов сначала понижается, а затем - в стадию остаточной кристаллизации - вновь частично возрастает. Объяснить такого рода противоположное поведение К/Ва отношения можно, с помощью представлений о более позднем поступлении летучих компонентов, богатых барием, в ходе магматической дифференциации. По Рингвуду и Грину (Green, Ringwood 1969), источником летучих являются, по-видимому, реакции взаимодействия магмы с вмещающими породами. Существование сквозьмагматических растворов предположено Коржинским (1965), Энгелем и др. (Engel et al 1965). В дифференцированных магматических сериях К/Ва отношение изменяется точно таким же образом, как и в минералах различных генераций. В результате просмотра обширной литературы оказалось возможным подобрать группы магматических серий с различной тенденцией в изменении К/Ва отношения

по сравнению с K+Ca/Sr отношением. K/Ba отношение в дифференцированных магматических сериях, образовавшихся из расплавов, изначально обогащенных летучими с низким K/Ba отношением, увеличивается к кислотной стадии, если в дальнейшем не происходит значительное поступление летучих с низким K/Ba отношением. Такого рода тенденция в изменении K/Ba отношения наблюдается во многих щелочных сериях и сериях дифференцированных гранитов (рис. 1-6). В том случае, если в ходе магматической дифференциации имело место значительное поступление летучих, обогащенных барием, низкое K/Ba отношение могло в той или иной степени сохраниться к кислотной стадии (некоторые трахиты и фонолиты). K/Ba отношение в дифференцированных магматических сериях, образовавшихся из расплавов с изначально высоким K/Ba отношением, уменьшалось к кислотной стадии в тех случаях, когда в последующем происходило значительное поступление летучих с низким K/Ba отношением. Данная тенденция в изменении K/Ba отношения свойственна многим дифференцированным толеитовым известково-щелочным сериям (рис. 7-9). Если в процессе магматической дифференциации летучие, обогащенные барием, не привносились, K/Ba отношение растет к кислотной стадии (океанические толеиты, сибирские плато-базальты - рис. 10). Диаграммы толеитовых известково-щелочных серий, ассоциирующих со щелочными сериями, даны на рис. 11-13. То, что толеитовые известково-щелочные серии в отличие от всех других серий (K/Ba ~ 30) характеризуются высоким K/Ba отношением (100), свидетельствует о резком обеднении самой верхней части мантии барием по сравнению с калием. Формирование расплавов с изначально высоким K/Ba отношением происходит, по-видимому, в самой верхней части мантии выше зоны генерации щелочных серий,

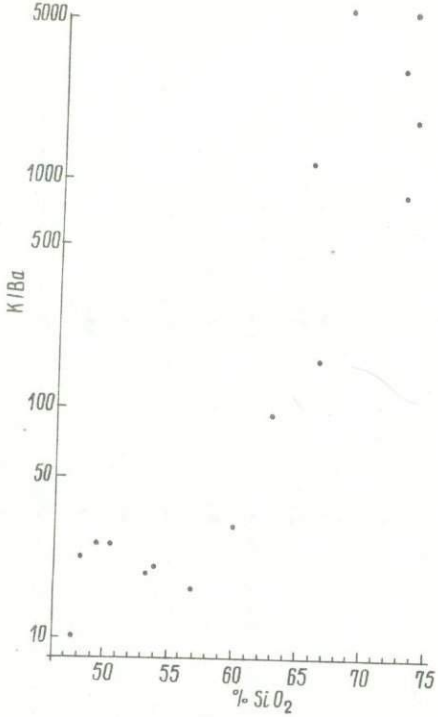


Рис.I. Базальт-трахит-комендитовая серия вулкана Нандевар (Австралия) по Аботту (Abbott, I969).

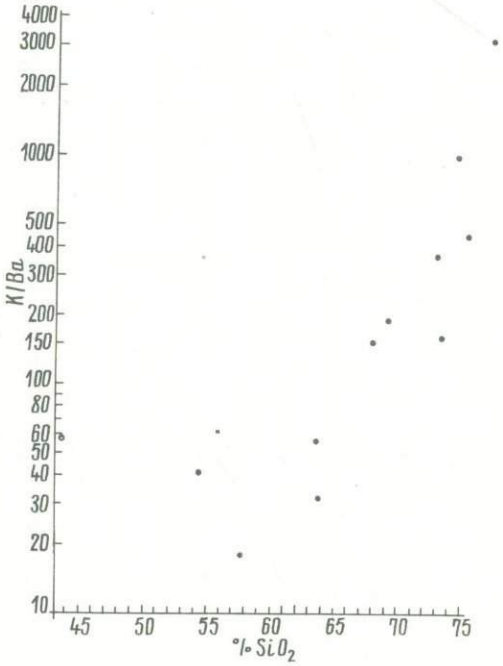


Рис.2. Щелочная серия района Осло (Норвегия) по Энгельгардту Engelhardt, I936), Дитриху и Хейеру (Dietrich, Heier, I967).

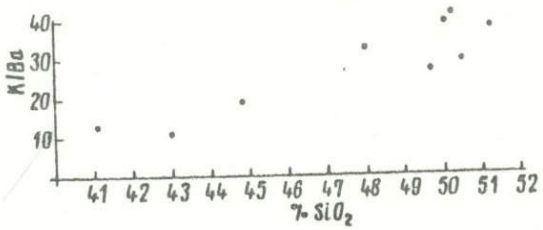


Рис. 3. Щелочно-базальтовая серия Восточно-Тихоокеанского хребта по Энгелю (Engel, 1965)

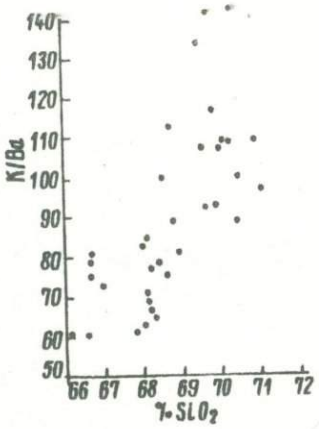


Рис. 4. Игнимбритовые пантеллериты Эфиопской рифтовой долины по Гибсону (Gibson, 1970)

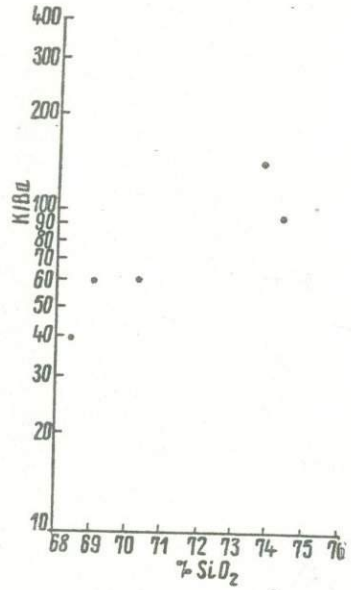


Рис. 5. Гранитная серия Африки и Австралии по Колбе и Тейлору (Kolbe, Taylor, 1966)

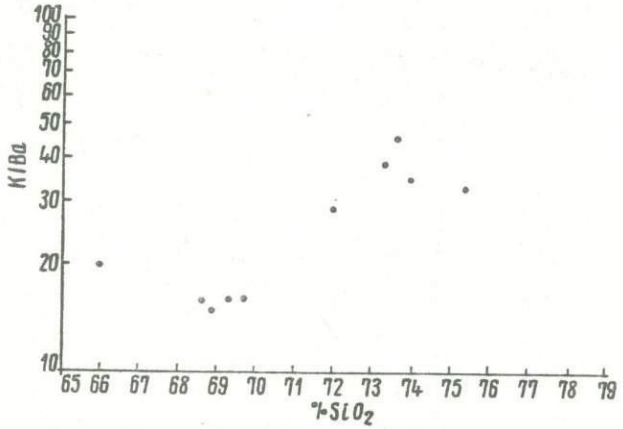


Рис. 6. Гранитная серия Францфонтейн (Юго-Западная Африка) по Клиффорду и др. (Clifford et al 1966)

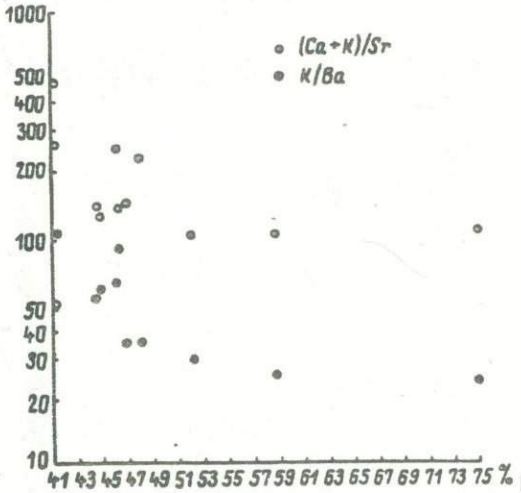


Рис.7. Скаергаардский комплекс по Уэйджеру и Митчеллу (Wager, Mitchell, 1951)

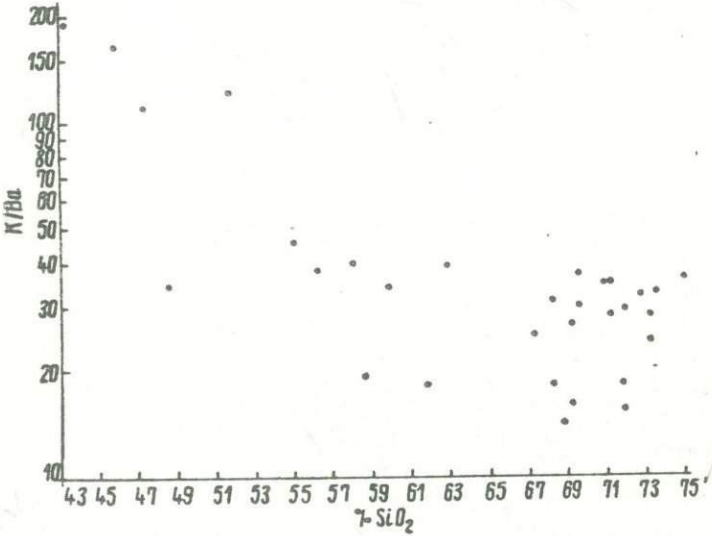


Рис.8. Южной Калифорнийский батолит по Нокколдсу и Аллену (Nockolds, Allen 1954)

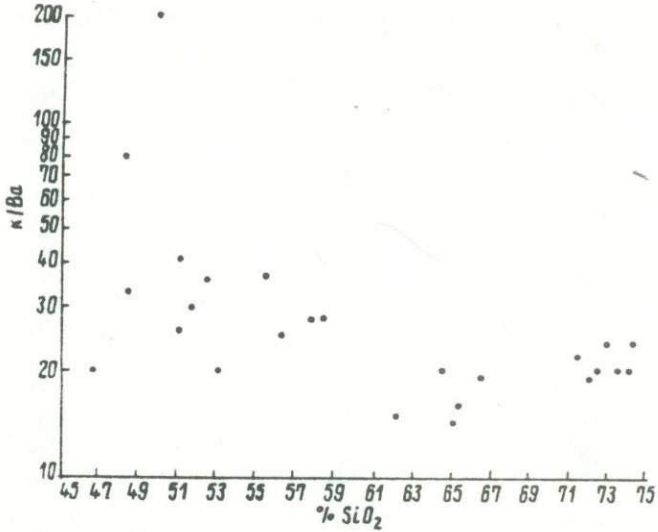


Рис. 9. Телеиитовая серия Великобритании по Нокколдсу и Аллену (Nockolds, Allen I956)

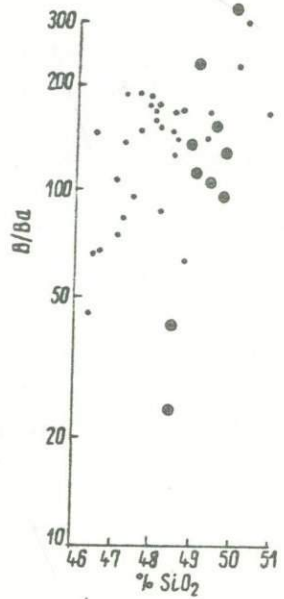


Рис. IO. Сибирские плато-базальты (·) по Нестеренко, Ариловой и Смирновой (I964); океанические толеиты (·) по Энгелю и др. (Engel et al I965)

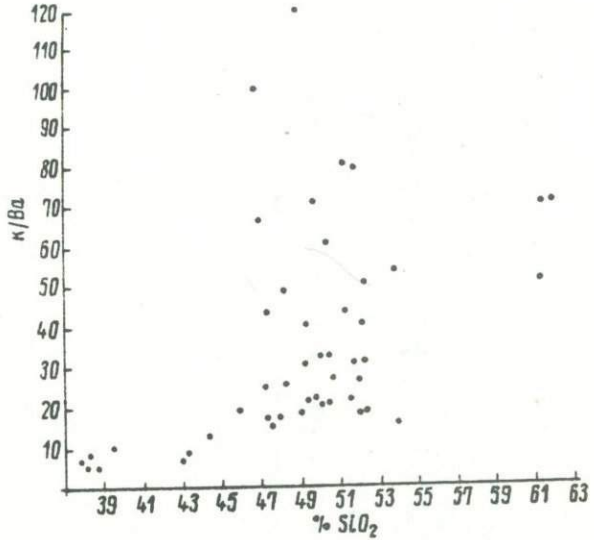


Рис.II. Базальт-трахитовая серия Гавайских островов по Уэйдже-Нокколдсу и Аллену (Nockolds, Allen, 1954) и ру и Митчеллу (Wager, Mitchell, 1953)

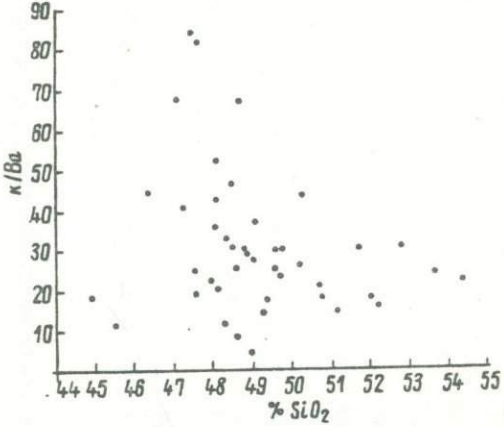


Рис.I2. Докембрийская диабазовая серия Вайоминга (США) по Конди и Барскому (Condie, Barsky, 1969)

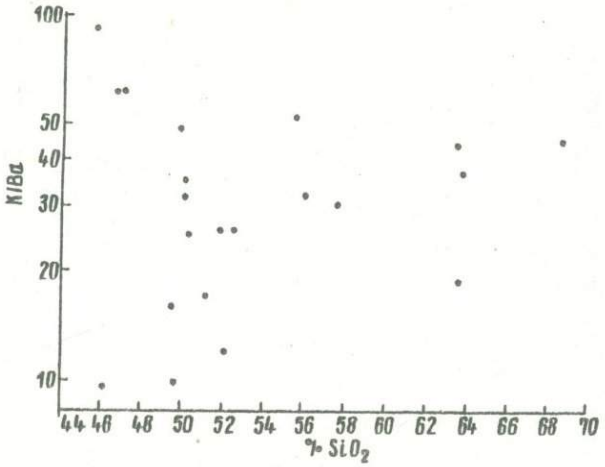


Рис. 13. Анортозит-мангеритовая серия Южного Квебека по Филпотту (Phillpotts , 1966)

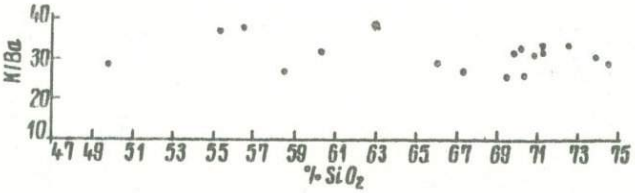


Рис. 14. Базальт-андезит-риолитовая серия Новой Зеландии по Эварту и др. (Ewart et al 1968)

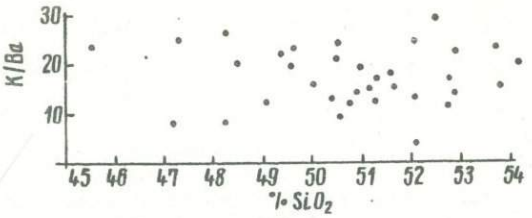


Рис. 15. Базальт-долеритовая серия Карру (Южная Африка) по Коксу и др., (Cox et al 1967)

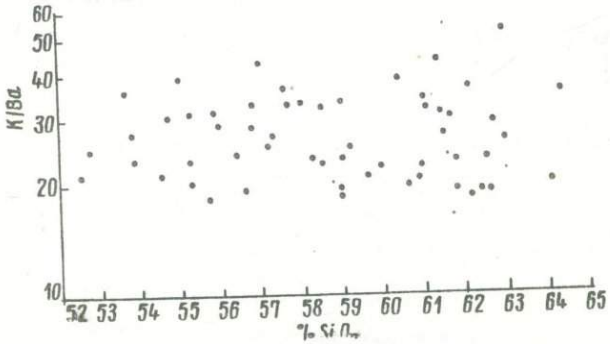


Рис. 16. Андезиты Новой Зеландии, Японии, Восточного Папуа и Чили по Тейлору и Уайту (Taylor, White, 1966 Джексу и Смиту (Jakes, Smith, 1970) и Зигерсу и Пихлеру (Siegers, Pichler, 1969)

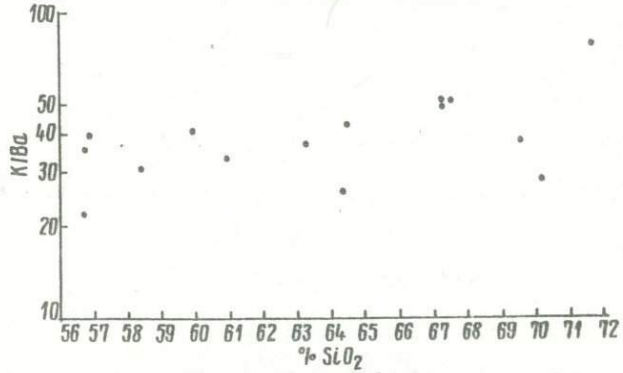


Рис. 17. Серия кварцевый диорит-гранит Бен Невиса (Шотландия) по Хасламу (Haslam, 1968)

но ниже зоны развития гранит-мигматитовых серий. По Гриффину и Мерси (Griffin, Murthy 1969), степень частичного плавления оказывается на общем содержании летучих, но практически не отражается на величине K/Ba отношения. Диаграммы известково-щелочных серий, образовавшихся в значительной степени только путем фракционной кристаллизации, приведены на рис. 14-17. Возможно, что некоторые из этих серий сформировались в пределах земной коры (гранит-мигматитовые серии в подвижных поясах).

ЛИТЕРАТУРА

CONDIE, K.C., C.K. BARSKY (1969). Geochemistry of prokambrian diabase dikes from Wyoming
Geoch. Cosmoch. Acta 33, 1371-1388

DIETRICH, R. V., K. S. HEIER (1967): Differentiation of quartz-bearing syenite (nordmarkite) and riebeckit-arfedsonit granite (ekerite) of the Oslo series
Geoch. Cosmoch. Acta 31, 275-280

ENGEL, A. E. J., C. G. ENGEL, R. G. HAVEN (1965): Chemical Characteristics of Oceanic Basalt and the Upper Mantle
Geol. Soc. of Am. Bull. 76, 719-734

v. ENGELHARDT, W. (1934): Die Geochemie des Barium
Chemie der Erde 10, 187-247

GIBSON, J. L. (1970): A pantelleritic welded ash-flow tuff from the Ethiopian Rift Valley
Contrib. 28, 89-111

GOLDSCHMIDT, V. M. (1934): Kristallchemie
i. Handwörterbuch der Naturwiss. 2. Aufl.
5. Bd. Jena

GRIFFIN, W. L., MURTHY (1969): Distribution of K, Rb, Sr and Ba in some minerals relevant to basalt genesis
Geoch. Cosmoch. Acta 33, 1389-1414

KOLBE, P., S. R. TAYLOR (1966): Mayor and trace element relationship in Granodiorites and Granites from Australia and South Africa
Contrib. 12, 202-222

x Cox, K.G., R.M.MCDONALD. G.HORNUNG (1967): Geochemical and pitrographic provincesin the Karroo Basalt, of Sonthern Africa
Am. Min. 52, 1451-1474

xx EWART.A., S.R.TAYLOR, A.C. CAPP (1968): Tvace and Minov Element Geochemistry of the Rhyolotic Rochs, Central North Jsland. New Zealand
Contnib. 18. 76-104

xxx HASLAM.A.W.(1968): The Cvystallisation of Intermediate and Acid Magmas at Ben Nevis, Scotland
Jonon Petrol. 9. 84-104

xxxx JAKEŠ, P.,J.E.SMITH (1970):Aigh Potassium Calc-Alkalim Rocks from Capr Nelson, Eastcon Papna
Contrib. 28, 259-271

KORSHINSKIJ, D. S. (1965): Abriß der metasomatischen Prozesse
Akademie Verlag Berlin

NESTERENKO, G. V., N. S. ARILOVA, N.P.SMIRNOVA (1964). Trace elements in rocks of the Siberian Trapp formation (in Russian)
Geochimija 10, 1015-1021

5945

NOCKOLDS, S. R., R. ALLEN (1953) The geochemistry of some igneous rocks I
Geoch. Cosmoch. Acta 4, 105-142

" " " (1954). The geochemistry of some igneous rocks II
Geoch. Cosmoch. Acta 5, 245-285

" " " (1956) The geochemistry of some igneous rocks III
Geoch. Cosmoch. Acta 9, 34-77

PHILPOTTS,A.R. (1966): Origin of the Anorthosite Mangerite Rocks in Southern Quebec
Journ. Petrol. 7, 1-64

PHILPOTTS, J. A., C. C. SCHNETZLER (1970) Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with applications to anorthosite and basalt genesis
Geoch. Cosmoch. Acta 34, 307-322

RINGWOOD, A. E., D. H. GREEN (1969): The origin of Basalt Magmas
Geophys. Monogr. 13
The Earth's Crust and Upper Mantle
Americ. Geophys. Union Washington
489-495

x SIEGERS, A.,H. PICHLER (1969):Trace elements abundances in the "Andesite" Fovmation of Northern Chile
Gcoch. Cosmoch. Acta 33, 882-887

xx TAYLOR,S.R., A,R,WAITE (1966) Trau Element Abundances in Andesites
Bull. volcan. XXIX. 177-194

WAGER, L.R., R. MITCHELL (1953): Trace elements in an suite of Hawaiian lavas
Geoch. Cosmoch. Acta 3, 217-233

5945,

Нистеренко Г.В., Н.С. Арилова, Н.П. Смирнова. 1964
Рассеянные элементы в породах
трапповой формации Сибири.
Геохимия, 10, 1015-1021

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КОНТАКТОВОМ ОРЕОЛЕ ГРАНИТОВ

Н.К.ГХОУЗ

Геологическое отделение, Университет Патна, Патна, Индия

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ

Изучение геохимии редких элементов в процессах термального метаморфизма и гранитизации, наложенных на породы разного литологического состава в сходных физико-химических и геологических условиях, было выполнено в районе Ричугхута (округ Паламау, штат Бихар). В этом районе докембрийские метаосадочные породы представлены метаморфизованными глинистыми, песчано-глинистыми, известковыми и песчаными осадками, собранными в изоклинальные складки. С породами осадочного происхождения ассоциируют метаморфизованные основные глубинные породы того же возраста, представленные амфиболитами. Все породы хорошо обнажены в зоне контакта с гранит-гранодиоритовым плутоном. Представительные образцы пород различного состава были отобраны вкрест простирания контакта плутона и проанализированы спектрографически на ванадий, вольфрам, олово, галлий, хром, скандий, иттрий, медь, кобальт, никель, стронций, барий, свинец и литий. Установлено, что в породах контактового ореола изменение содержания редких элементов происходит различным образом, причем характер изменения контролируется главным образом исходным составом осадочных пород.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе излагаются результаты изучения миграции некоторых редких элементов в метаморфизованных глинистых, песчано-глинистых, песчаных и известковых осадочных

3945

породах и ассоциирующих с ними амфиболитах контактового ореола гранитного штока (рис. I) Амфиболиты представлены разновидностями двух типов: гранитизированными амфиболитами дифференцированными амфиболитами, не испытавшими термального преобразования. Изменения минерального и химического состава пород контактового ореола обнаруживают интересные закономерности (Ghose , 1965,1966,1968,1970). Настоящее исследование посвящено особенностям распределения редких элементов в породах различного литологического состава в сходных физико-химических условиях. Геохимическое поведение редких элементов в ходе термального метаморфизма в общих чертах обсуждалось ранее. (Ghose, 1965)

Породы, вмещающие гранитный шток, распространены очень широко и в удалении от массива свободны от контактового воздействия. Эти неизмененные породы были взяты автором за основу при последующем анализе эволюции минерального и химического состава пород в процессах контактового метаморфизма.

В геологическом отношении район исследований представляет собой краевую северо-западную часть известного плато Чхота-Нагпур и южную оконечность более молодых аллювиальных отложений Гондваны.

Стратиграфическая колонка для данного региона имеет следующий вид:

долериты . . . . . 185 млн.лет;

роговообманковые перидотиты . . . . . 275 млн. лет;

фельзиты . . . . . 367 млн. лет;

гранит-порфиры . . . . . 435 млн. лет;

граниты, а также ассоциирующие с ними гнейсы и мигматиты . . . . . 878-635 млн. лет;

Возраст пород определен методом (*Chose et al* неопубл. данных).

амфиболиты . . . . . 972 млн. лет;

кварциты переменного состава и кварц-полевошпатовые породы . . . . . .

кристаллические известняки и известково-силикатные породы . . . . . .

сланцы и роговики . . . . . .

Минеральный состав пород в контактовом ореоле и за его пределами приведен в табл. I.

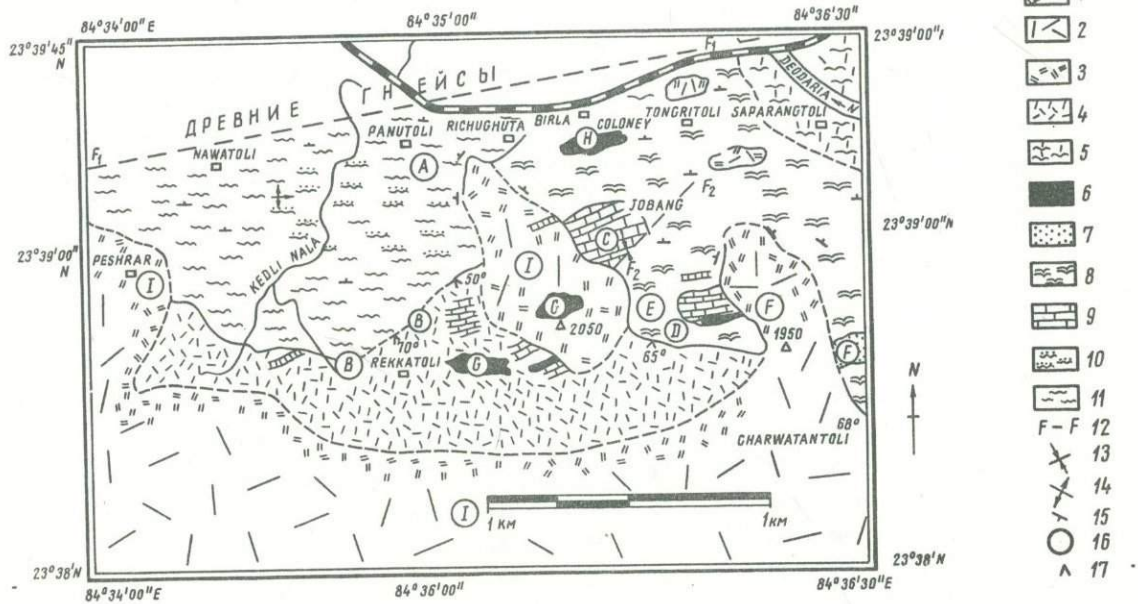


Рис. I. Геологическая карта района Ричугхута. Показаны отдельные формации с обозначением мест отбора проанализированных образцов.
I – Пегматитовые жилы, 2 – Гранодиориты и граниты, 3 – Порфировые гранодиориты, 4 – Мигматиты (по пелитовым осадкам), 5 – Мигматиты (по песчано-глинистым осадкам), 6 – Амфиболиты, 7 – Песчаники, 8 – Песчано-глинистые породы, 9 – Известняки, известково-силикатные породы и известковые гранулиты, I0 – Роговики, II – Пелитовые породы, I2 – Разломы, I3 – Синклинали, I5 – Падение, I6 – Места отбора образцов, I7 – Погружение контакта.

Минеральный состав пород контактового ореола гранитов и за его пределами

Глинистые сланцы – роговики		Мигматиты	Известковые породы		Известково-силикатные породы		Глинистые песчаники		Песчаники		Гранитизированные амфиболиты		Дифференцированные амфиболиты	
А	Б	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б
Кв	Кв	Кв	Ка	Ди	Пла	Ди	Кв	Кв	Кв	Кв	Рог	Рог	Рог	Рог
Ми	Ми	Ми	Ди	Ми	Кв	Ми	Ми	Ми	Пла	Ми	Пла	Пла	Пле	Пла
Би	Пла	Пла	Эп	Ка	Рог	Кв	Би	Пла	Ми	Пла		Би		Ди
Сер	Би	Би	Сф	Кв	Ди	Рог	Мус	Би	Мус	Би		Кв	Пла	Гри
Ру	Мус	Гри		Тр	Сф	Пла	Сер	Мус	Ру	Хл		Гри		Ру
	Гри	Эп		Пла	Сер	Сф	Ру	Ру	Сф	Ру		Ди		Кв
	Фи	Ап		Сф		Мус		Ап		Ал		Сф		
	Ру			Эп		Ап						Ру		
	Кор													
	Ап													
	Грф													

А – минеральный состав пород за пределами контактового ореола гранитов

Б – минеральный состав пород в контактовом ореоле гранитов

Принятые обозначения: Кв – кварц, Ми – микроклин, Би – биотит, Сер – серицит, Мус – мусковит, Фи – фибролит
Пла – плагиоклаз, Гри – гранат, Кор – кордиерит, Ап – апатит,

Грф – графит, Эп – эпидот, Сф – сфен,

Ди – диопсид, Ка – кальцит, Тр – тремолит, Рог – роговая

обманка, Хл – хлорит, Пле – плеонаст, Ру – рудный

Для удобства последующего обсуждения результаты изменения химического состава пород различного литологического состава сведены в табл. 2

Таблица 2

Изменение химического состава пород различного литологического состава в контактовом ореоле гранитов (по отношению к неизмененым аналогам)

Группы пород	Привносимые катионы	Выносимые катионы	Примечания
Метаморфизованные пелиты:			
а) сланцы и роговики	Si, Na, Fe^{2+}, (Mn)	Al, Fe^{3+}, Mg, (Ca), K, Ti, (P)	фельзические + мафические
б) мигматиты	Si, Ca, Na, Fe^{2+}, (Mg), (Mn)	Ti, Al, Fe^{3+}, K, P	фельзические + мафические
Метаморфизованные известковые породы	Si, Ti, Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mn, Mg, Na, K	Ca, CO_2	Гранит
Метаморфизованные известково-силикатные породы	Fe^{2+}, Mn, Mg, Ca, K	Si, Ti, Al, Fe^{3+}, Na, P	Мафические
Метаморфизованные песчано-глинистые сланцы	Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Ca, Na, K, P	Si, Ti, Mn	Ярко выраженная фельдшпатизация
Метаморфизованные песчаники	Fe^{2+}, Mg, Na, K	Si, Ti, Al, Fe^{3+}, Mn, Ca	Ярко выраженная фельдшпатизация
Амфиболиты:			
а) гранитизированные	Ti, Fe^{2+}, Mn, Ca, K, P	Si, Al, Fe^{3+}, Mg, Na	
б) дифференцированные	Si, Ti, Al, Ca, K	Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Na, P (Mn - const)	

Катионы, содержание которых мало изменяется, взяты в скобки

Содержание редких элементов в породах различного литологического состава приведено в табл. 3.

Табл. 3

Содержание редких элементов в различных группах пород

(аналитик N.C. Ghose))

Группа пород	№ образца	V	W	Sn	Ga	Cr	Sc	Y	Cu	Co	Ni	Sr	Ba	Pb	Li	
Сланцево-роговиковая ассоциация	I	30	2	5	33	68	40	38	43	I5	I0	60	250	50	I5	Сланец
	2	30	–	–	53	53	45	50	25	68	20	68	225	43	30	Роговик
	3	–	–	5	20	45	–	I0	20	I5	–	60	I75	20	50	"
	4	20	–	–	I0	30	–	30	30	20	5	40	I00	30	45	"
	5	I0	–	–	I0	30	30	80	30	30	I0	40	I00	30	–	"
	6	I0	–	–	I0	I0	–	40	60	I0	5	40	I50	20	45	"
Пелиты	7	5	–	I0	20	30	–	сл.	I5	сл.	сл.	40	I00	30	30	"
сланцево-мигматитовая ассоциация	8	30	–	4	33	68	40	38	43	I5	I0	60	250	50	I5	Сланец
	9	сл.	–	сл.	30	60	30	20	20	30	–	75	700	30	45	Мигматит
	I0	сл.	–	I0	30	75	I0	45	20	5	сл.	40	300	30	30	"
	II	сл.	–	I0	20	45	–	40	25	сл.	сл.	60	200	35	45	"
	I2	–	–	20	–	I0	–	45	I00	сл.	сл.	350	750	30	–	Гранит
Известковистые породы	I3	–	–	45	I0	30	30	I0	I0	I5	350	350	75	20	–	
	I4	–	–	–	60	30	сл.	I0	30	сл.	сл.	500	75	–	30	
	I5	–	–	30	45	300	65	45	I00	20	–	600	500	сл.	–	
	I6	–	–	30	45	300	65	60	I00	20	–	700	500	сл.	–	
	I7	–	–	–	60	40	–	20	60	30	I0	250	I00	20	–	
Известково-силикатные породы	I8	–	–	–	20	I0	30	30	60	сл.	сл.	350	750	40	–	
	I9	–	–	–	5	I	45	I5	30	сл.	сл.	I50	650	I0	–	
	20	–	–	–	75	27	20	5	30	сл.	сл.	200	300	–	60	
	2I	–	–	–	75	75	30	45	30	сл.	сл.	I50	750	–	30	
Песочно-сланцевые породы	22	–	–	30	30	45	30	30	30	I0	сл.	400	400	–	45	
	23	–	–	–	I0	40	30	20	I0	сл.	сл.	300	200	45	60	
	24	–	–	20	I0	30	I0	20	I0	сл.	сл.	350	250	40	45	
	25	–	–	I0	I0	I0	20	I0	I5	сл.	сл.	425	320	20	60	
	26	–	–	–	I0	I0	I0	I0	20	I0	сл.	350	350	40	30	
	27	–	–	–	I5	20	20	5	I5	сл.	сл.	400	250	30	30	
Псаммиты	28	–	–	–	20	I0	I0	30	I5	сл.	сл.	499	I00	–	30	
	29	–	–	–	20	5	I5	30	30	сл.	сл.	I00	250	I0	45	
	30	–	–	–	30	I0	30	20	5	сл.	сл.	I00	I50	I0	45	
	3I	–	–	–	I0	45	I0	I0	I5	сл.	сл.	300	300	45	45	
	32	–	–	–	I0	45	I0	I5	5	сл.	сл.	300	300	40	30	
Гранитизированные амфиболиты	33	30	30	30	50	450	60	60	75	I00	45	300	45	45	60	
	34	30	30	40	70	700	45	30	45	80	20	500	I25	I5	45	
	35	20	50	30	60	700	65	40	75	I00	45	500	I50	20	60	
	36	30	45	45	75	I00	500	75	I00	80	20	I00	45	I0	45	
Дифференцированные амфиболиты	37	I0	45	60	60	700	I00	70	60	I25	30	I00	45	20	60	
	38	30	45	60	30	450	I00	75	I25	75	20	200	60	I5	60	
	39	20	30	45	65	450	75	45	75	75	–	500	45	20	30	
	40	30	60	75	80	750	200	75	45	I50	45	450	60	20	75	

5945

ПОДГОТОВКА ОБРАЗЦОВ ДЛЯ АНАЛИЗА

Для определения редких элементов навеска тонкоизмельченной породы предварительно смешивалась в агатовой ступке с равным количеством спектрального чистого угольного порошка. Полученная таким путем смесь загружалась в графитовые электроды. Анализы выполнялись на большом спектрографе системы Hilger с кварцево/стеклянной призмой. Наиболее подходящим оказался метод катодного возбуждения в слое, который и был использован в работе. Стандартные смеси требуемой концентрации готовились на основе R.U порошковых стандартов (Mitchell, 1948).

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДАХ КОНТАКТОВОГО ОРЕОЛА ГРАНИТОВ

Ванадий

Ванадий обнаружен в метаморфизованных породах пелитового состава и, отчасти, в амфиболитах (табл. 3). В первых содержание ванадия уменьшается к контакту, тогда как в последних остается более или менее постоянным. Как можно судить по результатам химических анализов (табл. 2), породы пелитового состава в зоне контактового изменения обедняются титаном, трехвалентным железом и фосфором, тогда как амфиболиты обогащаются титаном и фосфором, но обедняются трехвалентным железом. В одновременно с ванадием из пород пелитового состава выносятся те петрогенные элементы, с которыми он связан (P, Ti, Fe^{3+}) поэтому нельзя с полной уверенностью сказать, какой из этих элементов является носителем ванадия в рассматриваемом процессе. Однако, как показывают результаты, полученные для гранитизированных амфиболитов, в последних с приближением к контакту вынос трехвалентного

железа сопровождается привносом фосфора и титана. Объяснить такого рода тенденцию в изменении содержания ванадия можно двояким образом: или ванадий был связан только с трехвалентным железом, или в одном случае имела место связь ванадия с фосфором и титаном, а в другом - с трехвалентным железом. В настоящее время автор считает, что распределение редких элементов в породах контактового ореола определялось главным образом их первичной литологией. Таким образом, в то время как в породах пелитового состава ванадий оставался в решетках минералов в своем первоначальном положении и его содержание менялось точно таким же образом, как и соответствующих породообразующих элементов, в гранитизированных амфиболитах ванадий прогрессивно замещал трехвалентное железо; поэтому, несмотря на вынос железа из амфиболитов в ореоле контактового изменения, содержание ванадия в них не изменилось.

Вольфрам

В результате проведенных исследований вольфрам обнаружен только в амфиболитах (табл. 3). В обоих разновидностях этой группы пород (гранитизированных и дифференцированных) накоплению вольфрама благоприятствует прогрессивный характер гранитизации и дифференциации. Сравнение минерального состава и химизма пород позволяет предположить, что в амфиболитах вольфрам, следуя за титаном, преимущественно концентрировался в биотите и диопсиде.

Олово

Олово обнаружено только в пелитовых, песчано-глинистых, известковых породах и в амфиболитах, причем в последних оно концентрируется в наибольшей степени. Содержание олова увеличивается во всех петрографических типах пород, испытавших

контактовый метаморфизм (табл. 4). Поэтому представляется вероятным, что источником олова были сами граниты. Накоплению олова в амфиболитах благоприятствует прогрессивный характер как гранитизации, так и дифференциации.

Таблица 4

Изменение содержания редких элементов в породах различного литологического состава в контактовом ореоле гранитов (по отношению к неизмененным аналогам)

Группы пород	Привносимые катионы *	Выносимые катионы	Катионы, содержание которых не изменилось
Метаморфизованные пелиты:			
а) сланцы и роговики	Sn, Y, Li	V, Ga, Cr, (Sc), Cu, Co, Ni, Sr, Ba, Pb	
б) мигматиты	Sn, Y, Cu, Sr, Ba, Li	Ga, Cr, Sc, Co, Ni, Pb	
Метаморфизованные известковые породы	Sn, Ga, Cr, Sc, Co, Ba, Cu	(Y), (Ni), Sr Ba	Pb
Метаморфизованные известково-силикатные породы	Ga, Cr, Y, Li	Cu, Sr, Pb	Co (сл), Ni (сл), Sc, Ba
Метаморфизованные песчано-глинистые сланцы	Pb	Sn, Ga, Cr, Sc, Y, Cu, Ba, Li	Co (сл), Ni (сл), Sr
Метаморфизованные песчаники	Cr, Sr, Ba, Pb	Ga, Y, Cu	Sc, Co (сл), Ni (сл), Li
Основные изверженные породы (амфиболиты):			
а) гранитизированные	W, Sn, Ga, Cr, Sc, Y, Sr	Co, Ni, Pb, Li	Y, Ba
б) дифференцированные	V, W, Sn, Ga, Cr, Sc, Cu, Co, Ni, Sr, (Ba), Li	—	Y, Pb

* Катионы, содержание которых мало изменяется взяты в скобки

Галлий

Галлий входит в плагиоклазы и, отчасти, в пироксены, однако Ga - Al диадохия Ga-Al является значительно более сильной. Галлий распространен также в тех минералах структура которых допускает значительное замещение магния и железа алюминием (Smith I962). Как показывают проведенные исследования, прогрессивная гранитизация пород пелитового (как роговиков, так и мигматитов), песчано-глинистого и песчаногосостава сопровождается выносом галлия, а известковых, известково-силикатных пород и амфиболитов - привносом галлия (табл. 4). Поскольку контактовый метаморфизм пелитовых (4 роговиков и мигматитов) и, в известной степени, песчано-глинистых пород приводит также и к выносу алюминия (табл. 2), велрчина отношения Ga /Al в этих породах остается более или менее постоянной. В песчаниках, а также в известково-силикатных породах и гранитизированных амфиболитах, содержание Al уменьшается, в связи с чем отношение Ga/Al в этих породах возрастает. Напротив, известковые породы сильно обогащаются алюминием. На ранней стадии их гранитизации отношение Ga/Al еще постоянно; однако на последующих стадиях наблюдается обеднение данных пород галлием относительно алюминия.

Хром

В контактовом ореоле гранитов породы пелитового (и роговики, и мигматиты) и песчано-глинистого состава обедняются, а известковые, известково-силикатные породы, песчаники и амфиболиты, наоборот, обогащаются хромом (табл. 4). Содержание окисного железа в пелитовых породах понижается в связи с чем для данных пород очевидна связь Cr с Fe^{3+} обусловленная нахождением Cr в магнитите.

Накопление хрома в известковых породах хорошо объясняется его связью с трехвалентным железом, одновременно привносящимся в эти породы. данная интерпретация однако не может быть распространена на известково-силикатные породы, в которые хром привносился, но трехвалентное железо из которых выносилось. Представляется вероятным, что часть хрома в этом типе пород прогрессивно замещала ионы двухвалентного железа. Тот же процесс пробегал и в псаммитах. В амфиболитах (как гранитизированных, так и дифференцированных) хром накапливался, тогда как трехвалентное железо из них выносилось. Содержание двухвалентного железа в гранитизированных амфиболитах возрастало. Не исключено, что часть хрома привносилась. Вероятно следует заметить, что на поздних стадиях гранитизации в амфиболитах появляется диопсид и что именно этот факт может дать объяснение накоплению хрома в рассматриваемом типе пород.

Скандий

В породах контактового ореола скандий концентрируется главным образом в амфиболитах и, в несколько меньшей степени, в известковых породах. В метаморфизованных пелитовых и песчано глинистых породах в среднем содержится I5 ppm скандия. В процессе термального метаморфизма скандий выносился из пород пелитового (как роговиков, так и мигматитов) и песчано-глинистого состава и накапливался в известковых породах и в амфиболитах, причем и в тех и в других степень концентрации скандия определялась степенью их гранитизации. В известково-силикатных породах и песчаниках содержание скандия не изменилось.

Скандий входит в пироксены и апатит, замещая магний, двухвалентное железо и кальций. Как видно из табл. 2, термальный

метаморфизм пород целитовых сопровождался интенсивным выносом кальция и привносом двухвалентного железа. Поэтому можно предположить, что в этих породах скандий скорее следовал за магнием и кальцием, чем за двухвалентным железом. В мигматизированных пелитовых породах наблюдается обратная картина, а именно: одновременно с двухвалентным железом увеличивается содержание кальция и магния. Принимая во внимание вышесказанное, трудно объяснить поведение этого элемента. Однако детальные минералогические исследования показывают, что мигматизация пелитов сопровождается увеличением содержания плагиоклаза. В таком случае не исключено, что скандий, следуя за кальцием, входит в решетку плагиоклаза. Однако часть скандия может концентрироваться также в гранате, который появился на поздних стадиях мигматизации. Обогащение скандием известковых пород несомненно связано с накоплением в них магния. В известково-силикатных породах и песчаниках, в которых концентрация скандия не менялась, всякое увеличение содержания кальция и магния тут же компенсировалось выносом железа, так что концентрация скандия в этих породах оставалась все время постоянной. Гранитизация песчаников сопровождалась привносом магния и двухвалентного железа и выносом кальция. Сравнение минерального состава гранитизированных и негранитизированных разновидностей (табл. I) показывает, что содержание биотита в первых увеличилось с 2-х до 10%, в то время как количество плагиоклаза уменьшилось; эти данные позволяют легко объяснить наблюдающиеся закономерности в поведении скандия в процессе гранитизации песчаников. Прогрессивный характер гранитизации и дифференциации амфиболитов приводит к накоплению скандия в обоих типах пород, но если в первом случае это связано с

привносом двухвалентного железа, то во втором случае – с привносом кальция.

Иттрий

Среди пород контактового ореола максимальное содержание иттрия приходится на амфиболиты, причем степень его концентрации увеличивается по мере возрастания степени термального метаморфизма и дифференциации амфиболитов. Аналогичным образом иттрий накапливается в известково-силикатных и сланцево-роговиковых породах и мигматитах. Наоборот, в известковых и песчано-глинистых породах и в песчаниках содержание иттрия убывает. Иттрий концентрируется в поздних пироксенах и апатите, в решетках которых он замещает кальций. В то же время место иона Ca^{2+} в структуре плагиоклаза иттрий занимает в редких случаях (*Rankama, Sahama*, 1960).

В породах контактового ореола кальция в большей степени накапливается в известково-силикатных породах и дифференцированных амфиболитах, чем в мигматитах, гранитизированных амфиболитах, песчано-глинистых и сланцево-роговиковых породах. Сравнивая эти данные с результатами изучения поведения иттрия можно видеть, что оба эти элемента, породообразующий и редкий, несмотря на то, что принято считать, что иттрий всегда следует за кальцием, ведут себя различно. С другой стороны, если принять во внимание особенности минерального состава пород (табл. I), то окажется, что большого противоречия в их поведении в действительности нет, поскольку гранизитированные породы неизменно богаче апатитом – главным носителем иттрия в породах контактового ореола.

Медь

В зависимости от тенденции в поведении меди, породы и пелитового состава делятся на две группы; на роговики, образовавшиеся из сланцев, в которых содержание меди уменьшается, и на мигматиты, которые медью обогащаются. В геохимическом отношении поведение меди непостоянно, хотя в известной степени она следует за марганцем и двухвалентным железом.

Так, в роговиках медь не следует за двухвалентным железом, хотя, по-видимому, и замещает его по законам диадохии. В мигматитах привнос меди был связан, по-видимому, с накоплением двухвалентного железа и марганца. В контактово неизмененных известковых породах содержание меди составляет только 10 ppm, тогда как в гранитизированных известковых породах ее содержание возрастает до 60 ppm. Очевидно, что столь значительное накопление меди связано с ее последующим привносом из гранитов. Аззариа (Azzaria 1959), который занимался изучением геохимии меди в этом районе, показал, что большая часть меди в гранитах находится не в сульфидах, а в магнетите и ферромагнезиальных силикатах. В известково-силикатных и песчано-глинистых породах и в песчаниках медь ведет себя аналогичным образом: содержание меди в этих породах уменьшается одновременно с их обогащением железом. Таким образом; замещение двухвалентного железа медью по законам диадохии хорошо соблюдается,по-видимому, и в этом случае. Хотя и незначительно, но медь все же накапливается в обоих типах амфиболитах. Несколько более высокое содержание меди в гранитизированных образцах возможно связано с ее привносом из гранитов.

5945

Кобальт

В ходе прогрессивной гранитизации кобальт выносился из пелитовых и песчано-глинистых пород и гранитизированных амфиболитов и накапливался только в наиболее гранитизированных аналогах известковых пород и дифференцированных амфиболитов. Вследствие сходства в ионных радиусах кобальт следует за двухвалентным железом в рудных минералах железа,

ильмените, магнезиальных силикатах и в пироксенах.

В роговиках контактового ореола содержание двухвалентного железа увеличилось, а магния - уменьшилось; поэтому кобальт скорее всего был связан с магнием в магнезиальных силикатах, чем с железом в железистых силикатах. В мигматитах, однако, картина иная: они обогащены и железом и магнием одновременно. Представляется вероятным, что при образовании мигматитов кобальт не следовал ни за железом, ни за магнием и остался в первичной сланцевой породе. Как показывает сравнение анализов контактово измененных и неизмененных аналогов известковых пород, их термальный метаморфизм сопровождался привносом кобальта. Его накопление в гранитизированных известняках несомненно было связано с увеличением содержания магнезиальных силикатов, в решетках которых расположились оба элемента. Кобальт выносился из гранитизированных амфиболитов, но привносился в дифференцированные амфиболиты. По-видимому, это было обусловлено тем, что в первом случае кобальт был тесно связанс магнием и следовал за ним, а во втором случае - прогрессивно замещал двухвалентное железо.

Никель

В целом никель концентрируется в тех породах, в которых

содержание магния выше, например, в амфиболитах; в породах других петрографических типов его значительно меньше, ав песчаниках и песчано-глинистых породах никеля практически нет. Распространенность никеля в породах контактового ореола уменьшается в следующей последовательности: амфиболиты ——► пелитовые породы ——► известковые породы —► —► песчаники и песчано-глинистые породы.

В пелитовых и, отчасти, в известковых породах никеля несколько больше, чем в других петрографических типах пород, в которых он находится или "в следах", или в очень незначительных количествах. Содержание никеля в амфиболитах , по-видимому, определяется его содержанием в исходных основных изверженных породах. Миграция никеля в процессах гранитизации и дифференциации представляется весьма интересной. В гранитизированных амфиболитах привнос гранитного вещества сопровождается уменьшением содержания никеля, тогда как в дифференцированных амфиболитах содержание никеля, благодаря удалению фельзических элементов, относительно возросло.

Стронций

Стронций входит в плагиоклазы и апатит, в которых он замещает кальций. Тесная геохимическая связь между этими двумя элементами вытекает из близости ионных радиусов калия I,33 А и стронция (I,27 А). Плагиоклаз является составной частью метаморфизованных сланцев, песчано-глинистых пород и амфиболитов, распространенных в зоне контактового ореола, все из которых, за исключением сланцев, обогащены стронцием. Прогрессивная гранитизация пород сопровождается выносом стронция из глинистых сланцев, что объясняется, по-видимому, одновременным удалением калия; наоборот, в мигматитах стронций накапливается, как и кальций, с которым он по

5945

всей видимости тесно связан. В контактово неизмененных известковых и известково-силикатных породах содержание стронция выше, чем в контактово-измененных аналогах, причем в обоих случаях гранитизация приводит к контрастному выносу стронция. Но если в первых стронций, будучи связан с кальцием, удалялся вместе с ним, во вторых преимущественно выносился стронций, который замещался кальцием. В дифференцированных амфиболитах увеличилось содержание как стронция, так и кальция.

Барий

Во всех породах контактового ореола, кроме амфиболитов, барий распределен равномерно. В роговиках и мигматитах поведение бария различно: он выносится из первых и привносится в последние. Из роговиков одновременно с барием удалялся и калий, в то время как резко повышенное содержание бария в этих породах в непосредственном контакте с гранитами объясняется, по-видимому, привносом калия и кристаллизацией апатита на поздних стадиях гранитизации. Концентрация бария всегда увеличивается в более кислых породах (Nockolds, Allen 1953). В дифференцированных амфиболитах барий накапливался с привносом калия.

Свинец

Свинец распространен во многих породообразующих минералах, в которых он замещает стронций, барий, калий, а в некоторых минералах также и кальций. В наибольшей степени он концентрируется в породах пелитового состава. Прогрессивная гранитизация сопровождается выносом свинца из пелитовых и известково-силикатных пород и гранитизированных амфиболитов и его привносом в песчаники и метаморфизованные песчано-глинистые породы. Содержание свинца в известковых

породах и дифференцированных амфиболитах, что осталось на том же уровне. До (Doe 1962)пришел к выводу, о том, что свинец может привноситься в полевые шпаты, очевидно без их перекристаллизации, в течение длительного этапа метаморфизма. Если исключить песчаники и песчано-глинистые породы, вполне естественно предположить, что свинец в породах контактового ореола не связан с чужеродным источником, а всегда был их неотъемлемой частью с момента образования. В песчаниках и песчано-глинистых породах свинец накапливается только в результате их интенсивной фельдшпатизации.

Литий

Гранитизация пород контактового ореола сопровождалась привносом лития в породы пелитового состава и дифференцированные амфиболиты, и выносом из гранитизированных амфиболитов. Во всех остальных случаях содержание лития осталось более или менее постоянным. В известковых и известково-силикатных породах литий не обнаружен. Он концентрируется преимущественно в мафических минералах, замещая в них магний и двухвалентное железо. В пелитовых породах литий накапливается одновременно с выносом магния, поэтому в этом петрографическом типе пород литий следовал за двухвалентным железом. В дифференцированных амфиболитах литий был тесно связан с титаном.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение редких элементов в различных объектах представляет большой интерес для решения современных проблем геологии. Факторы, которые контролировали распределение и подвижность редких элементов, отличаются от тех, которым под-

Таблица 5

Среднее содержание редких элементов в породах контактового ореола гранитов

Катионы	Глинисто-сланцево-роговиковая ассоциация	Глинисто-сланцево-мигматитовая ассоциация	Известковые породы	Известково-силикатные породы	Песчано-глинистые породы	Песчаники	Гранитизированные амфиболиты	Дифференцированные амфиболиты
V +5	I5	6	–	–	–	–	27	22
W +4	–	–	–	–	–	–	39	45
Sn +4	3	9	I2	–	I0	–	36	60
Ga +3	2I	23	5I	44	I4	I8	64	59
Cr +3	38	52	I36	40	26	23	590	590
Sc +3	I6	I6	32	3I	20	I5	67	II0
Y +3	33	38	33	24	I6	2I	5I	66
Cu +2	3I	42	60	37	I6	I4	75	56
Co +2	23	I0	I6	–	3	сл.	90	I06
Ni +2	7	2	5	–	сл.	сл.	32	26
Sr +2	50	II7	480	2I2	370	I75	350	3I2
Ba +2	I60	440	250	6I2	295	220	9I	52
Pb +2	3I	35	8	I2	3I	2I	I9	I9
Li +	3I	27	6	22	45	39	52	56
Число анализов	7	5	5	5	6	6	4	4

Среднее содержание редких элементов в породах контактового ореола гранитов. Для сравнения приведены данные по редким элементам в сходных по составу породах

Таблица 6

Элементы	I	II	III	IУ	У	УI	УII	УIII	IX	X	XI	XII
V	I0	I20	I34	53	-	-		-	20	25	332	220
W	-				-	-		-		42		
Sn	6				I0	6		-		46		
Ga	22	I9	20	I3	I4	46	3	I8	7,4	62	I4	I7
Cr	45	II0	72	3I	26	88		23	68-200	590	277	220
Sc	I6	I4			20	32		I5	0,7	93	57	37
У	36	45			I6	29		2I	I,6	58	52	-
Cu	37	I8	33	I5	I6	49		I4		66	67	72
Co	I7	I8			3	8	4	сл.	0	98	45	39
Ni	5	64	42	2I	сл.	3	9	сл.	2-8	29	6I	II0
Sr	84	7I0			370	346	475±50	I75	26	33I	I95	300
Ba	300				295	33I		220	I70	72	86	280
Pb	33	24	24	I2	3I	I0	8	2I	20	I9	8	9
Li	29	II0			45	I4		39	I7	54		
Число анализов	I2	63	5	7	6	9		5		8	I6	57

I. Среднее из I2 анализов пелитовых пород (среднее по первым двум столбцам таблицы 5)

II. Среднее из 52 анализов пелитовых пород формации Литлтон (Shaw, I954)

Ш. Среднее из 5 анализов морских глинистых осадков (*Potter et al*, I963)

IУ. Среднее из 7 анализов пресноводных глинистых осадков (*Potter et al*, I963)

У. Среднее из 6 анализов песчано-глинистых пород

УI. Среднее из 9 анализов известковых пород (среднее по третьему и четвертому столбцам табл. 5)

УП. Средняя распространенность в осадочных породах (*Graf*, I960)

УШ. Среднее из 5 анализов песчаников

IX. Средняя распространенность в песчаниках (*Rankama, Sahama*, I964)

X. Среднее из 8 анализов амфиболитов (среднее по седьмому и восьмому столбцам табл. 5)

XI. Среднее из I6 анализов наименее измененных амфиболитов из района Эмеривилл и Колтон (*Engel, Engel*, I962)

XП. Среднее из 57 анализов докембрийских диабазов, Онтарио, Канада (*Fairbairn*, I953)

чиняются породообразующие элементы. Редкие элементы должны рассказывать свою собственную историю. Таким образом, редкие элементы приобретают первостепенное значение как источник информации о природе химических превращений в различных условиях, о проблемах, имеющих отношение к гидрологии и геохимии, о первичном литологическом составе, о сопоставимости горизонтов в разрезах, о роли давления, температуры и воды в метаморфических процессах.

В большинстве ранее выполненных в этом направлении работ исследователи по существу ограничивались выявлением закономерностей эволюции минерального состава или редких элементов в дифференцированных комплексах магматических пород. За последнее время опубликованы материалы, посвященные изучению редких элементов в метаморфических породах (*Shaw*, 1934; *Engel*, *Engel* 1958, 1963; *Sinha*, *Dave*, 1963; *Ghose*, 1966; и др.), однако они мало помогают решению обширной проблемы распределения и поведения редких элементов, охватывающей в том числе метаморфические процессы и факторы, ими управляющие. В последующих разделах обсуждаются закономерности распределения редких элементов и эволюция их состава в породах контактового ореола гранитов.

I. Породы пелитового состава

Пелитовые породы были разделены на два подтипа: термально метаморфизованные (роговики) и мигматизированные (табл. 2 и 4). Очевидно, что замещение алюминия галлием, кальция стронцием и трехвалентного железа скандием происходит по законам диадохии, поэтому относительное увеличение или уменьшение содержания того или иного элемента напоследующих стадиях метаморфизма всегда одинаково. В отличие от этого в

парах барий-калий, медь-двухвалентное железо, стронций-калий изменение содержания каждого редкого элемента происходит независимо от эволюции содержания соответствующего ему породообразующего элемента. Интересно отметить, что известный антагонизм в поведении лития в магния, проявляющийся на ранней стадии гранитизации, в последующем переходит в тесную связь обоих элементов.

В пелитовых породах, подвергшихся мигматизации, закономерности распределения редких и породообразующих элементов существенно отличны. Литий следует за магнием, хром за трехвалентным железом и стронций за кальцием, тогда как другие редкие элементы связаны с породообразующими в следующие пары: галлий-алюминий, медь-двухвалентное железо, свинец-кальций и барий-калий.

Если сравнить среднее содержание редких элементов в пелитовых породах района (табл. 6) со средним из 52 анализов по Шоу (табл. 6, столбец 2), нетрудно заметить, что, за исключением ванадия, хрома, никеля и стронция, все остальные элементы распространены более или менее одинаково. Отмеченное выше различие в уровне концентрации некоторых редких элементов, возможно, обусловлено тем, что исходные осадки в изучаемом районе были с самого начала обеднены мафическими редкими элементами. Сравнительный анализ позволяет сделать еще один интересный вывод о большом сходстве в спектре редких элементов с морскими глинистыми осадками (табл. 6, столбец 3, Potter et al 1963). Только содержание ванадия заметно ниже в пелитовых породах района Ричугхута.

II. Породы известкового состава

Как видно из табл. 3, в кристаллических известняках исследовавшегося района все редкие элементы, за исключением стронция, хрома, меди и бария, распространены в незначительной степени. По сравнению со средним содержанием этой группы элементов в известняках (табл. 6, столбец УП), породы района обогащены барием, медью, хромом и галлием, но заметно обеднены стронцием. Уровень концентрации кобальта, никеля и свинца в известковых породах сколько-нибудь существенно не зависит от степени их метаморфизма. Содержание бария и меди изменяется, согласуясь, однако, с тем, как меняется содержание их геохимических аналогов, соответственно калия и двухвалентного железа. Галлий в известковых породах не связан с алюминием, а стронций - с кальцием. В поведении скандия и хрома много общего с трехвалентным железом, но увеличение содержания трехвалентного железа вблизи контакта с гранитами и одновременный вынос скандия и хрома, возможно, вызывались уменьшением содержания двухвалентного железа. Последнее в процессе термального метаморфизма обнаруживает тесное сродство со скандием и хромом, благодаря чему относительное накопление или обеднение пород этими элементами удивительно постоянно.

Ш. Известково-силикатные породы

Поведение редких элементов в процессе гранитизации известково-силикатных пород мало чем отличается от только что рассмотренного случая, в частности скандий, медь и иттрий следуют за трехвалентным железом, двухвалентным железом и кальцием соответственно. Но в отличие от известковых, в известково-силикатных породах галлий-алюминиевая диадохия сохраняется на протяжении метаморфизма. В то время как кальций привносится, выносятся стронций и одновременно с ним

натрий. Поэтому вполне вероятно, что в процессе гранитизации рассматриваемого типа пород стронций следовал за натрием.

IУ. Песчаники

Если сравнить содержание редких элементов в песчаниках контактового ореола со средним составом пород этого типа (табл. 6, столбец IX) нетрудно заметить, что в первых накапливаются все элементы, кроме галлия, хрома и свинца. Распространенность свинца эквивалентна среднему значению, а галлия и хрома - ниже среднего. В кварцитах формации Олдрич медь содержится в количестве 6 ppt (среднее из I8 анализов). В такой же степени она распространена в некоторых изверженных породах южной части Британской Колумбии, несмотря на то, что минеральный состав их совершенно различен (*Warran, Delavault,* I960). Поэтому относительно высокое содержание меди в песчаниках контактового ореола (I4 ppt) возникало за счет ее привноса из гранитов. Кроме того, в песчаниках в небольших количествах или "в следах" распространены кобальт и никель. Все другие редкие элементы не обнаружены.

У. Песчано-глинистые породы

Изучение соотношения между редкими и породообразующими элементами в песчано-глинистых породах контактового ореола показывает, что в процессе их гранитизации стронций следует за кальцием, а литий за магнием. В парах: скандий и хром - трехвалентное железо, медь- двухвалентное железо, свинец-кальций и барий-калий - отношения элементов носят антагонистический характер.

Как показали Энгель и Энгель (*Engel and Engel,* I960), повышение температуры метаморфизма граувакк приводит

к выносу бария и привносу хрома, кальция, никеля и ванадия. В то же время метаморфизм песчано-глинистых пород контактового ореола сопровождается привносом свинца и выносом всех остальных редких элементов (табл. 4).

VI. Амфиболиты

Если сопоставить среднюю распространенность редких элементов в амфиболитах контактового ореола и амфиболитах других районов (Engel , 1962), то окажется, что иттрий, медь, барий и свинец находятся в эквивалентных количествах (табл. 6). Среднее содержание стронция в амфиболитах совпадает с таковым для диабазов (табл. 6. столбец XII). Однако, ванадия и никеля в амфиболитах меньше, а галлия, хрома, скандия и лития больше, чем в среднем для пород этого типа.

Изучение соотношения между редкими и породообразующими элементами вскрывает ряд интересных закономерностей. Как гранитизация, так и дифференциация, сопровождаются одновременным выносом лития и магния. В дифференцированных амфиболитах увеличивается содержание бария и калия, а также стронция, хрома и трехвалентного железа. В гранитизированных амфиболитах ванадий в некоторой степени следует за трехвалентным железом, в то время как в отношениях между другими редкими и породообразующими элементами устойчивые связи не проявлены. В более интенсивно гранитизированных образцах содержание вольфрама, олова, галлия, хрома, скандия, иттрия, меди и стронция увеличивается, а кобальта, никеля, свинца и лития - уменьшается.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Закономерности распределения и поведения редких элементов в ходе термального метаморфизма и гранитизации пород варьирующего литологического состава различны и по этой причине не могут быть объяснены на основе одной гипотезы. Как отмечалось на предыдущих страницах, редкие элементы не всегда следуют за главными в процессах метаморфизма, что находится в противоречии с принципами, выдвинутым Гольдшмидтом (*Goldschmidt*, 1954) для объяснения закономерностей распределения редких элементов в магматических процессах.

Проведенные исследования показывают, что содержание одних редких элементов прогрессивно увеличивается или уменьшается в процессе термального метаморфизма, тогда как содержание других контролировалось литологическим составом исходных пород. Кроме того, есть еще категория редких элементов с неустойчивым поведением; содержание элементов этого типа изменялось более чем в одном направлении. Появление аномальных тенденций отражает скорее изменения в минеральном составе пород контактового ореола, чем в поведении породообразующих элементов, которые контролировали распределение соответствующих редких элементов. На основе исчерпывающего изучения большого числа данных по неизмененным и контактово измененным породам различного литологического состава, установлено следующее: а) в процессе постепенного изменения химического состава метаморфизуемых пород редкие элементы оказываются более инертными, чем породообразующие; б) перенос вещества, который характеризуется химическим градиентом, происходит медленнее в случае редких элементов, чем породо-

образующих; это сказывается на их относительной подвижности; в) деформации и существующих кристаллических структур и образование новых кристаллических решеток - все это завершилось в условиях, лишенных жидкой фазы. Протекавшие химические реакции не благоприятствовали созданию оптимального химического градиента для редких элементов, которые более или менее оставались на своих исходных местах в течение всех стадий геохимического преобразования; г) поведение редких элементов в процессе контактового изменения полностью не зависит ни от степени метаморфизма, ни от таких процессов, как гранитизация, метасоматоз, метаморфическая дифференциация или их совместного действия, но определяется составо исходных осадков. Различия в литологии пород контактового ореола сказываются на величинах химических потенциалов, под влиянием которых происходит миграция катионов; д) в условиях большого градиента температуры редкие элементы образуют свои собственные зоны концентрации и рассеяния, не связанные с породообразующими элементами.

REFERENCES

Doe,B.R., 1962, Relationships of lead isotopes among granites, pegmatites, and sulfide ores near Balmat, New York.Jour. Geophy.Res., 67, pp.2893-2960.

_____ , and Hart,S.R., 1963, The effect of contact metamorphism on lead in potassium feldspars near the Eldora stock, Colorado, Jour.Geophy. Res., 68(II), pp.3521-3530.

Engel, A.E.J. and Engel, C.G., 1960, Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, N.Y.-Part 2, Mineralogy. Geol.Soc.Am.Bull., 71, pp.1-58

_____,1962, Progressive metamorpbism of ampbisolib , nortbwest Adivondack Hountains, New York.Geol.Soc.Am.Bull., Buddington Volume, pp.31-82.

_____,1964,Mineralogy of amphibolite interlayers in the gneiss complex,northwest Adirondack Mountains,New York.Jour. Geol., 72, pp.131-136.

Fairbairn, H.W.,Ahrens, L.H., Gorfinkle , L.G., 1953, Hinor element content of Ontario diabase. Geochim. et Cosmochim.Acta. 3, pp. 34-46.

Ghose, N.C., 1965, Behaviour of trace elements during thermal metamorphism and/or granitization of the metasediments and basic igneous rocks.Geol. Rund., Band 55,Heft 9, pp.608-617.

_____,1966, Study of the distribution and behaviour of trace elements in minerals from the rocks of Richughuta area, Dist. Palamau, Bihar.Bull.Geochem.Soc.Ind., 1(2),pp.76-83.

Contd.....18/

Ghose,N.C.,1968, On the origin of feldspar augens in the paragneisses of Richughuta area in the Palamau district of Bihar,India. Jour.Geochem.Soc. Ind., 3, pp.113-121.

_____,1970,Geochemistry of thermal metamorphic and granitization processes in the aurole rocks around Richughuta,Dt. Palamau, Bihar, India.Geol.Rund., 59, pp.686-724.

Goldschimidt,V.M,1954,Geochemistry. Oxford University Press, 730 p.

Graf,D.L., 1960, Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks-Part III Minor element distribution. Circ. 301, Illinois State Geol. Surv.

_____,1962,Minor element distribution in sedimentary carbonate rocks Geochim. et Cosmochim. Acta, 26,pp. 849-856.

Mitchell, R.L.,1948,Spectrochemical analysis of soils, plants and related materials.Commonwealth Bur.Soil.Sci.Tech. Commun.,no. 44 A, Commonwealth Agricultural Bureaux,Farnham Royal,Bucks, England, 225 p.

Nockolds, S.R. and Allen, R., 1953, The geochemistry of some igneous rocks series.Geochim. et Cosmochim.Acta, 4,pp.105-142.

Potter,P.E.,Shimp, N.F. and Witters,J.,1963,Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments.Geochim.et. Cosmochim. Acta, 27, pp.669-694.

Rankama,K and Sahama,Th.G., 1960, Geochemistry.The University of Chicago press, Chicago, reprinted 1964,912 p.

Shaw, D.M.,1954,Trace elements in pelitic rocks.Part I-Variation during metamorphism.Part 2-Geochemical relations.Bull.Geol. Soc. Am., 65, pp. 1151-1182.

Sinha,R.C. and Dave,V.K.S.,1963,Geochemistry of pelitic metasediments. A study in the behaviour of major and trace elements in pelitic rocks before and after thermal metamorphism Trans.Min.Geol.Met.Inst.Ind.,60, pp.145-147.

Smith,F.G.,1963,Physical geochemistry.Addison-Wesley publishing Co., Inc., 624 p.

Warren,H.V. and Dalavault,R.E., 1960, Trace element variations in related rocks. Int.Geol.Cong.,21 session,Norden,Part2, pp. 57-64.

.....

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ РОЛЬ ЛЕТУЧИХ В ПРОЦЕССЕ ГИБРИДИЗМА ГРАНИТОИДНЫХ МАГМ

Р.Д. ГАВРИЛИН, Л.С. АГАФОННИКОВА, О.А. ДЕВИНА
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, Москва, СССР.

Гибридизм и ассимиляция - широко развитые процессы, приводящие к существенным изменениям вещественного состава гранитоидов. Их следствием является образование гибридных пород, в которых устанавливаются две составляющие - магматическая, кристаллизующаяся из расплава, и чуждые этому расплаву - твердые породы различного происхождения и состава (метаморфические или магматические). Согласно предложению А.Н. Заварицкого (1937) гранитоиды следует рассматривать как негибридные магматические породы, если они объективно утрачивают отмеченную двойственность своей природы. Работами многих исследователей (*Noskolds*, (1933), Заварицкий (1937). Коптев-Дворников (1953). Дембо (1956) и др.) были установлены признаки гибридных пород, как минералогические, так и структурно-текстурные. Эти признаки указывают на отсутствие равновесности в вещественном составе пород. Анализируя природу гибридных процессов, *Noskolds* (1933) отметил широкое участие в них летучих компонентов, представляющих среду для протекания обменных взаимных реакций, а в качестве механизма выравнивания между поглощенными породами и расплавом им предполагалась диффузия.

На значительное участие летучих соединений при гибридизме указывает высокое содержание в ксенолитах водосодержащих минералов (роговой обманки и биотита) и акцессорных минералов - апатита и других . Состав флюидной фазы в гранитоидах в настоящее время устанавливается сугубо приблизительно дву-

мя способами: изучением состава газо-водных включений в минералах лейкократовых гранитов и пегматитов, с одной стороны, и определением состава выщелоченных соединений из гранитов дистиллированной водой при параметрах кристаллизации гранитов, с другой. Вода обычно, но не всегда, является главным компонентом флюидной фазы. Повсеместно отмечается углекислота, не фиксируемая однако в составе минеральных фаз гранитов и находящаяся, видимо, в пузырьках в минералах. По-видимому, существенную роль играют углеводороды. Несомненно участие фтора, хлора и фосфора. Следовательно, на судьбу флюидной фазы гранитов в первую очередь влияет состав и поведение в процессах анионной части расплава и поглащенных пород.

Изучение интрузивов гранитоидов показывает, что по характеру протекания гибридизма среди них выделяются два главных типа: а) незональные интрузивы, представленные в подавляющей своей массе лейкократовыми гранитами, реже мелкими телами гранитоидов другого состава; и б) зональные интрузивы гранитоидов разного состава. Зональность в последних бывает хорошо выражена в телах средней величины и она обязана своим происхождением краевому гибридизму. Однако по характеру преобразования вещественного состава краевой и глубинный гибридизм не отличаются друг от друга.

Наблюдения показывают, что в зональных интрузивах эндоконтактовые зоны всегда являются более меланократовыми, а внутренние - более лейкократовыми. Границы между зонами постепенные, указывающие на относительную медленность протекания процессов выравнивания состава в пределах интрузивного тела. Контрастность составов в зональных интрузивах может быть различной, но как крайние случаи указываются габбро-диориты (до габбро) в краевых частях тел и биотитовые граниты-

5045

гранодиориты - во внутренних. Нередко во внутренних частях зональных интрузивов устанавливаются лейкократовые граниты. В.С. Коптев-Дворников (1953), Исамухаммедов (1953) и др. в связи с этим предполагали, что для многих интрузивных комплексов гранитоидов повышенной основности исходная магма имела состав лейкократовых гранитов, т.е. анхиэвтектический, а все многообразие гранитоидов в интрузивах объясняли процессами гибридизма в различной степени далеко прошедшего. Не исключено, что такой взгляд отражает крайние, хотя и нередко случаи образования интрузивов. Однако несомненно, что в любых случаях зональных интрузивов исходный расплав был близким к породам центральных частей интрузивов или значительно более лейкократовым. Вот почему определения состава флюидной фазы в лейкократовых гранитах и близких к ним по температурам и давлениям гранитных пегматитов являются принципиально важными, поскольку они дают состав исходного флюида.

Наиболее обоснованные суждения о взаимодействии гранитного расплава с поглощенным веществом дают примеры краевого гибридизма, поскольку именно в этих случаях удается установить состав исходных поглащенных пород. В этом случае можно видеть, что в обычных гипабиссальных интрузиях гибридные гранитоиды образуются за счет преобразования ксенолитов вмещающих пород. Образование эндоконтактовых зон интрузивов гранитоидов за счет диффузионного обмена около контактов между вмещающими породами и гранитами расплавом оказывается исче зающе малым по сравнению с привносом вещества при ксенолитообразовании, или он вовсе отсутствует. Этот основной случай образования гибридных гранитов рассматривается в настоящем сообщении.

5945

В наиболее распространенном случае гибридизма образуется ряд щелочноземельных гранитоидов: лейкократовые граниты - нормальные (биотитовые) граниты - гранодиориты - далее диориты (и габбро-диориты). Этот ряд является обратным по сравнению с рядом пород, развивающимся последовательно во времени от ранних фаз внедрения ко все более поздним. Последний ряд отвечает ряду пород на котектической кривой, образующейся при падении температуры. В частном случае такого ряда, например, для различных пород разных фаз Сусамырского батолита температуры образования, определенные Е.И. Донцовой кислородным изотопным методом по паре минералов кварц-магнетит равны: кварцевый диорит - 770°С, гранодиорит - 720°С, нормальный гранит - 680°С, лейкократовый гранит - 670°С. Следовательно, в случае гибридизма при образовании из исходной магмы состава лейкократовых гранитов последовательно гранодиоритов и габбро-диоритов температуры должны повышаться соответственно на $50^{\circ}\pm16^{\circ}$С и $100^{\circ}\pm16^{\circ}$С. Таким образом, в случае зональных интрузивов гранитоидов должен существовать или градиент температуры с падением температур от краев к центру интрузива, или в центральной части таких интрузивов при сохранении постоянной температуры во всем теле интрузива - существование менее раскристаллизованного расплава в центральных частях тел и более раскристаллизованного - в их эндоконтактах.

ЛЕТУЧИЕ И РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КСЕНОЛИТАХ (Кс) И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ГРАНИТОИДАХ (Гр)

Породы	F г/т		P г/т		K %		Li г/т		Rb г/т		Es г/т		Sn г/т		Be г/т	
	Гр	Кс	Гр	Кс	Гр	Кс	Гр	Кс	Гр	Кс	Гр	Кс	Гр	Кс	Гр	Кс
Граниты лейкократовые (Тушкинский)	I200 (5)	2950 (6)	360 (6)	620 (9)	3,9 (6)	2,2 (6)	37 (I0)	I20 (6)	230 (I0)	2I0 (6)	I0 (I0)	7 (6)	3 (I8)	6 (3)	4 (I7)	3 (3)
Граниты – гранодиориты порфировидн. (Ачикалмынск)	530 (I0)	850 (4)	660 (I0)	II60 (7)	3,9 (I2)	2,6 (7)	79 (II)	I90 (7)	200 (II)	270 (7)	I2 (II)	27 (7)	8 (I3)	I4 (4)	5 (I5)	7 (7)
Гранодиориты – диориты порфировидн. (Зексайский)	300 (4)	8I0 (2)			2,4 (I0)	I,9 (2)	I4 (I0)	29 (2)	88 (I0)	I00 (2)	5 (I0)	5 (2)	I (I0)	2 (2)	3 (II)	5 (3)
Гранодиориты порфировидн. (Музбельский)	430 (I4)	490 (3)			2,6 (I5)	2,8 (3)	I6 (I6)	35 (3)	I20 (I6)	I40 (3)	5 (I6)	5 (3)	3 (I8)	6 (3)	4 (I7)	3 (3)
Гранодиориты равномерноз. (Ачикалмынск)	460 (3)	670 (4)			2,7 (3)	I,7 (4)	49 (3)	60 (4)	II0 (3)	90 (4)	7 (3)	7 (4)	5 (2)	5 (4)	3 (3)	4 (5)
Гранодиориты–диориты равномерноз. (Шилбели)	470 (3)	I050 (5)	670 (3)	I350 (7)	2,4 (3)	2,4 (5)	38 (3)	60 (5)	97 (3)	I40 (5)	5 (3)	5 (5)	3 (3)	4 (5)	4 (4)	5 (5)
То же (Хантский)	800 (2)	I000 (I)	I3I0 (2)	2700 (I)	2,2 (3)	I,7 (I)	I9 (3)	I4 (I)	90 (3)	80 (I)	5 (3)	5 (I)	2 (2)	4 (I)	4 (2)	I (I)

Мы уже отмечали, что гибридизм гранитоидных интрузивов осуществляется почти целиком посредством преобразования ксенолитов. Наблюдения показывают, что в разных регионах с разным литологическим составом стратиграфической колонки вмещающих пород образуются близкие по составу интрузивные породы эндоконтактовых зон. Проявляется своего рода независимость состава эндоконтактовых зон интрузивов гранитоидов от состава вмещающих пород. Изучение ксенолитов показало, что в каждом интрузиве в эндоконтактовых их зонах а нередко и в интрузиве, в целом количество типов ксенолитов очень ограничено и в обычном случае не превышает 3-5. Ксенолиты кремнистых пород, близких к кварцитам, исключительно редки. Относительно редко встречаются ксенолиты известняков или продукты их преобразования. Подавляющая масса ксенолитов представлена ороговикованными песчано-сланцевыми породами и породами, представлявшими первоначально средние и основные эффузивы. Такой состав пород ксенолитов приводит к предположению о том, что он зависит не от литологического состава пород стратиграфической колонки, а от физико-механических свойств этих пород и массовое образование ксенолитов определяется механической целостностью пород экзоконтакта. И вероятно этой причиной определяется близость составов интрузивов например гранодиоритов из разных регионов.

Ксенолиты в интрузивах гранитоидов, как правило, представлены породами значительно более меланократовыми, т.е. более богатыми фемическими минералами, чем вмещающие гранитоиды. Ксенолиты проходят три стадии превращения. Первой из них является стадия ороговикования. В тех случаях, когда удается точно сопоставить породу ксенолита с породами вмещающих пород с места отторжения ксенолита, можно уста-

новить значительное сходство в количественно-минеральном составе пород, фазово-минеральном их соответствии, а также в характере структур и текстур пород. Создается впечатление, что ксенолиты этой стадии приобрели состав и облик еще будучи породами экзоконтакта. Во второй стадии начинается преобразование вещества ксенолита в направлении образования минеральных фаз, устойчивых в ассоциации с минеральными фазами вмещающих их гибридных гранитоидов. Третья конечная стадия существования ксенолита сводится к его механической дезинтеграции. Следовательно, воздействие летучих при гибридизме может быть установлено на первой и второй стадиях преобразования ксенолитов.

Рассмотрим превращения вещественного состава ксенолитов на этих двух первых стадиях их существования. Прежде всего возникает вопрос: какими попадают в гранитный расплав вмещающие породы из контактов. Для ответа на этот вопрос нами были проанализированы на разные химические элементы породы зон контактово-измененных песчано-сланцевых пород вокруг интрузивов разного состава (сиенитового, гранодиоритового, состава лейкократовых гранитов), подобранных таким образом, чтобы они были как близкими по фазовому и химическому составу к вмещающим породам, так и резко отличными от них. Контакты вмещающих пород с интрузивами резкие, без зон инъекционного метаморфизма. Изучение петрохимического состава вмещающих пород показало постоянство состава их от неизмененных разностей до сланцев и гнейсов в экзоконтактах интрузивов. Нами было проанализированы породы этих разрезов на летучие компоненты - фтор и фосфор и связанные с ними в летучих соединениях флюида - катионы бериллия и олова, свинца, цинка и др.

Оказалось, что концентрации этих химических элементов постоянны, вне зависимости от близости к интрузиву. Это указывает на то, что в случае контактового метаморфизма наиболее распространенного типа (без инъекционного метаморфизма) химические элементы столь различных свойств оказались инертными. В то же время концентрации тех же редких и летучих химических элементов в интрузивах, метаморфизующих эти толщи, значительно отличаются от концентрации их во вмещающих песчано-сланцевых толщах. Все это заставляет рассматривать интрузии гранитоидов как закрытые системы. x) То же можно отметить и в отношении интрузивов гранитоидов, в том случае, когда они прорывают карбонатные породы.

Таким образом, захватываемые интрузивом ксенолиты из контактово-метаморфизованных вмещающих толщ должны содержать редкие элементы в концентрациях, отвечающих их первичным концентрациям в неметаморфизованных породах.

В ксенолитах, заключенных в гранитоидах, происходит концентрирование летучих компонентов. Так в изученных ксенолитах из гранодиоритовых интрузивов содержания фтора оказываются в 2 раза больше (в среднем), чем во вмещающих гранодиоритах. В ксенолитах из интрузивов лейкократовых гранитов отмечается та же картина.

Фтор является примером летучего химического элемента, входящего наряду с водой в главные породообразующие минералы гранитоидов - роговую обманку и биотит. Давно установлено, что попадаемые в ксенолиты моноклинные пироксены и другие минералы в гранитном расплаве преобразуются в амфибол, а затем - в биотит. При этом в ксенолите и фиксируется фтор в составе образующихся железомагнезиальных минеральных фаз. В значитель-

x) Существуют, однако, и значительно более редкие интрузивы гранитоидов, обменивающиеся веществом с вмещающими породами.

ной части фтор может заимствоваться и из вмещающих интрузивы пород (биотитовых сланцев и др.).

Другой летучий элемент - фосфор, образующий в гранитоидах собственный акцессорный минерал - апатит, также накапливается в ксенолитах по сравнению с вмещающими их гранитоидами.

Как показывают данные силикатных анализов, в ксенолитах увеличивается количество связанной воды.

Все сказанное подтверждает наблюдения предыдущих исследователей о повышенной концентрации летучих компонентов в ксенолитах по сравнению с вмещающими гранитоидами.

Сказанное ранее заставляет предполагать, что источником летучих компонентов в ксенолитах могут быть ресурсы этих компонентов в гранитоидном расплаве. Непрерывная фиксация этих летучих в образующихся минеральных фазах требует подтока - диффузии этих компонентов из более нижних частей очага. Возможность миграции вдоль тела гранитоидов одного из таких компонентов - фтора была недавно показана Е.В. Негрей (1970) на примере вертикальных сечений апикальной части Раумидского интрузива лейкократовых гранитов на Памире. Ею же было отмечено обогащение этим элементом апикальных и эндоконтактовых частей интрузивов (без признаков гибридизма). Можно предположить такую же диффузию в расплаве и для других летучих компонентов. Эти диффундирующие потоки флюидов аналогичны восходящим сквозьмагматическим потокам, о которых писал ранее Д.С. Коржинский (1952).

Может быть предложено несколько объяснений причин предпочтительной концентрации летучих компонентов в ксенолитах. Возможно, что ксенолиты, оторванные от вмещающих пород, как и последние имеют меньшую температуру, чем вмещающие ксенолиты расплав и в этом случае летучие должны стремиться войти в кс-

3945

нолит. В малых по массе ксенолитах температура несомненно быстро сравнивается с температурой окружающего гранитоида. В то же время наблюдения показывают, что превращение роговой обманки в биотит не является быстрым процессом и существуют многочисленные законсервированные в ксенолитах случаи различных стадий замещения амфибола биотитом. Об этом же говорит и наличие в ксенолитах зерен и агрегатов зерен пироксена, незамещенных гидроксилсодержащими минералами.

Более вероятной причиной, однако, может быть другая. Известно, что во вторую стадию преобразования ксенолита, порода последнего начинает ощелачиваться. Пироксен и амфибол замещаются биотитом, первичный плагиоклаз становится более кислым, часто появляется калишпат. На первых порах эти изменения происходят без нарушения границ и формы ксенолита, а слагающие его минералы часто преобразуются в псевдоморфозы. Такие изменения могут обеспечиваться действием не силикатного расплава, а флюидной его составной частью. Для сиенитовых агпаитовых магм Л.Н. Когарко (1971) показала эффект уменьшения активности летучих при увеличении щелочности расплава, обуславливающий совместную миграцию щелочей и летучих. Благодаря этому эффекту в ксенолиты в гранитоидных магмах на ранних стадиях их переработки привносятся щелочи и летучие. Фиксация фосфора определяется балансом Са при деанортизации плагиоклаза в ксенолитах. Для фтора основным фактором является выравнивание концентраций его в минералах-носителях ксенолита и гибридной магмы.

Третья стадия преобразования ксенолитов- их механическая дезинтеграция. В эту стадию в ксенолиты по прожилкам проникает силикатный расплав, ксенолит распадается и его минеральные фазы, в подавляющей массе своей уже равновесные с расплавом гибридного гранитоида, перемешиваются с последним.

Таким образом, летучие компоненты играют при гибридизме роль преобразователей поглощенного вещества, а не только роль транспортеров. За исключением CO_2 все они входят в решетку новообразованных минералов гибридных гранитоидов. Они же привносят в коренолиты значительные массы редких элементов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Дембо Т.М., 1956. Явления анатексиса, гибридизма и ассимиляции в каледонской гранодиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Алатау. Сов. геология, вып. 51, 92-112.

Заварицкий А.Н. 1958. Избранные труды. Изд-во АН СССР, М, т.П, 615-634.

Исамухамедов И.М. 1953. Петрология нуратинского батолита. Изд АН Узб.ССР. Ташкент, 293-345.

Когарко Л.Н. 1971. Магматические равновесия в природных системах повышенной щелочности. В сборнике "Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород", отв. ред. А.И. Тугаринов. Изд-во "Наука", М.с. 123-131.

Коптев-Дворников В.С. 1953. Явления гибридизации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 148, 112-155.

Коржинский Д.С. 1952. Гранитизация как магматическое магматическое замещение. Изд-во АН СССР, серия геол. №2. 56-70.

Негрей Е.В. 1970. Поведение фтора в вертикальных разрезах и фазах гранитного интрузива Раумид /Юго-Западный Памир/. "Авторефераты сотр дников ИГЕМ". 68-81.

Nockolds S.R. 1933. Some teoretical aspects of contamination in acid magmas. G. geol. 41, N 6, 561-589.

5945

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ

А.И. ГИНЗБУРГ, Л.Г. ФЕЛЬДМАН

Всесоюзный Институт Минерального сырья, Москва

Проблема генезиса гранитных пегматитов и связанного с ними оруденения принадлежит к числу наиболее дискуссионных проблем геохимии и петрологии. Пегматиты всегда рассматривались как уникальные образования, не имеющие в природе геохимических аналогов. Между тем, А.Е. Ферсман еще в 1931-1932 гг. впервые обратил внимание на существование особого типа гранитов, многими своими особенностями сближающихся с пегматитами. Однако систематическое изучение этих гранитов началось лишь почти 30 лет спустя. Ныне подобные образования известны под названиями "редкометальные граниты", или "апограниты" (Беус и др., 1962). Они представляют собой небольшие, трещинного типа, интрузивные купола, сложенные лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, содержащими минералы редких элементов - литиевые слюды, танталониобаты, касситерит и др. Эти граниты составляют четко очерченную группу, распадающуюся на несколько типов, которые различаются по своей щелочности и минеральному составу. Для всех типов редкометальных гранитов существуют определенные минералого-геохимические аналоги среди гранитных пегматитов.

Устанавливается, что редкометальные граниты пользуются широким распространением в различных районах Земного шара (Апельцин Ф.Р., Фельдман Л.Г., 1958; Беус и др., 1962; Фельдман Л.Г. и др., 1967; Aubert , 1969; и мн.др.).

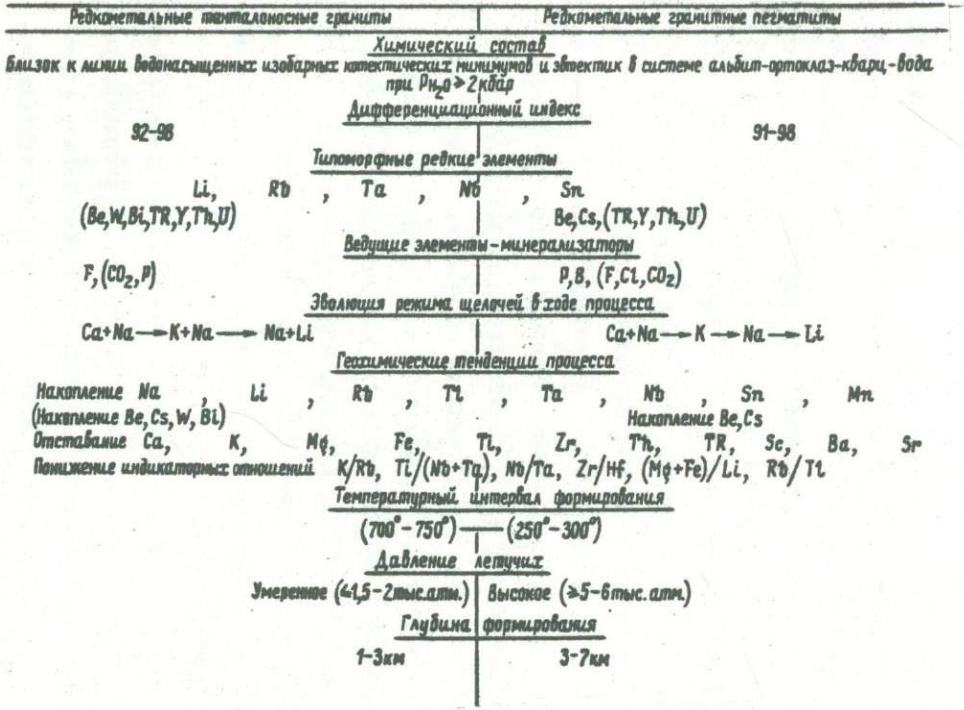
Как показывает анализ фактического материала, в схематическом виде суммированного на рис. I, между редкометальными

гранитами и пегматитами существует глубокое геохимическое сходство, выражающееся в близости их валового состава, общности большинства типоморфных элементов, единой направленности процессов постмагматического изменения (в частности, аналогичной эволюции режима щелочей в ходе процесса), близости температурного диапазона их формирования.

Геохимическая направленность процессов образования редкометальных гранитов и пегматитов выражается в закономерном накоплении или отставании к концу процесса одних и тех же элементов, а также в одинаково направленном изменении важнейших индикаторных отношений элементов. Особенно показательно, что величина $R = K/Rb$ для редкометальных гранитов составляет порядка < 100, такое же соотношение характерно и для пегматитового процесса (*Shaw*, 1968). Примерно одинаковы в редкометальных гранитах и пегматитах также соотношения $Nb:Ta$, $Ti:(Nb+Ta)$, $Zr:Hf$, $Rb:Tl$ и др.

Следует подчеркнуть, что все элементы, концентрирующиеся в процессе формирования редкометальных гранитов и пегматитов, относятся к числу элементов, для которых установлена тенденция к накоплению в ходе нормальной магматической дифференциации гранитных интрузивных комплексов. Редкометальные граниты, как и пегматиты, тесно связаны с этими комплексами, являясь их конечными дифференциатами. В связи с гранитами габброидного ряда редкометальные граниты и пегматиты не встречаются. Представляется в связи с этим правомерным интерпретировать геохимическую направленность процессов формирования редкометальных гранитов и пегматитов как дальнейшее развитие и завершение геохимических тенденций, присущих нормальному ряду дифференциации палингенной гранитной магмы.

Необходимо указать на существование определенной вертикальной зональности массивов редкометальных гранитов, выяв-

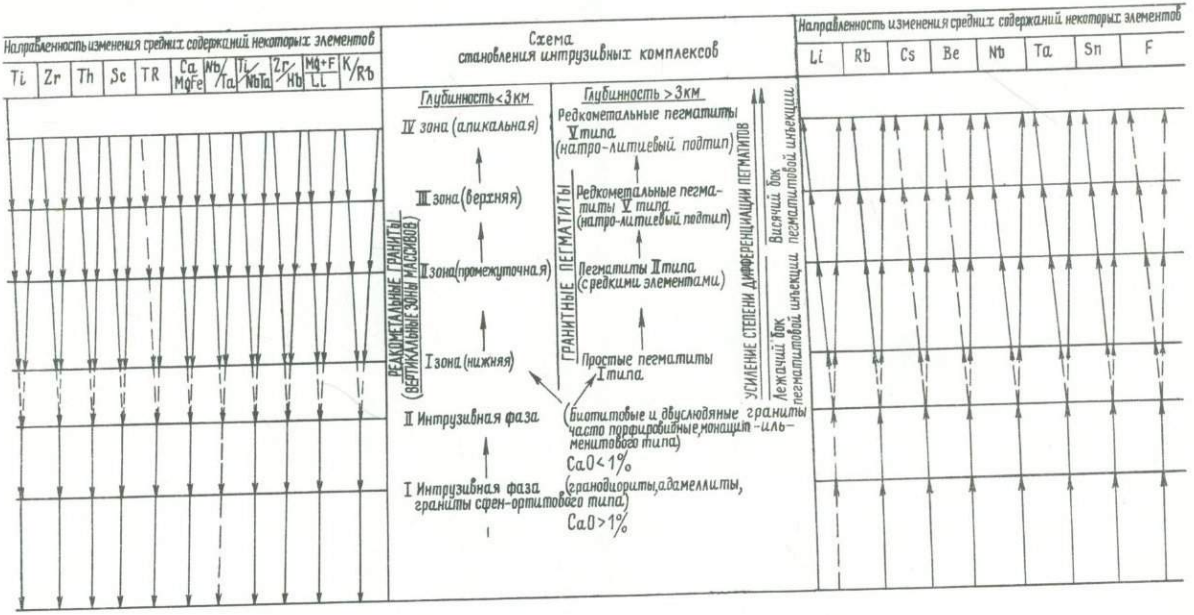


I. Сравнительная геохимическая характеристика редкометальных гранитов и пегматитов.

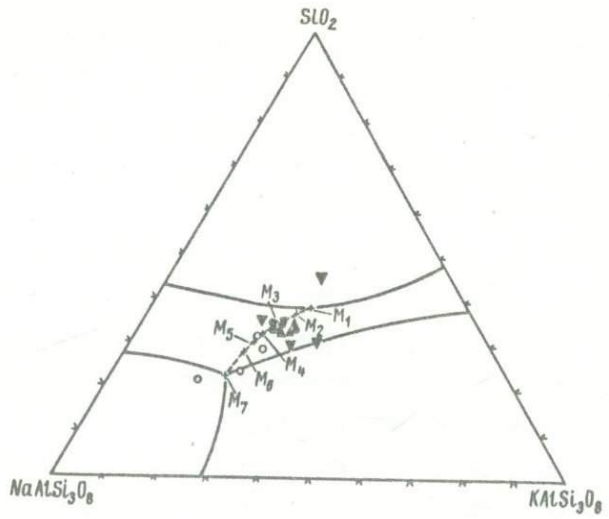
ляемой при изучении кернов глубоких структурных скважин и естественных врезов рельефа в горных районах, где такие массивы вскрыты на глубину порядка I-I,5 км и более (рис.2).

Состав редкометальных гранитов нижних зон (в пересчете на виртуальный минеральный состав) тяготеет к линии изобарных котектических минимумов в эвтектик в системе ортоклаз-альбит-кварц-вода (Luth et al , 1964; Tuttle, Bowen, 1958) (рис.3). Проекции составов гранитов последовательных вертикальных зон массивов охватывает отрезок этой линии котектических минимумов, соответствующий значениям $P_{H_2O} \geqslant 2$ кбар, причем состав каждой следующей более высокой зоны смещается относительно состава гранитов нижележащей зоны в направлении, отвечающем повышению давления водной фазы, т.е. понижению температуры кристаллизации. Такое расположение фигуративных точек на диаграмме свидетельствует о том, что увеличение содержания Na (альбитового компонента) в гранитах по мере подъема от нижних зон массивов к апикальным строго координируется с соответствующим изменением содержания калиевого полевого шпата и кварца, т.е. развитие альбитизации не сопровождалось сколько-нибудь значительным привносом вещества, и протекало автометасоматическим путем.

Из этой же диаграммы следует, что редкометальные граниты кристаллизовались в условиях сосуществования расплава, водной фазы, и при наличии значительного вертикального температурного градиента, что должно привести к развитию дифференциальной диффузии петрогенных компонентов. Учитывая состав водной фазы, сосуществующей с гранитом, и влияние добавок фторидных соединений на растворимость силикатных компонентов в водной фазе, легко объяснить развитие автометасоматических явлений в гранитах как следствие перераспре-



2. Схема геохимической эволюции дифференцированных гранитоидных комплексов и вертикальной геохимической зональности массивов редкометальных гранитов и пегматитовых инъекций.



3. Положение составов пород различных вертикальных зон массивов редкометальных гранитов на диаграмме системы ортоклаз-альбит-кварц- вода.

+М-Котектические минимумы и эвтектические точки в системе альбит-ортоклаз-кварц при разных давлениях воды (по Люсу, Джансу и Таттлу, 1964 г.)

M_1-минимум при 0.5кб M_5-эвтектика при 4кб
M_1 —·—·— при 1 кб M_6 —·—·— при 5кб
M_2 —·—·— при 2 кб M_7 —·—·— при 10кб
M_4 —·—·— при 3 кб

Верхние зоны массивов
Промежуточные зоны массивов
Нижние зоны массивов

деления компонентов между водной и кристаллическими фазами без привноса вещества извне. Протекание этих явлений на фоне существования вертикального температурного градиента объясняет наблюдаемую закономерность пространственного размещения различных минеральных новообразований, связанных с развитием автометасоматических явлений.

Следует указать, что и составы гранитных пегматитов также тяготеют на этой диаграмме к линии изобарных минимумов и эвтектик, охватывая ее отрезок, соответствующий $\geqslant$ 2 кбара, т.е. перекрываются полем составов редкометальных гранитов апикальных зон массивов.

Из анализа той же диаграммы вытекает, что верхние зоны массивов формировались позже нижних, т.е. что фронт кристаллизации, после образования зоны закалки-корки, по крайней мере, в верхних частях массивов, перемещался снизу вверх. Отсюда следует, что вертикальная геохимическая зональность массивов редкометальных гранитов вцалом отражает геохимическую направленность процесса их формирования.

Действительно, как показано на рис. 2, от нижних зон массивов гранитов к верхним (не считая мелкозернистых гранитов закалочной коры) возрастает содержание в гранитах лития, рубидия, тантала, ниобия, олова, в меньшей степени бериллия, цезия, и убывает содержание титана, циркония, тория, скандия, кальция , магния и железа, причем обе эти тенденции служат непосредственным продолжением направленности процесса накопления и убывания этих же элементов от I ко II интрузивной фазе.

Хотя средние содержания редких элементов в породах различных вертикальных зон редкометальных гранитов и колеблются для разных массивов, по отношению к ряду элементов можно оценить пределы их изменения (табл. I). Во всех случаях

граниты самой нижней зоны (1) по особенностям своего состава и содержанию редких элементов практически не отличаются от гранитов П интрузивной фазы.

Мощность вертикальных зон прогрессивно уменьшается снизу вверх; так , мощность I зоны измеряется километрами, П зоны - сотнями метров, Ш зоны - 100-200 м, IУ зоны - порядка 30-100 м.

По составу и парагенезису акцессорных минералов существует известная аналогия между простыми пегматитами (I тип А.Е. Ферсмана) и I нижней зоной гранитных массивов, так же как между пегматитами П типа по А.Е. Ферсману и промежуточной зоной, а натро-литиевые пегматиты можно в известной степени сопоставлять с IУ апикальной зоной редкометальных гранитов. Однако степень концентрации редких элементов в пегматитах обычно бывает значительно выше, чем в апикальных зонах гранитов. Это особенно касается лития, цезия, тантала, бериллия. Указанное обстоятельство отражает одно из принципиальных различий между редкометальными гранитами и пегматитами: в малых объемах пегматитовых тел могут достигаться значительно более высокие концентрации редких элементов, чем в апикальных зонах массивов редкометальных гранитов. С этим связано и появление в пегматитах ряда специфических минералов (сподумен, петалит, поллуцит и др.), не встреченных в редкометальных гранитах.

На минеральный состав гранитов и пегматитов оказывает также существенное влияние различная активность ведущих летучих элементов - минерализаторов, выполняющих роль транспортных агентов, удерживающих в растворе и переносящих редкие элементы. В пегматитах роль ведущих минерализаторов играют вода, отчасти бор, активность же фтора повышается лишь на поздних стадиях процесса. В редкометальных гранитах

3945

фтор является основным и практически единственным минерализатором, определяющим всю геохимическую обстановку минералообразования. В этой связи рудные элементы, которые в остаточных растворах пегматитов присутствуют преимущественно в форме оксо- и гидроксокомплексов, в редкометальных гранитах проявляют склонность к образованию фторидных и оксофторидных комплексов. Резко выраженная фторидная специализация характерна для всех типов редкометальных гранитов. Анализ распределения фтора в слюдах по вертикальному разрезу гранитов указывает на прогрессивное повышение активности фтора в направлении к апикальным зонам массивов. Об этом же соответствует широкое распространение там топаза, реже флюорита, амблигонита, микролита и др. фторсодержащих минералов. Элементы, способные к образованию легко летучих соединений со фтором (Be, B, Cs) в пегматитах обычно накапливаются, а в редкометальных гранитах в значительной степени выносятся в породы кровли, иногда образуя в экзоконтактах массивов значительные скопления.

Как известно, пегматитовые поля характеризуются определенной вертикальной и горизонтальной зональностью, при этом по мере удаления от материнских массивов содержание в них редких элементов резко увеличивается. Формирование таких полей или инъекций и представляет собой в геохимическом отношении эквивалент становления массивов редкометальных гранитов с их характерной вертикальной зональностью. Различие между ними заключается в том, что фракционная кристаллизация малых объемов остаточных расплавов в условиях сравнительно низкой активности фтора приводит к прогрессивному накоплению редких элементов и летучих в центральных частях пегматитовых тел с образованием ряда специфических минералов и нередко возникновением типичной внутренней зональности.

Таблица I.

Средние содержания редких элементов в различных зонах массивов редкометальных гранитов (в г/т)

Вертикальные зоны	Li	Rb	Cs	Ta	Sn	Be	K/Rb	Nb/Ta	Zr/Hf
I. Нижняя зона	40-50	350-360	5-8	4-5	3-4	5-6	100-110	10-15	25
II. Промежуточная зона	70-200	500-800	15-25	7-12	6-30	6,5-7,5			
III. Верхняя зона	300-500	1000-1300	20-30	15-20	100-150	7-8			
IV. Апикальная зона	500-600	1400-1600	20-30	100-150	300-400	6-8	15-25	2,5:1 до 1:2,5	5-7

Различие между редкометальными гранитами и пегматитами заключается также в том, что с первыми генетически связаны гидротермальные образования, несущие оловянно-вольфрамовое оруденение кварцево-жильной и грейзеновой формаций. Пучки таких жил уходят своими корнями обычно с апикальные зоны массивов редкометальных гранитов, располагаясь среди пород кровли и удаляясь от материнских гранитов на 0,5-1,5 км. В то же время для пегматитов связь с гидротермальными жилами не характерна (Гинзбург, Горжевский, 1957).

Учитывая влияние добавочных минерализаторов и щелочей на составы сосуществующего водонасыщенного щелочного алюмосиликатного расплава и равновесной с ним водной фазы (Wyllie, Tuttle, 1961, 1964; Burnham , 1967) надо полагать, что в условиях, характеризующих процесс кристаллизации апикальных участков массивов редкометальных гранитов (повышенные концентрации натрия и лития, высокая активность фтора, высокое давление водной фазы, и как результирующий эффект - пониженная температура солидуса и растянуты температурный интервал) происходит сближение составов расплавов, заполняющих верхние участки магматических камер, и гидротермальных растворов, чем и определяется возможность переходов от редкометальных гранитов к гидротермальным рудным образованиям (Гинзбург, 1967).

Естественно поставить вопрос о причинах, обусловливающих две столь различные формы реализации, по-существу, единого геохимического процесса, приводящего к образованию в одних случаях редкометальных гранитов, в других пегматитов. Наиболее отчетливым различием между ними является глубина их формирования. Если для редкометальных пегматитов устанавливается глубинность более 3-3,5 км (Гинзбург, Родионов,

1960), то редкометальные граниты формируются на глубине 1,5-2 км. Этим, по-видимому, и определяется различный режим кристаллизации редкометальных гранитов и пегматитов. С гипабиссальным характером редкометальных гранитов непосредственно связана и их фторидная специализация (Валах, 1968), в свою очередь определяющая ряд особенностей формирования этих пород и многие их отличия от пегматитов. Этот же фактор обусловливает тесную связь редкометальных гранитов с гидротермальными жилами и зонами грейзенизации.

Таким образом, редкометальные граниты и пегматиты можно рассматривать как две ветви развития остаточных продуктов дифференциации гранитных магм, имеющих анхиэвтектический состав и обогащенных летучими, но формирующихся в различных условиях глубинности.

Предполагаемое большинством исследователей для материнской гранитной магмы тех интрузивных комплексов, с которыми связаны редкометальные граниты и пегматиты, палингенное происхождение указывает на процессы мобилизации вещества земной коры при ее плавлении и последующие процессы магматической дифференциации, как на наиболее вероятный механизм накопления редких элементов в гранитах и пегматитах.

Л И Т Е Р А Т У Р А

I. Апельцин Ф.Р., Фельдман Л.Г. Колумбитоносные граниты. "Геология месторождений редких элементов", вып.2,Госгеолтехиздат, I958.

2. Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Из-во АН СССР, I962.

3. Валах Р. Геохимические особенности распределения фтора и воды в изверженных породах земной коры. Геохимия, №2, I962.

4. Гинзбург А.И., Горжевский Д.И. К вопросу о взаимосвязи редкометальных пегматитов и некоторых типов рудных жил. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, I957.

5. Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. Геол. рудн. м-ний, № I, I960.

6. Гинзбург А.И. Некоторые проблемы образования эндогенных редкометальных месторождений. Геол. рудн. м-ний, № 5, I967.

7. Заварицкий А.Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Зап. Всес. минерал. об-ва, вып. I, I947.

8. Фельдман Л.Г., Бугаец А.Н., Матис В.В., Нарсеев В.А., Ставров О.Д., Тимофеев И.Н. Амазонитизация гранитов в связи с проблемой их рудоносности. Геол. м-ний редких элементов, вып. 3I "Недра", I967.

9. Ферсман А.Е. Пегматиты Т.I. Изд. 3, Изд. АН СССР, I940.

9. Aubert G. Les coupoles granitiques de Montebras et d'Echassières (Massif Central Français) et la genèse de leurs minéralisations en étain, lithium, tungstène et beryllium. Mém. BRGM, N 46, 1969.

10. Burnham C.W. Hydrothermal fluids at the magmatic stage. "Geochemistry of hydrothermal ore deposits". N.Y., 1967.

11. Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F. The granite system of pressures of 4 to 10 kilobars. J.Geophys. Res., v.69, N 4, 1964.

12. Shaw D.M. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. Geochim. Cosmochim. acta, v. 32, N 6, 1968.

13. Tuttle O.F., Bowen N.L. Origine of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - SiO_2 - H_2O. Geol. Soc. Amer. Mem., N 74, 1958.

14. Wyllie P.J., Tuttle O.F. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part. II. Amer. Journ. Sci., v. 259, N 2, 1961.

15. Wyllie P.J., Tuttle O.F. Jbidem. Part. III. Amer.Jour. Sci., v. 262, N 7, 1964.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА.

М.И. КУЗЬМИН

Институт геохимии Сибирского отделения Академии наук СССР

Иркутск, СССР.

На стыке Сибирской и Китайско-Корейской древних платформ в мезозойское время происходило интенсивное проявление своеобразных глыбово-складчатых движений земной коры и внедрение большой массы гранитоидов. Эта область получила название Монголо-Охотского пояса (Нагибина, 1963). Граниты, образование которых не обнаруживает связи с геосинклинальными системами, многими исследователями рассматриваются как внегеосинклинальные. Именно с внегеосинклинальными гранитами в Монголо-Охотском поясе связано подавляющее большинство рудных полезных ископаемых. Западная граница развития внегеосинклинального магматизма пояса проходит примерно по середине территории Монголии, начиная от бассейна реки Селенги на севере до южной границы страны.

Геохимические исследования гранитоидов проводились нами в Восточной Монголии и Восточном Забайкалье и в незначительной степени в Западном Забайкалье. В этих районах среди мезозойских гранитоидов выделено большое количество разнообразных интрузивных комплексов (Тихомиров и др., 1964, Хасин, Борзаковский, 1968, Комаров, 1970). Основными критериями выделения интрузивных комплексов служил возраст. Данные по Восточной Монголии показали, что граниты неразличимые по минеральному, химическому составу, распределению редких элементов, наличию или отсутствию оруденения могут иметь разный возраст. Гранитоиды же, относимые к разновозрастным интрузивным комплексам могут иметь одинаковый возраст и сходную геохимическую

специфику (Брандт и др., 1969, Коваленко и др., 1971). Наши возрастные исследования гранитоидов Монголии показали, что мезозойское время характеризуется двумя возрастными циклами пород - триасово-нижнеюрским и верхнеюрским. Составы гранитоидов каждого возрастного цикла идентичны и сопоставимы с гранитоидами Забайкалья (Коваленко и др., 1971). Сопоставимость гранитоидов по их петрографическим и геохимическим свойствам на больших территориях Монголии и Забайкалья позволила нам выделение единых геохимических типов гранитов в пределах западного окончания Монголо-Охотского пояса (Кузьмин и др., 1968). Геохимический тип гранитов объединяет породы близкие по химическому и минеральному составу, структурам, распределению и характеру эволюции редких и петрогенных элементов. Необходимым условием каждого геохимического типа является его пространственная автономность, т.е. возможность образования самостоятельных массивов вне связи с гранитами других типов. Вполне понятно, что для выделения одних геохимических типов достаточно петрографических данных, в то время как другие могут быть выделены только на основании детальных геохимических исследований.

Нами выделяются следующие геохимические типы гранитоидов: 1) габбро-диоритовый, 2) гранодиорит-гранитный, 3) стандартных гранитов, 4) литий-фтористых гранитов и 5) щелочных (аглитовых) гранитов и связанных с ними щелочных пород. Несмотря на то, что гранитоиды каждого типа на территории Монголии могут быть различного возраста, в каждом возрастном цикле установлен относительный возраст геохимических типов в той последовательности в которой они перечислены (Коваленко и др., 1971).

По химическому составу гранитоиды всех типов несколько различаются, что дает возможность на диаграмме А.Н. Заварицкого наметить поля составов каждого геохимического типа (рис.I). Главным петрохимическим признаком щелочных гранитов является высокий коэффициент агпаитности. Рассмотрим каждый геохимический тип гранитов.

Габбро-диориты слагают, как правило, небольшие массивы площадью до 50 км^2, залегающие дискордантно по отношению к структурам вмещающих пород. Наиболее распространенными породами среди них являются кварцсодержащие диориты. Породы данного типа пользуются широким распространением на севере МНР в пределах Хентейского поднятия, междуречье Орхон-Селенги и на северо-востоке страны. В Восточном Забайкалье к этому типу относятся породы акатуевского (Захаров, 1970) и ранних фаз шахтаминского комплексов, а в Западном Забайкалье бичурского комплекса (Комаров, 1970). Содержания большинства редких элементов (табл.) в породах этого типа близки к кларковым для средних пород по А.П. Виноградову. Исключение составляют концентрации бария и стронция, которые значительно превышают кларковые, что приводит к очень незначительной величине Rb/Sr отношения.

Гранитоиды гранодиорит-гранитного типа слагают крупные интрузивные тела батолитообразного типа, пользующиеся наиболее широким распространением в Хентен и Даурском своде, а также мелкие интрузивные тела (штоки, пластовые залежи и т.п.), приуроченные к разрывным нарушениям. В Монголии породы этого типа также как и габбро-диориты наиболее широко развиты на севере страны. В Забайкалье этот тип гранитов представлен шахтаминским, амуджикано-сретенским, асинским, кыринским и кудунским интрузивными комплексами. Для данного типа характерны

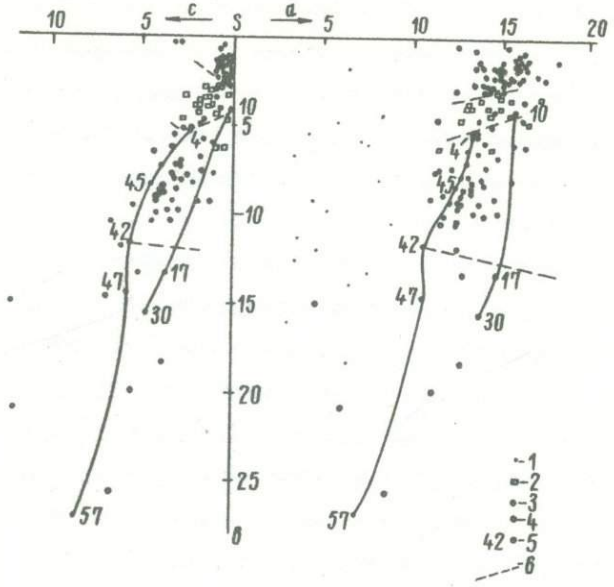


Рис. I. Петрохимическая диаграмма составов мезозойских гранитоидов Монголии.
I-литий-фтористые граниты, 2-граниты стандартного типа, 3-гранитоиды гранодиорит-гранитного типа, 4-гранитоиды габбро-диоритового типа, 5-средние составы пород по Р. Дали (4-гранит всех периодов, I0-щелочной гранит, I7-сиенит, 30-монцонит, 42-кварцевый диорит, 45-гранодиорит, 47-диорит, 57-габбро), 6-линии разделяющие поля составов пород разных геохимических типов.

равномернозернистые и гигантопорфировидные разности. Структура последних обусловлена крупными выделениями калиевых полевых шпатов. Петрохимические и геохимические свойства обоих разновидностей идентичны. Следует отметить что гранитоиды этого типа в Восточном Забайкалье характеризуются высокой петрохимической магнезиальностью (ni > 40-45). Содержания редких элементов в породе данного типа близко к кларковым для гранитов. Однако, содержания рубидия в них несколько ниже, а бария и стронция выше среднего содержания в гранитах. Пространственно с габбро-диоритами и гранодиорит-гранитами в Восточном Забайкалье ассоциируют золотые, полиметаллические и молибденовые месторождения, однако генетическая связь этих месторождений с гранитоидами пока не установлена.

С остальными типами гранитов устанавливается генетическая связь разнообразной редкометальной минерализации (W, Sn, Li, Ta, Nb, Zr и т.д.) и они выделяются в качестве редкометальных гранитоидов (Коваленко и др., 1971). К гранитоидам стандартного типа мы относим лейкократовые биотитовые граниты (рис. 1). Выделяются как равномернозернистые, так и гигантопорфировидные разности. Последние слагают или самостоятельные интрузивные тела, или являются ранними фазами многофазных массивов. Породы поздних фаз, как правило, сложены двуслюдяными, гранатсодержащими, а в некоторых случаях и турмалинсодержащими гранитами. Наиболее распространены равномернозернистые граниты с акцессорными сфеном, ортитом, апатитом и цирконом. Содержания редких элементов в этих гранитах близко к кларковым, а концентрации рубидия всегда несколько повышенные (табл.). В отдельных массивах отмечаются также повышенные содержания лития, бериллия и бора.

Эти граниты в Монголии распространены повсеместно в пределах развития мезозойского магматизма. Они пользуются также

широким распространением и в Забайкалье. Именно к этому типу относятся граниты гуджирского, а также ряд массивов кукульбейского и харалгинского комплексов. В генетической связи с этими гранитами наблюдаются многочисленные грейзеновые и кварцево-жильные вольфрамовые, оловянные и оловополиметаллические месторождения.

Граниты литий-фтористого типа представлены, как правило, аляскитами. Они образуют мелкие штокообразные тела, внедрение которых связано с разрывными нарушениями. Для некоторых массивов характерны куполовидные структуры, что является благоприятным для развития процессов эманационной дифференциации. В этих куполовидных выступах формируются танталоносные амазонит-альбитовые и альбит-лепидолитовые граниты (Коваленко и др., 1971). Аляскиты с биотитом и акцессорными сфеном, топазом, монацитом и цирконом являются наиболее распространенными породами этого типа. В этих аляскитах присутствует два полевых шпата и они характеризуются резко повышенными содержаниями фтора, лития, а также рубидия, таллия, олова и бериллия (табл.), содержания которых еще более увеличиваются в поздних амазонит-альбитовых и альбит-лепидолитовых гранитах. Содержания же бария и стронция в литий-фтористых гранитах почти на порядок ниже средних содержаний для гранитов.

Полной противоположностью двушпатовых аляскитов по характеру распределения редких элементов являются моношпатовые разности литийфтористых гранитов. В них содержания рубидия, лития, фтора, бериллия, олова и т.д. на уровне или даже ниже кларковых. С двушпатовыми гранитами их объединяет в первую очередь низкие содержания бария и стронция, аляскитовидный состав и способность, хоть и в редких случаях, давать литий-фтористую минерализацию в виде топаза и циннвальдита в

поздних образованиях. В генетической связи с двуслюдяными литий-фтористыми гранитами находятся рудопроявления тантала, лития, а также цвиттеровые и кварцево-жильные оловянные и вольфрамовые месторождения (Коваленко и др., 1971).

Тип щелочных гранитов и связанных с ними щелочных пород получил наиболее широкое развитие в центральной части Восточной Монголии, где эти породы ассоциируют с мезозойскими вулканитами. Иногда удается доказать комагматичность этих гранитоидов с кислыми эффузивами (Коваленко и др., 1971). В Западном Забайкалье эти породы получили также широкое развитие и выделяются в виде малокуналейского интрузивного комплекса. Кроме того на юге Монголии выделяется целый пояс щелочных пород, получивший название Южногобийского пояса (Коваленко и др., 1971). Форма массивов гранитоидов этого типа часто близка к пластинообразной и массивы приурочены к межформационным поверхностям между породами разных структурных этажей. В Южномонгольском поясе для некоторых массивов устанавливаются куполовидные формы.

Породы главных фаз большинства массивов щелочных гранитоидов представлены монослюдяными рибекитовыми гранитами. Выделяются две большие группы пород этого типа. К первой группе отнесены граниты с составом амфибола от рибекита до амфиболов типа кальциевых рибекитов, катафоритов и гастингситов. Для этих пород характерны постепенные переходы в граносиениты и кварцевые сиениты, с биотитом, а также в амфибол-биотитовые монослюдяные граниты. Породы жильной серии в них представлены гранофирами и различными порфировыми разностями щелочных гранитов. Средние содержания элементов примесей в гранитоидах разных главных фаз близки к кларковым для гранитов, а содержания бария и стронция, как и в литий-фтористых грани-

тах, на порядок ниже кларковых. В породах жильной серии не наблюдается значительного накопления содержаний редких элементов. Щелочные граниты этой группы распространены в Центрально-Монгольской полосе и в Западном Забайкалье.

В Южно-Гобийском поясе щелочных пород распространены представители второй группы, для которых характерны малокальциевые амфиболы рибекит-арфведсонитовой изоморфной серии. Среди жильных пород в этих гранитах имеются обогащенные темноцветными и редкометальными минералами альбитсодержащие двушпатовые пегматиты, экериты и грорудиты. Если средние содержания редких элементов в породах главных фаз массивов обоих групп не различимы, то в поздних экеритах и грорудитах наблюдается рост концентраций редких щелочей в 5-10 раз. Соответственно в них резко увеличиваются содержания редких земель, ниобия и тория. Именно с этими гранитами в ряде массивов Южногобийского пояса открыта в последнее время комплексная редкоземельно-ниобий-циркониевая минерализация (Коваленко и др., 1971_2).

Заканчивая характеристику мезозойских гранитоидов Монголии и Забайкалья отметим, что наиболее контрастным геохимическим критерием разделения гранитоидов на геохимические типы является величина Rb/Sr отношения. На обратную зависимость между содержаниями рубидия и стронция в серии дацит-трахит-риолит указывал C.E.Hedge (1966). Аналогичная картина наблюдается и при развитии каждого цикла внегеосинклинального магматизма. Противоположная история этих элементов при образовании и становлении кислых пород и обуславливает удобство их отношений в целях идентификации гранитоидов. Учитывая важную роль лития и фтора в образовании и дифференциации гранитов литий-фтористого типа, нами была исследована зависимость концентраций лития от величины Rb/Sr отноше-

ния (рис. 2). Кроме различия в величине Rb/Sr отношения в гранитоидах главных фаз стандартного и литий-фтористого типа эти граниты различаются и по характеру изменения концентраций лития в породах поздних фаз. В поздних породах многофазных массивов стандартных гранитов содержания лития падают, а в литий-фтористых - увеличиваются.

Таким образом, существуют объективные петрографические, петрохимические и геохимические критерии для выделения единых геохимических типов гранитоидов на больших территориях развития внегеосинклинального магматизма. Это предопределяет возможность составления карт распространения геохимических типов гранитов. Преимуществом таких карт является возможность применения единых принципов для гранитоидов распространенных на значительных территория. Нами была составлена карта геохимических типов мезозойских гранитов Монголии (рис. 3). Анализ карты дает возможность наметить естественные ассоциации геохимических типов гранитов в различных районах Монголии. Намечается четыре пространственные ассоциации геохимических типов гранитов. I. Ассоциация включающая габбро-диориты, гранодиорит-граниты и стандартные граниты при количественном преобладании гранитоидов гранодиорит-гранитного типа. Эта ассоциация четко выдерживается в междуречье Орхон-Селенги.

2. Ассоциация габбро-диоритов, гранодиорит-гранитов, стандартных гранитов и литий-фтористых гранитов с количественным преобладанием гранитоидов гранодиорит-гранитного и стандартного типов. Эта ассоциация пород развита в пределах Хэнтейского нагорья с его обрамлением и на северо-востоке МНР. Учитывая, что в южном обрамлении Хэнтейского нагорья проявлены, главным образом, массивы стандартных и литий-фтористых гранитов, можно увидеть сходство с этим районом гранитоидов

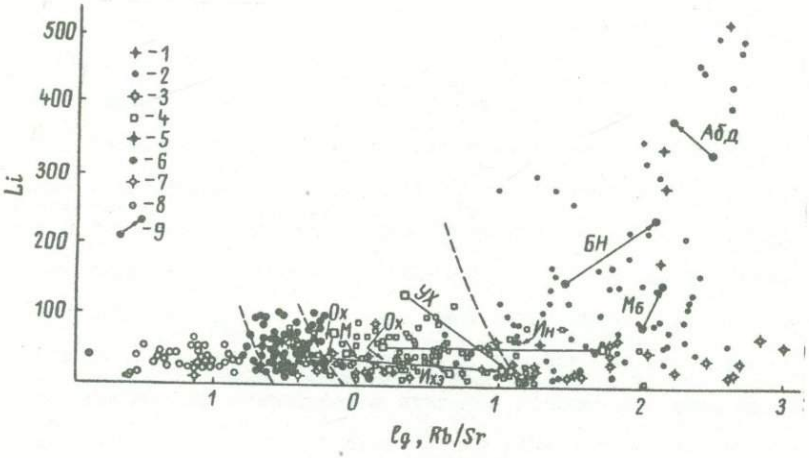


Рис. 2. Диаграмма зависимости между содержанием лития и логарифмом рубидий-стронциевого отношения в гранитоидах различных геохимических типов.
Литий-фтористый тип: 1-жильные образования, 2-породы главных интрузивных фаз; стандартный тип: 3-жильные образования, 4-породы главных интрузивных фаз; гранодиорит-гранитный тип: 5-жильные образования, 6-породы главных интрузивных фаз; габбро-диоритовый тип: 7-жильные образования, 8-породы главных интрузивных фаз, 9-линии эволюции содержания элемента при становлении модельных массивов гранитоидов (АБД-Абдарский, БН-Бага-Газрынский, МБ-Барун-Цогто, УХ-Хуху-Ула, ИН Их-Наротин-Хидский, ОХ-Онгон-Хайрханский, М-Модотинский, ИХ-Их-Хайрханский).

5945

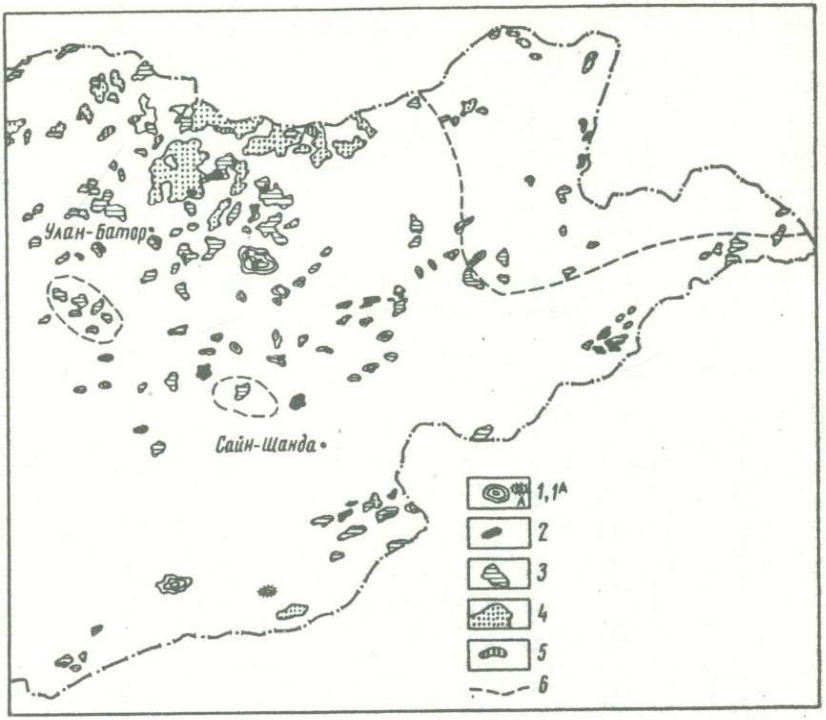


Рис.3. Схема пространственного размещения геохимических типов мезозойских гранитоидов. (Составили Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Владыкин Н.В.)
Условные обозначения:
Агпаитовые граниты и щелочные породы:
I) агпаитовые граниты с амфиболом гастингсит-рибекитового состава, граносиениты и кварцевые сиениты.
2) агпаитовые граниты с амфиболом рибекит-арфведсонитового состава 3) нефелиновые сиениты.
Литий-фтористые граниты:
4) моношпатовые аляскиты с биотитом 5) двушпатовые биотитовые аляскиты, в том числе амазонитовые и альбит - лепидолитовые разности.
Стандартные граниты: 7) равномерно-зернистые биотитовые, иногда с мусковитом граниты 8) двуслюдяные и мусковитовые турмалин-содержащие граниты. Гранодиоритгранитный.
9) биотиттовые и амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты: Габбро-диоритовый: IO) габбро, габбро-диориты, диориты. кварцевые диориты. II) гранитоиды неопределенного геохимического типа.

Таблица I

Средние содержания щелочей, фтора (%) и редких элементов (г/т) в гранитоидах главных фаз различных геохимических типов

Геохимический тип	K	Na	Li	Rb	Be	Pb	Sn	Zr	Tl	WO_3	Mo	F	Ba	Sr	K/Rb	Rb/Sr
Габбро-диоритовый	2,I	2,8	22	90	I,6	27	3	60	0,9	-	-	0,08	I500	I200	233	0,08
Грано-диорит-гранитный																
а) резкопорфировидные породы	3,25		70	I45	4,6	30	5,0	39	0,9	-	I,6	0,08	860	440	234	0,37
б) равномернозернистые	3,50		32	I50	3,0	25	2,9	4I	I,I	-	I,I	0,08	830	405	233	0,37
Стандартные равномернозернистые граниты	4,I	2,8	4I	286	5,I	3I	5,0	34	I,I	I,8	I,5	0,I3	697	I6I	I43	I,78
Литий фтористых гранитов																
а) даушпатовые	3,8	3,4	I9I	484	8,I	40	9,0	67	2,I	4,3	I,4	0,30	27	6	79	8,I
б) моношпатовые			24	I95			6,0		0,9			0,04	30	I0		I9,5
Агпаитовых гранитов	3,9	3,2	43	I7I	5,I	23	7,5	72	0,9	I,6	-	0,09	54,5	7,8	228	2I,9

ЛИТЕРАТУРА

Брандт С.Б., Смирнов В.Н., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. - В кн. "Тезисы докладов XУI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций". Изд. "Наука", I969.

Захаров М.Н. - Ежегодник - I969 Сибирского Института геохимии. Иркутск-I970.

Коваленко В.И., Кузьмин М.И. и др. Редкометальные гранитоиды Монголии, Изд. "Наука", М., I97I.

Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Горегляд А.В. - Ежегодник - I970 Сибирского Института геохимии. Иркутск, I97I.

Комаров Ю.В. Мезозойский внегеасинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Автореферат доктор. дисс. Иркутск, I97C .

Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. - В кн. "Проблемы связи тектоники и магматизма". Изд. "Наука", М., I969.

Кузьмин М.И., Коваленко В.И. и др. - В кн. "Ежегодник -I968 Сибирского Института геохимии". Иркутск,I969.

Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд. АН СССР, I963.

Нагибина М.С. - В кн. "Доклады сов. геологов на XXIII сессии МГК. Вулканизм и тектогенез", I968.

Тихомиров Н.И. и др. - В кн. "Интрузивные комплексы Забайкалья". Изд. "Недра" , М., I964.

Хасин Р.А., Борзаковский Ю.А. и др. - В кн. "Доклады сов. геологов на XXIII сессии МГК". Изд. "Наука", I968г.

Hedge C.E. Variations in radiogenic strontium found in colcanic rocks. J. geophys. research, v. 71, N 24, 1966.

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ УСЛОВИЯХ ЗАРОЖДЕНИЯ И СТАНОВЛЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ И МЕТАСОМАТИТОВ

В.И. КОВАЛЕНКО

Институт геохимии Сибирского отделения Академии Наук, Иркутск, СССР

В настоящем сообщении высказываются некоторые общие соображения о генезисе редкометальных гранитов, т.е. гранитов, несущих повышенные, вплоть до рудных, концентрации рубидия, цезия, лития, олова, вольфрама, ниобия, тантала, циркония, гафния, редкоземельных элементов и иттрия (р.з.э.), на основе многолетних исследований их автором в СССР, Монголии, Нигерии (Коваленко, Пополитов, 1970, Tugarinov et al. 1969, Коваленко и др., 1971). Несмотря на разнообразие геохимических типов таких гранитов, которые охарактеризованы в цитированных выше и др. работах, их объединяет ряд общих черт, что свидетельствует о некотором сходстве механизма их происхождения.

Весьма вероятно, что таким объединяющим началом их происхождения является кристаллизация редкометальных гранитов из насыщенного летучими компонентами (фтором, водой с растворимыми в ней силикатами щелочей и т.п.) остаточного магматического расплава, когда кристаллизация минералов осуществляется одновременно из расплава и сосуществующего с ним флюида. Участие расплава при формировании редкометальных гранитов доказывалось нами в ряде публикаций типично "магматическим" характером взаимоотношений гранитов и смещающих их пород, выдержанностью химического состава наиболее поздних (эвтектических, разновидностей гранитов, сравнением с типичными метасоматитами по гранитам, наличием эффузивных и субвулканических аналогов (пантеллеритов, комендитов, натровых риолитов,

онгонитов, топаз-содержащих риолитов и т.п.), близких к редкометальным гранитам даже по распределению редких элементов и т.п. Несомненно, что такая богатая летучими компонентами магма является относительно низкотемпературной (температура солидуса - ниже 600°С), что доказывается как экспериментальными данными по системам с участием F, Li, H_2O и т.п., так и термометрическими исследованиями (Наумов и др., 1971). Для таких расплавов поверхность солидуса, очевидно, должна пересечься с поверхностью субсолидуса щелочных полевых шпатов, в связи с чем из расплава могут кристаллизоваться альбит и калиевый полевой шпат. Это объясняет первую общую черту редкометальных гранитов - наличие в них парагенезиса альбита и калиевого полевого шпата, изменяющих свой состав в соответствии с субсолидусными соотношениями.

Если в насыщенном твердыми фазами расплаве существуют многочисленные пузырьки равновесного с ним флюида, то в силу разной вязкости силикатного расплава и флюида скорость кристаллизации минералов из этих жидких фаз (линейная и скорость зародышеобразования) будет разной. В связи с разной растворимостью различных твердых фаз в равновесных расплаве и флюиде в пределе возможно, что часть минералов практически будет кристаллизоваться из флюида, а другая - из расплава. При этом первые будут образовывать крупные, но редкие кристаллы, а вторые - мелкозернистую массу. Судя по экспериментальному моделированию пегматитов (Jahns, Burnham, 1969, Steart, 1964) такой механизм вполне вероятен. Разные скорости кристаллизации альбита, микроклина и кварца четко фиксируются в онгонитах (рис. 1). Это объясняет вторую общую черту редкометальных гранитов в целом - неравномернозернистые структуры и текстуры их, многочисленные включения мелких кристаллов альбита в крупных кристаллах кварца и

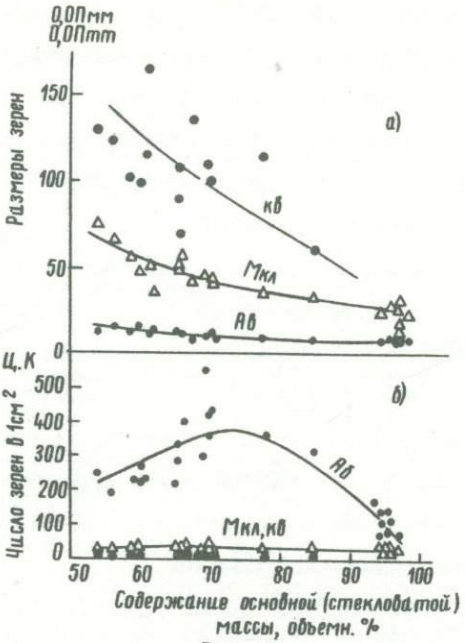


Рис. I

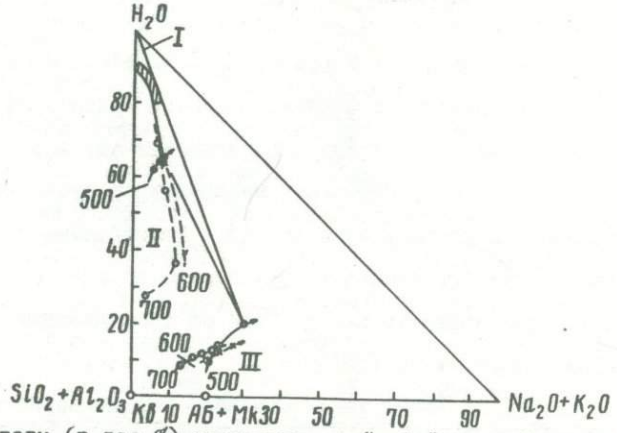


Рис.2. Составы (в вес %) расплава, тяжёлой фазы и флюида при 500, 600 и 700°С в системе " гранит- Na_2SiO_3" (Анфилогов и др.,1972). I- область составов флюида,II- тяжёлой фазы,III- расплава. Заштрихованный участок отвечает изученным составам. Коннодами соединены составы сосуществующих жидких и флюидной фаз при 500°С и I,5 во флюиде.

5945

микроклина, приуроченность первых к стыкам зерен вторых и т. п. Можно представить три случая такой кристаллизации в зависимости от скорости остывания магматических тел данного размера. I). При медленном охлаждении (в абиссальных условиях, например), когда возможно наиболее полное разделение расплава и флюида и раздельная их кристаллизация, образуются глубоко дифференцированные тела пегматитов с вертикальной и горизонтальной зональностью. 2) При более быстром охлаждении (например, в гипабиссальных условиях) полное разделение расплава и флюида бывает затрудненным. В этом случае оказываются сближенными продукты кристаллизации из расплава и из флюида (редкометальные граниты со шлировыми пегматитами). 3) В условиях очень быстрого охлаждения (при образовании эффузивов, субвулканических тел) разделение расплава и флюида проявляется наименее эффективно (образование редкометальных эффузивов, пемз и т.п.).

Формирование редкометальных гранитов на завершающей стадии становления гранитных массивов, низкие величины калий-рубидиевого отношения (ниже I00) и концентраций стронция и бария (ниже I00 г/т), насыщенность летучими компонентами несомненно свидетельствует об их формировании из остаточных гранитных расплавов. Главная общая черта рассматриваемых гранитов, их редкометальный характер, является следствием образования расплава в самом конце длительной дифференциации исходной гранитной магмы с многократным участием равновесия кристаллы-расплав-флюид. Судя по приуроченности редкометальных гранитов к куполовидным апикальным выступам гранитных массивов, механизмом, приводящим к образованию остаточной магмы редкометальных гранитов, является механизм обогащения апикальных частей магматических камер летучими компонентами

(Дэли, Кеннеди, 1957, Хитаров и др., 1967). Реальность такого механизма показана при геохимических исследованиях стекол некоторых вулканических аппаратов (Smith , Bailey 1966). Способ перемещения летучих компонентов в апикальные части магматических камер не достаточно ясен. Автору представляется, что с геологической точки зрения процесс обогащения гранитных магм летучими компонентами связан с процессом "роста куполов" в силу некоторого увеличения объема над магмой (например, за счет приоткрывания трещин и т.п.) и соответственно падения внешнего давления здесь. В таких участках при достижении насыщения летучими вероятно вскипание магмы со вспучиванием ее. Сохранение летучих компонентов в равновесии с расплавом в таких участках приводит к понижению вязкости и температуры солидуса расплава, что при условии более медленного понижения температуры магмы (за счет ее охлаждения) по сравнению с понижением температуры солидуса расплава за счет повышения активности летучих в нем может привести к кристаллизации расплава снизу вверх. Тогда в апикальной части камеры сохраняется наиболее низкотемпературный остаточный и обогащенный летучими и многими редкими элементами расплав. Очевидно, что процесс такой дифференциации должен быть весьма длительным и, возможно, многократным для такого существенного накопления редких элементов, которое отмечается в рассматриваемых гранитах. Накопление редких элементов в остаточном расплаве, по-видимому, происходит в первую очередь за счет эманационного переноса, и в меньшей степени за счет фракционирования ранних кристаллических фракций. Остаточный характер таких расплавов должен привести к кристаллизации гранитоидов из них в условиях относительно закрытой системы, в связи с чем число минералов и число инертных ком-

понентов в ней превышает таковые для обычных гранитов. Это объясняет еще одну общую черту всех редкометальных гранитов, их относительную многоминеральность (появление двух щелочных полевых шпатов, топаза, мусковита и т.п.).

В целом, рассматриваемая гипотеза образования редкометальных гранитов близка к современной пегматитовой (Jahns, Burnham, 1969), являющейся развитием теории пегматитообразования А.Е. Ферсмана (1940) с учетом новейших экспериментальных данных. Однако, существенным дополнением к ней является влияние режима кислотности-щелочности магм (Коржинский, 1960), определяющего как геохимическую специфику редкометальных гранитов, так и различных типов пегматитов. Крайними противоположностями по кислотности-щелочности исходных магм являются агпаитовые и литий-фтористые редкометальные граниты.

Агпаитовые редкометальные граниты

Несомненно, что агпаитовые граниты образуются из подщелоченной гранитной магмы . Д.С. Коржинский (1960), например, подчеркивал, что минеральные парагенезисы щелочных гранитов характеризуются расширенным полем кристаллизации щелочных полевых шпатов по сравнению с обычными гранитами. Это также подтверждается наличием нормативных натровых силикатов и акмита в щелочных гранитах и их эффузивных аналогах, различных цирконосиликатов щелочей, а также эгирина, который по данным (Bailey , 1969) кристаллизуется исключительно из расплава, содержащего избыток натрового силиката. Кристаллизация таких агпаитовых гранитных расплавов приводит к дальнейшему обогащению остаточной жидкости нормативным силикатом натрия с резким понижением температуры солидуса гранитного расплава (Таттл, 1961). Последние экспериментальные данные (Анфилогов

и др., 1972) показали, что кристаллизация гранитной магмы с прогрессивным возрастанием в остаточном расплаве коэффициента агпаитности, приводит к резкому понижению температуры солидуса (ниже 500°С), расслоению расплава на две силикатные жидкости и флюид (рис. 2) и возможности кристаллизации минералов из более чем двух жидких фаз. Первые ориентировочные данные показывают весьма высокую растворяющую способность таких щелочных расплавов в отношении воды и многих редких элементов (Zr, Hf, TR, Y в виде циркона и т.п.). Понятно, что в этих условиях может быть устойчив весь ряд амфиболов серии рибекит-арфведсонит, а не только арфведсонит (Ernst , 1962), а также эгирин, альбит и калиевый полевой шпат. Однако, состав щелочных амфиболов в гранитах является не только функцией температуры, но и щелочности и активности кислорода в системе (Коваленко, Пополитов, 1970, Коваленко и др., 1971). Образование наиболее поздних магм собственно редкометальных щелочных гранитов происходит при рассмотренной выше кристаллизационной и эманационной дифференциации подщелоченной гранитной магмы. В соответствии с этим в поздних редкометальных щелочных гранитах наблюдаются не только очень высокие содержания Zr , Nb , TR и т.п., но и наиболее высокие значения отношений Nb/Ta, Zr/Hf, TR/Y . В редкометальных щелочных гранитах, кроме этих вообще типичных для щелочных пород элементов, накапливаются "кислые" олово, бериллий, литий, рубидий, по-видимому, в силу их тесной связи со фтором и повышенной растворимостью последнего в агпаитовых расплавах (Когарко, 1971). Они интенсивно рассеиваются в породообразующих минералах гранитов (Коваленко и др., 1968).

Судя по многим геохимическим чертам щелочных гранитов, щелочность их магм может быть настолько высокой, что будет ус-

тупать только агпаитовым нефелиновым сиенитам (Когарко, 1971).

Щелочные редкометальные граниты и их эффузивные аналоги могут образоваться: 1) в океанических областях как поздние дифференциаты щелочных оливиновых базальтов (Bailey, Schairer, 1966); 2) в континентальных областях а) при частичном плавлении пород нижних горизонтов коры (выплавка пантеллеритовой эвтектики) (Bailey, Schairer, 1966), б) при гранитизации и палингенезе основных пород с образованием сиенитовых расплавов и их дифференциации (Коваленко, Пополитов, 1970, Павленко, Быховер, 1971), в) при частичной потере летучих (воды) нормальной аляскитовой магмой (Таусон и др., 1970). Последний способ может свидетельствовать о более высокой щелочности сухих гранитных магм по сравнению с водонасыщенными.

Литий-фтористые редкометальные граниты

В противоположность рассмотренным выше щелочным редкометальным гранитам литий-фтористые граниты являются результатом кристаллизации подкисленных гранитных расплавов (Коваленко и др., 1970, 1971). Об этом свидетельствуют расширенное поле кристаллизации кварца при их формировании (состав эвтектики - $Орт_{21}Аб_{60}Кв_{19}$), прогрессивное повышение содержаний фтора и лития в слюдах, наличие топаза и т.д. Причиной прогрессивного подкисления гранитного расплава при образовании дифференцированных массивов литий-фтористых гранитов является повышение активности фтора к апикальным частям магматической камеры. По-видимому, наиболее вероятно, что в связи с этим температура солидуса расплава апикальных альбит-лепидолитовых гранитов 550-600°С, вязкость - ниже вязкости обычного гранитного расплава (Наумов и др., 1971) и концентрация фтора

в расплаве - 2-3%, которая, судя по поведению этого элемента в онгонитах (Коваленко и др., 1971), близка к концентрации насыщения. Парциальное давление HF во флюиде здесь несомненно выше 2,76 ат, рассчитанное для расплава упрощенного гранита с флюидом при P_{H_2O}=1000 ат (Когарко, 1971). Видимо, оно выше значений парциальных давлений HF во всех экспериментально исследованных фтористых буферных системах (Munoz, Engster, 1969), поскольку ни в одной из них не участвует топаз, который устойчив при высоких парциальных давлениях SiF_4 в водной среде (Rosenberg , 1965). Более высокая активность фтора при образовании характерного парагенезиса для гранитов циннвальдит + топаз + кварц отмечается в работе (Rieder , 1970), в которой экспериментально исследовались условия стабильности литиево-железистых слюд. Пока трудно оценить точную концентрацию фтора во флюиде в связи с неясностью соотношений растворимостей воды и фтора в гранитном расплаве. Если принять, что растворимость фтора (~3%) в гранитном расплаве меньше, чем растворимость воды при тех же температурах, давлениях и составе системы, и что даже при насыщении водой расплава коэффициент распределения фтора между расплавом и флюидом значительно больше единицы (В. Бэрнем, 1970), то вполне вероятна возможность по мере кристаллизации последовательного отделения сначала воды от расплава, а затем - фтора с прогрессивным возрастанием его мольной доли во флюиде вплоть до образования существенно фтористых флюидов (до десятков %). Судя по высокой кислотности расплавов литий-фтористых гранитов и по балансу вещества в онгонитах, наиболее вероятными формами нахождения фтора во флюиде являются соединения типа SiF_4, HF и т.п., но не фторидов щелочей (Когарко, 1971). В связи с этим в расплавах ли-

тий-фтористых гранитов фтор выступает как типичный деполимеризатор, рвущий связи Si - O , понижающий вязкость и температуру солидуса расплава. Растворение воды также приводит к разрыву мостов Si - O - Si в структуре расплава (Burnham et al , 1971), что объясняет качественно сходное воздействие давления воды и активности фтора на смещение состава гранитной эвтектики (Коваленко и др., 1970). Наблюдения над природными парагенезисами литий-фтористых гранитов показывают, что повышенная активность фтора в них способствует 1) расширению смесимости в ряду слюд сидерофиллит-мусковит-лепидолит с образованием диоктаэдрических литиевых фенгитов, по составу приближающихся к цинвальдиту (Коваль и др., 1971), 2) образованию упорядоченных максимальных микроклинов с их амазонитовыми разностями, 3) накоплению лития, рубидия, тантала, олова, ниобия в поздних альбит-лепидолитовых гранитах и резкому обеднению их р.з.э. (Коваленко и др., 1971), 4) уменьшению вплоть до минимальных из известных для гранитоидов величин отношений Nb/Ta и Zr/Hf в анхиэвтектических альбит-лепидолитовых гранитах. По-видимому, литий-фтористые граниты формируются из наиболее кислых в природе гранитных расплавов.

Автометасоматические послемагматические процессы могут иметь широкое распространение в литий-фтористых гранитах так, что некоторые участки массивов таких гранитов можно назвать апогранитными. Но метасоматиты четко отличаются от описанных выше гранитов метасоматической зональностью тел с тенденцией к мономинеральности пород, с четкими фронтами замещения и т. п. (Коржинский, 1969) и не дают никаких оснований считать целиком массивы литий-фтористых гранитов метасоматическими образованиями (Беус и др., 1962). Наиболее ранними и высоко-

температурными (более 400°С) метасоматитами являются цвиттеры, развивающиеся по биотит- и циннвальдит-содержащим аляскитам и кварцлепидолитовые грейзены - по альбит-лепидолитовым гранитам. Цвиттеры формируются под воздействием весьма концентрированных (фтористых) флюидов (данные Г.Ф. Ивановой и В.Б. Наумова). Эти породы формируются в кислотную стадию послемагматического этапа. На них накладываются микроклин-плагиоклазовые метасоматиты и альбититы щелочной стадии (Коваленко и др., 1971). В некоторых случаях по цвиттерам телескопированно развиваются более низкотемпературные кварц-мусковитовые грейзены. Процесс образования всех перечисленных разновидностей грейзенов ответственен за образование руд вольфрама и олова, а при формировании микроклин-плагиоклазовых метасоматитов накапливаются р.з.э. Содержания Nb, Ta, Zr и Hf в метасоматитах являются унаследованными от содержаний в исходных гранитах (Луговской, Руб, 1969, Коваленко и др., 1971).

Литература

Анфилогов В.Н., Абрамов В.А., Коваленко В.И., Огородова В.Я., 1972. Фазовые отношения в агпаитовой области системы $Na_2O - K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ при давлении 1000 кг/см^2.- ДАН СССР (в печати)

Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д., 1972. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апогранитны). Изд-во АН СССР, М., 196 стр.

Бэрнем К.В., 1970. Гидротермальные флюиды магматической стадии. В сборнике "Геохимия рудных месторождений", отв. ред. Х. Барнс. Изд-во "Мир", М., с. 40-74.

Кеннеди Дж., 1957. О роли воды в магме. В сборнике "Земная кора", отв. ред. В.Е. Хаин, Изд-во ИЛ, М., с. 505-519.

Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л., 1971. Топаз -содержащий кварцевый кератофир (онгонит) - новая разновидность субвулканических жильных пород. ДАН СССР, 199, 430-434.

Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П., Нагибина М.С., Павленко А.С., Владыкин Н.В., Цеден Ц., Гундсамбул Ц., Горегляд А.В., 1971. Редкометальные гранитоиды Монголии: петрология, распределение редких элементов и генезис. Изд-во "Наука", М., 239 стр.

Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Летников Ф.А., 1970. О магматическом генезисе редкометальных литий-фтористых гранитов. ДАН СССР, 190, 446-449.

Коваленко В.И., Легейдо В.А., Петров Л.Л., Пополитов Э.И., 1968. К геохимии олова и бериллия в щелочных гранитоидах. Геохимия, № 9, 1978-1987.

Коваленко В.И., Пополитов Э.И., 1970. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород северо-восточной Тувы. Изд-во "Наука", М.; 258 стр.

Коваль П.В., Коваленко В.И., Юрченко С.А., Писарская В.А., 1972. Минеральные парагенезисы, состав и номенклатура слюд редкометальных альбит-содержащих гранитов. ДАН СССР, (в печати).

Когарко Л.Н., 1971. Магматические равновесия в природных системах повышенной щелочности. В сборнике "Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород", отв. ред. А.И. Тугаринов. Изд-во "Наука", М., с. 57-72.

Коржинский Д.С., 1960. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. В сборнике "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых", отв. ред. Н.Я. Антропов. Изд-во Госнаучтехиздат, М., с. 21-31.

Коржинский Д.С., 1969. Теория метасоматической зональности. Изд-во "Наука", М., 111 стр.

Луговской Г.П.,Руб А.К., 1969. О топазах одного из массивов метасоматически измененных оловоносных и редкометальных гранитов. В сборнике "Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР", отв. ред. Р.М. Константинов и др. Изд-во "Наука", М., с. 255-270.

Наумов В.Б., Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Владыкин Н.В., Иванова Г.Ф., 1971. Термометрическое исследование включений расплава в топазах из топаз-содержащих кварцевых кератофиров (онгонитов). ДАН СССР, 199, 681-683.

Павленко А.С., Быховер В.Н., 1971. Монголо-Тувинская провинция щелочногранитоидных пород и некоторые черты их происхождения и геохимии. В сборнике "Геохимия, петрология и ми-

нералогия щелочных пород", отв. ред. А.И. Тугаринов. Изд-во "Наука", М., с. 86-120.

Таттл О.Ф., 1961. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. В сборнике "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т. I, отв. ред. Г.А. Соколов. Изд-во АН СССР, М., с. 647-654.

Таусон Л.В., Анфилогов В.Н., Коваленко В.И., Козлов В.Д., Кузьмин М.И., Трошин Ю.П., 1970. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов. В сборнике "Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов". Доклады. отв. ред. Л.В. Таусон, Иркутск, с. 216-261.

Ферсман А.Е., 1952. Избранные труды, т. I. Изд-во АН СССР, стр. 37-66.

Хитаров Н.И., Кадик А.А., Лебедев Е.Б., 1967. Основные закономерности отделения воды от магматических расплавов гранитного состава. Геохимия, № II, 1274-1285.

Bailey D.K., 1969, The stability of acmite in the presence of H_2O, Amer.J.Sci., 267A, Schairer volume, pp. 1-19.

Bailey D.K. and J.F. Schairer, 1966, The system Na_2O-Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2 at I atmosphere, and petrogenesis of alkaline rocks, J.Petrology, 7, pp. 114-170.

Burnham C.V., Davis N.F., 1971, The role of H_2O in silicate melts. I. P-V-T relation in the system $NaAlSi_3O_8$-H_2O to 10 kilobars and 1000°C, Amer. J. Sci., 270, pp. 54-79.

Ernst W.G., 1962, Synthesis, stability relation and occurrence riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solution, J. Geol., 70, pp. 689-737.

Jahns R.H. and Burnham C.V., 1969, Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystalization of granitic pegmatites, Econ. Geol., 64, pp. 843-865.

Munoz J.L., Eugster H.P.,1969, Experimental control of fluorine reaction in hydrothermal systems.Amer. Mineral., 54, pp. 943-959.

Rieder M.,1971, Stability and physical properties of synthetic lithium micas. Amer.Miner., 56, pp.256-281.

Rosenberg P.E.,1965, Stability of topaz: prelimenary report. Trans Amer. Geophys. Union, 46, pp. № I

Smith R.L. and Bailey R.A.,1966, The Bandalier tuff:a study of ashflow eruption cycles from zoned magma chambers. Bull.Volcanol., 29, B.5, pp.

Steart D.B.,1964, Petrogenesis and mineral assamlages of lithiumrich pegmatites. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 76, p.159.

Tugarinov A.I.,Kovalenko V.I., Legeido V.A., Znamensky E.B., Brandt S.B., and Tsykhansky V.D.,1968, Sn,Nb,Ta,Zr and Hf in granitoides of Nigeria. In L.H.Ahrens /Editor/, I-St ed. Origins and distributions of the elements, Pergamon Press, Paris, pp. 687-699.

ГЕОХИМИЯ ВАРИСССКИХ ГРАНИТОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУДНЫХ ГОР (ГДР) КАК ФУНКЦИЯ ИХ ВОЗРАСТА

Г. ТИШЕНДОРФ, Х. ЛАНГЕ

Берлин, Фрейберг, ГДР

Природа любого геологического явления не может быть полностью раскрыта, если оно изучается в изолированном виде. Только когда данное явление рассматривается во взаимодействии и связи с окружающими условиями в едином процессе развития всей совокупности относящихся сюда явлений, будет выявлена его подлинная геологическая сущность, в том числе оценен и имеющий важное значение металлогенический эффект. Об эволюции геологических процессов можно, в частности, судить на основании изучения особенностей химизма образующихся пород и минералов.

В западной части Рудных гор расположено восемь гранитных тел, относящихся к одному плутону крупного Рудногорского батолита (*Tischendorf et al*, 1965). Вследствие благоприятного залегания обнаженной части гранитов оказалось возможным точно установить их относительный возраст по отношению друг к другу (*Laube*, 1876; *Schust*, 1965; *Herrmann*, 1967). Граниты принадлежат двум интрузивным комплексам в понимании Коптева-Дворникова. Граниты относятся к посторогенному типу и рассматриваются в составе варисского субсеквентного магматизма. Таким образом, представилась великолепная возможность изучить геохимическую историю элементов, важных в петро- и металлогенных отношениях, в ходе последовательных интрузий. Симптоматично, что с гранитами молодого комплекса пространственно связаны месторождения касситерит-топазового типа, а с гранитами древнего комплекса - месторождения вольфрамит-молибденитового типа (*Tischendorf*, 1969). Следовало

выяснить, не является ли эта связь генетической. Если так, особенности химизма могут быть использованы в качестве критериев при поисках скрытых месторождений на неисследованных площадях. Представленную работу следует рассматривать вкладом в разработку вопроса геохимической специализации магматических пород, в которой находят свое выражение индивидуальные черты их формирования и которая является своего рода индикатором генетической связи магматических пород и рудных месторождений. Сходным образом данный вопрос формулируется некоторыми советскими геологами, в первую очередь Беусом, Коптевым-Дворниковым, Ляховичем, Руб, Таусоном. С точки зрения геохимической специализации варисские гранитоиды Центральной Европы обсуждались Брейером (1970), Саттраном и Кломинским (1970), Тишендорфом (1970), Тишендорфом, Фризе (1969). В настоящее время это направление исследований представляет исключительное значение, поскольку речь идет о применении результатов научных исследований к решению практических задач.

Геологическое залегание изученных гранитов показано на рис. 1; некоторые черты, характеризующие граниты, приведены в табл. 1. Кроме двух трехфазных гранитных комплексов, в которых породы отдельных фаз отличаются своим структурным типом, выделяются еще две дополнительные фазы. Граниты этих фаз размещаются на небольшой площади в пределах молодого комплекса, будучи по возрасту древнее его. Они несут признаки влияния вмещающих филлитов. Авторы выделяют эти граниты в промежуточную группу. K/Ar методом возраст гранитов датируется 370–290 млн лет (Тишендорф, Лехельт и Хаке, 1971), что позволяет отнести породы обоих комплексов к пермокарбону. Некоторые из полученных определений абсолютного возраста находятся в противоречии с геологическими наблюдениями.

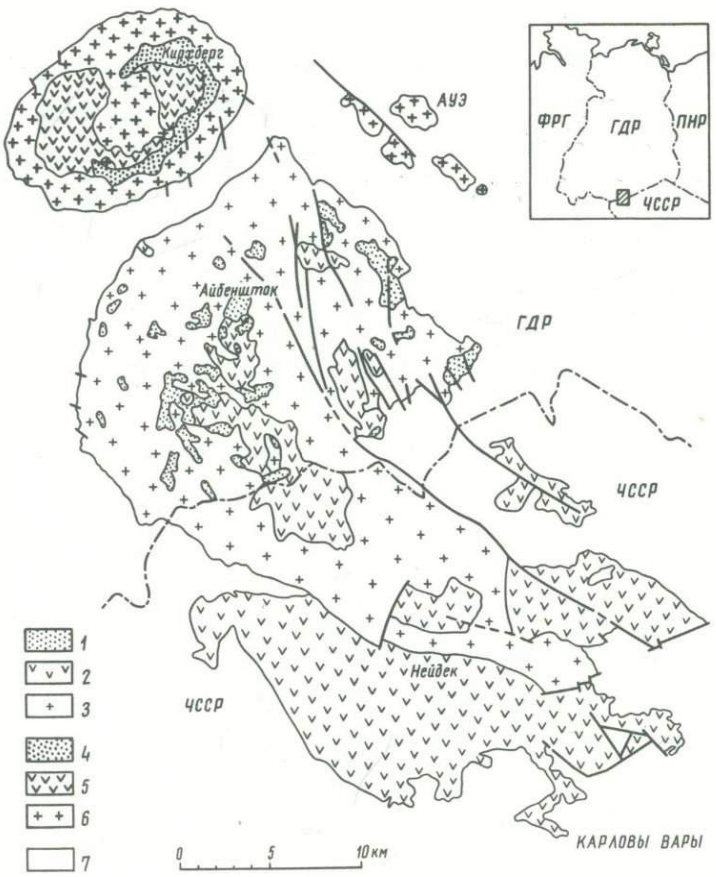


Рис. I. Геологическое положение варисских посторогенных гранитов одного из плутонов западной части Рудных гор (ГДР, ЧСР): I, 2, 3 - Граниты молодого комплекса; 4, 5, 6 - граниты древнего комплекса; 7 - вмещающие породы филлиты, слюдистые сланцы. Граниты промежуточной группы не показаны из-за их незначительного распространения.

Некоторые черты варисских посторогенных гранитов западной части Рудных гор (расположены в соответствии с их относительным возрастом)

Таблица I

Комплекс или группа	Фаза	Структура	Обнаженная площадь, км²	Геологическое положение и металлогеническая специализация
Молодой комплекс	3	Тонкозернистая	30	Граниты залегают в центре плутона, расположенного в западной части рудных гор; пространственно связаны с месторождениями касситерит-топазового типа
	2	Среднезернистая	50	
	I	Грубозернистая, порфировая	280	
Промежуточная группа	2	Тонко-среднезернистая, порфировая	I0	Гранитные тела только небольшого размера, залегающие в пределах молодого комплекса; по-видимому, древнее последнего. Несут признаки контаминации вмещающими породами
	I	Тонкозернистая, порфировая	2	
Древний комплекс	3	Тонкозернистая	I2	Граниты залегают в краевых зонах плутона, расположенного в западной части Рудных гор; пространственно связаны с месторождениями вольфрамит-молибденитового типа
	2	Тонко-среднезернистая, часто порфировая	206	
	I	Средне-грубозернистая, порфировая	70	

Минеральный состав гранитов

Граниты обоих комплексов отчетливо различаются по минеральному составу. В породах древнего комплекса содержание кварца и ортоклаза увеличивается от фазы к фазе, в то время как содержание плагиоклаза и темной слюды уменьшается в том же направлении. Напротив, в породах молодого комплекса распространенность плагиоклаза растет в ряду последовательных интрузий, а распространенность кварца и ортоклаза становится меньше (табл. 2). Изменение минерального состава гранитов промежуточной группы не подчиняется этой закономерности. Согласно Штреккейзену (1967), все граниты являются монцонит-гранитами (рис. 2).

Микроклиновая решетчатая структура встречается только в ортоклазе гранитов древнего комплекса. Доля альбита, приходящаяся на пертитовые выделения, в гранитах молодого комплекса значительно больше, чем в гранитах древнего комплекса, причем максимальная несмешиваемость альбита наблюдается в самой ранней фазе молодого комплекса. В гранитах древнего комплекса плагиоклаз представлен олигоклазом (*An* 25–30), в гранитах молодого комплекса – альбитом (*An* 5–10). Если в гранитах древнего комплекса темные слюды соответствуют по составу магниевому биотиту, железистому биотиту и сидерофиллиту, то в гранитах молодого комплекса, вследствие повышенного содержания лития, – литийсодержащему сидерофиллиту, протолитиониту и, в некоторых случаях, цинвальдиту (см.рис.5).

Согласно результатам, полученным фон Платеном (1965), распределение кварца , ортоклаза, плагиоклаза и темной слюды в гранитах указывает на то, что граниты молодого комплекса формировались из магмы, обогащенной летучими. Это подтверждается, в частности, исключительно высоким содержанием

5845

Рис. 2. Геологическое положение отдельных фаз исследовавшихся гранитов по Штреккейзену.

Рис. 3. Относительная распространенность некоторых характерных акцессорных минералов в гранитах отдельных фаз.

Таблица 2

Минеральный состав гранитов отдельных фаз (вес.% и акцессорные минералы - отн. %); некоторые данные заимствованы у Хермана (1967)

	Древний комплекс			Промежуточная группа		Молодой комплекс		
Фазы / Минералы	1	2	3	1	2	1	2	3
Кварц	26,9	32,9	35,5	30,9	37,5	40,2	39,7	33,6
Ортоклаз	27,3	28,0	30,2	24,9	21,0	30,2	29,5	23,4
Плагиоклаз	36,3	31,7	31,5	32,0	27,6	21,9	23,0	32,6
Темная слюда	8,1	5,9	2,3	5,6	5,9	4,3	4,7	4,0
Светлая слюда	0,3	0,6	0,1	5,8	7,0	2,1	1,3	3,0
Топаз	-	-	0,03	0,04	0,17	1,1	1,7	3,3
Другие акцессорные минералы	1,1	0,9	0,4	0,8	0,8	0,2	0,1	0,1
Акцессорные Σ = 100%								
Топаз	-	-	7	5	17	88	98	99,5
Циркон	20	17	20	25	20	5	0,5	0,25
Апатит	30	30	5	20	45	3	1	0,25
Непрозрачные	50	53	68	50	18	4	0,5	-

фтора в молодых гранитах (см. табл. 3).

Размер минеральных выделений в гранитах каждого комплекса уменьшается от ранней фазы к поздней. Порфировая структура встречается во всех гранитах, но в наибольшей степени она типична гранитам промежуточной группы.

Показательно распределение акцессорных минералов (табл. 2 и рис. 3). Граниты древнего комплекса характеризуются ассоциацией "циркон+апатит", а граниты молодого комплекса - ассоциацией "топаз+касситерит". Содержание непрозрачных акцессорных минералов, в первую очередь магнетита, уменьшается от ранних гранитов к поздним. Граниты промежуточной группы по составу акцессорных минералов занимают переходное положение; в то же время от гранитов ранее рассмотренных групп они отличаются наличием дюмортьерита и граната. Помимо названных акцессорных минералов, во всех возрастных группах гранитов в небольших количествах распространены турмалин, флюорит, рутил, анатаз-брукит, андалузит, монацит и ксенотим.

Химический состав гранитов

Из рассмотрения эволюции химизма гранитов в геохронологической последовательности следует, что распределение малых элементов разнообразнее, а их содержание варьирует в более широких пределах, чем породообразующих элементов (табл. 3). Как правило, концентрация гранитофильных элементов растет от ранних гранитов к поздним, тогда как концентрация гранитофобных уменьшается в том же направлении. В этой общей закономерности распределения редких элементов можно выделить 3 тенденции, которые охарактеризованы на рис. 4. Эти 6 тенденций соответствуют тем шести наиболее вероятным случаям, которые возможны при эволюции химизма двух последовательных интрузивных комплексов при условии, что имеют место

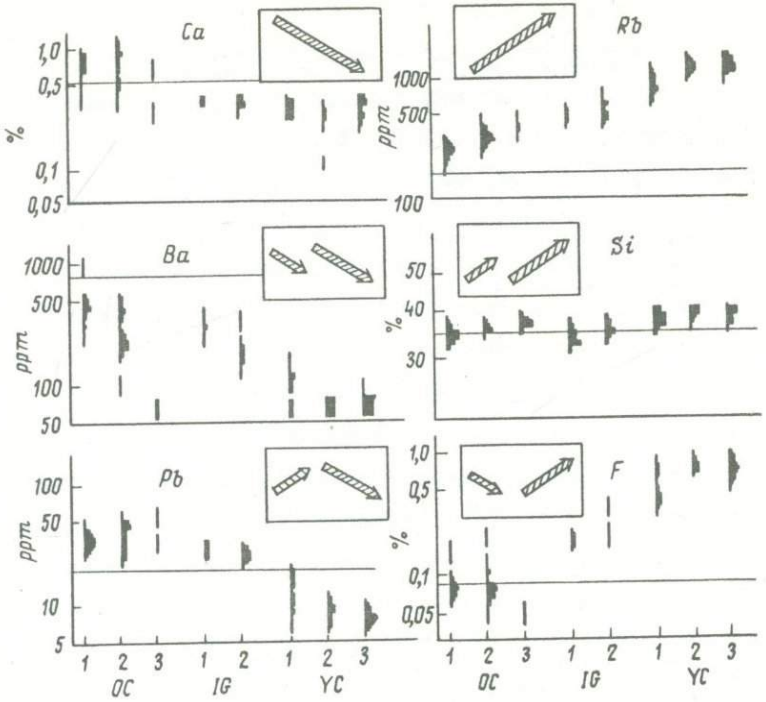


Рис. 4. Распределение гранитофобных элементов (кальций, барий, свинец) и гранитофильных элементов (рубидий, кремний, фтор) в гранитах отдельных фаз, представляющих два основных направления геохимической эволюции элементов в процессе магматической дифференциации. Для сравнения приведены кларки тех же элементов в Са-гранитах по Турекьяну и Ведеполю (1961).

какие-то изменения химического состава. В левой части рис.4 нанесены гранитофобные элементы, в правой части – гранитофильные.

Таблица 3

Химический состав отдельных фаз гранитов западной части Рудных гор (породообразующие элементы в вес. %, редкие элементы - в ч/млн)

Относительный возраст	Древний комплекс			Промежуточная группа		Молодой комплекс		
Фазы	I	2	3	I	2	I	2	3
Число анализов*/	I0/30	8/24	I2/36	4/I2	8/24	I2/36	I6/48	4/I2
SiO_2	72,9	73,6	75,5	73,5	74,5	74,8	74,4	74,4
TiO_2	0,5	0,35	0,I3	0,I7	0,I8	0,I2	0,06	0,06
Al_2O_3	I3,9	I3,6	I2,5	I4,5	I3,7	I3,6	I4,0	I4,2
Fe_2O_3	0,4	0,3	0,5	0,5	0,4	0,3	0,5	0,25
FeO	I,8	I,2	0,5	0,75	I,2	I,0	I,4	0,9
MnO	0,05	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03
MgO	0,74	0,48	0,35	0,I3	0,22	0,I9	0,II	0,II
CaO	0,9	I,0	0,7	0,5	0,5	0,4	0,3	0,4
Na_2O	3,4	3,3	3,5	3,7	3,2	3,4	3,4	3,4
K_2O	4,5	4,5	4,65	5,0	4,5	4,7	4,5	4,6
H_2O^-	0,I	0,2	0,2	0,I	0,2	0,I	0,I	0,I
H_2O^+	0,5	0,4	0,3	0,6	0,5	0,6	0,5	0,4
P_2O_5	0,23	0,I9	0,05	0,35	0,27	0,3	0,39	0,4I
CO_2	0,05	0,03	0,08	0,07	0,07	0,06	0,07	0,08
$S_{общ}$	0,04	0,06	0,06	0,04	0,4	0,05	0,06	0,04
F	0,I0	0,I0	0,05	0,I9	0,29	0,55	0,80	0,73
B	28	34	23	45	53	55	34	48
Ba	545	295	50	325	230	I20	50	55
Be	5	6	6	7	II	II	I0	8
Cr	I0	8	2	5	4	3	4	2
Ga	I8	20	I4	25	24	25	3I	33
Li	I40	I90	90	I90	240	420	600	600
Ni	8	5	3	3	3	3	3	2
Pb	36	4I	44	30	28	I3	I0	8
Rb	255	340	400	460	550	870	I200	I220
Sn	9	II	6	35	29	34	42	45
Sr	200	I00	40	45	33	25	20	23
V	30	II	5	4	4	3	2	2
Zr	2I0	I00	60	55	80	40	20	20

* Число анализов породообразующих и редких элементов

Подобно кальцию ведут себя магний, никель, ванадий, цирконий и стронций; как барий - хром, титан и железо; подобно свинцу - уран и торий; как рубидий - бериллий; подобно фтору - олово, литий, галлий и фосфор. Распределение элементов по *Si* -типу не могло быть изучено детальнее, принимая во внимание совокупность исследованных элементов.

Симптоматично, что такие элементы как фтор, олово, литий и галлий, которые играют важную роль в формировании минерализации касситерит-топаз-цинвальдитового типа, во-первых, эволюционируют одинаковым образом, и во-вторых, обогащают самые молодые граниты того комплекса, который пространственно связан с месторождениями вышеупомянутого состава. Во всяком случае, эта закономерность указывает на существование генетической связи. Помимо ранее охарактеризованных тенденций в распределении редких элементов, в некоторых случаях можно наблюдать незначительное обогащение литием, оловом и фтором гранитов второй фазы в обоих комплексах.

Закономерности распределения редких элементов можно использовать в качестве критерия для расчленения гранитов на отдельные комплексы, но они недостаточно информативны для идентификации пород отдельных фаз.

Распределение редких элементов в темных слюдах и полевых шпатах носит тот же самый характер, что и в гранитах; концентрация гранитофильных элементов увеличивается в ряду последовательных интрузий, а концентрация гранитофобных - уменьшается в том же направлении (рис. 5 и 6). Также можно наметить ряд тенденций в распределении редких элементов в обоих минералах, причем они в значительной степени сходны с теми, которые имеют место в гранитах (см.рис. 4).

Распределение редких элементов в соответствии с теми тенденциями, о которых говорилось выше, наилучшим образом

5945

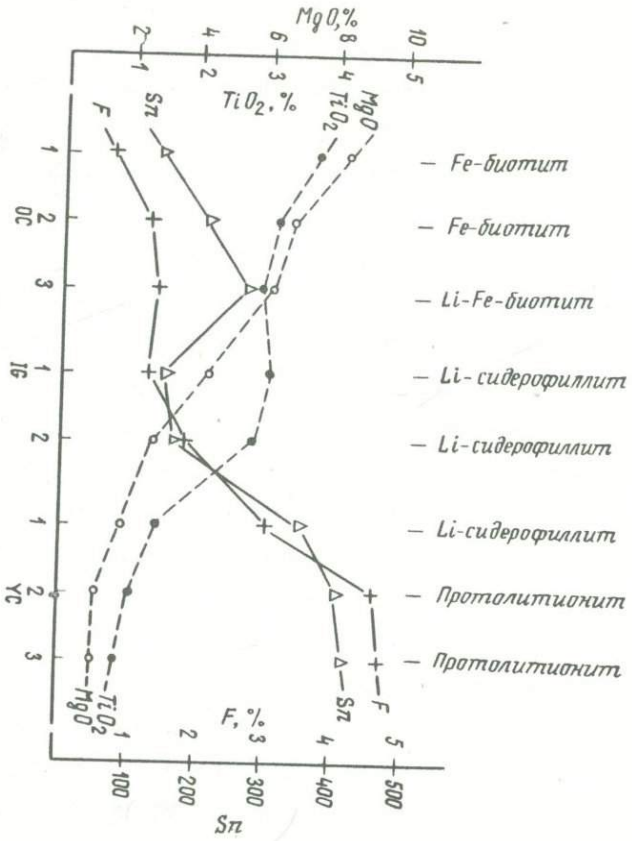


Рис. 5. Распределение *Fe, Sn,* TiO_2 **и** *MgO* **в разновидностях темных слюд из гранитов отдельных фаз.**

выражено в темных слюдах – главном коллекторе этой группы элементов. Эволюция содержания окисей магния и титана, а также фтора и олова в темных слюдах отдельных гранитных фаз иллюстрируется, в частности, на рис. 5. Не менее эффектно выражена эволюция некоторых редких элементов в полевых шпатах (рис. 6).

Распределение некоторых редких элементов в породообразующих минералах

На рис. 7 показано распределение фтора, олова, лития и рубидия между темными слюдами, полевыми шпатами и остальными минералами (светлой слюдой, кварцем и акцессорными минералами). В гранитах древнего комплекса фтор, олово и литий концентрируются преимущественно в темных слюдах.

В гранитах промежуточной группы и молодого комплекса редкие элементы распределяются между породообразующими минералами. От 15 до 20% олова и лития связано с полевыми шпатами, примерно то же количество этих элементов заключено во всех остальных фазах. Большая часть рубидия концентрируется в полевых шпатах. Содержание фтора в полевых шпатах достигает 200 ч/млн, что составляет только 2% от общего количества. Основная доля фтора в гранитах молодого комплекса приходится на топаз. Различное поведение редких элементов в гранитах обоих комплексов является результатом, главным образом дифференцированного поступления этих элементов в ходе магматической эволюции.

Выводы

1. Выявленные закономерности распределения породообразующих и редких элементов в восьми гранитных телах, относящихся к двум интрузивным комплексам западной части Рудных гор

5945

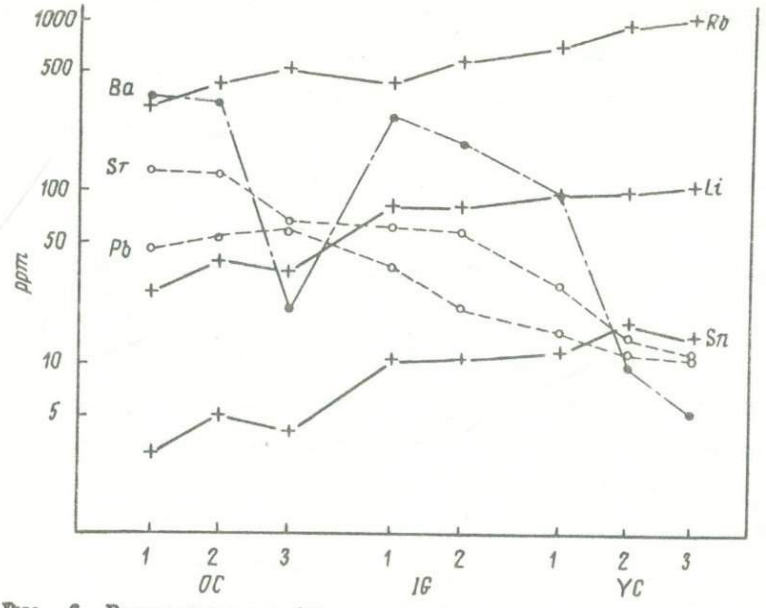


Рис. 6. Распределение бария, свинца, стронция, а также рубидия, лития и олова в полевых шпатах (ортоклазе и плагиоклазе) из гранитов отдельных фаз.

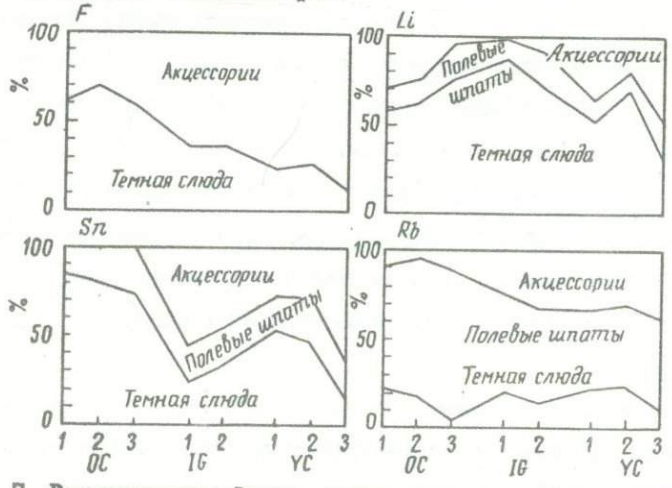


Рис. 7. Распределение фтора, олова, лития и рубидия между полевыми шпатами, темной слюдой и остальными минералами (светлая слюда, кварц и акцессорные минералы) в гранитах отдельных фаз.

(ГДР), является результатом длительной эволюции. В то время как содержание гранитофобных элементов, таких как кальций, магний, хром, никель, ванадий, титан, барий, цирконий и железо, уменьшается в ряду последовательных интрузий, содержание гранитофильных элементов, а именно фтора, олова, лития, рубидия, бериллия, галлия и фосфора увеличивается в том же ряду. Такого рода черты геохимического поведения исследованной группы элементов в гранитах, а также темных слюдах и полевых шпатах, является результатом длительного направленного процесса магматической дифференциации. Соответственно, граниты образовались из одного глубинного источника. Закономерности распределения редких элементов в гранитах промежуточной группы (см.рис. 4) свидетельствуют о их более древнем возрасте по сравнению с гранитами молодого комплекса.

2. Закономерности распределения редких элементов в породообразующих минералах и особенно в отдельных разновидностях темной слюды, как и закономерности распределения некоторых акцессорных минералов, являются характерным выражением химической эволюции. И те и другие могут быть использованы для определения относительного возраста гранитов, геологическое положение которых не установлено.

3. Распределение редких элементов между минеральными фазами зависит от их содержания. Редкие элементы тем шире распространены в минеральных фазах, чем больше их содержание.

4. Особое металлогеническое значение приобретают закономерности распределения олова, фтора, лития, галлия, рубидия и бериллия, играющих важную роль в формировании оловянных месторождений. Именно этими элементами контрастно обогащены граниты последних фаз молодого интрузивного комплекса. Автор полагает, что эта закономерность служит доказательством ге-

нетической связи оловянных месторождений с молодым интрузивным комплексом, пространственно тесно связанными друг с другом. Источником олова могли быть остаточные растворы или сами консолидированные граниты в процессе их мобилизации. Последний из перечисленных источников для Рудногорского района наиболее вероятен.

5. Как показали полученные автором результаты, проведение геохимических исследований является важным предварительным условием для прогнозирования рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

BRÄUER, J.: Spurenelementgehalte in granitischen Gesteinen des Thüringer Waldes und des Erzgebirges. - Freib. Forschungshefte C 259, 83 - 139, Leipzig 1970.

HERRMANN, G.: Die Granite des Westerzgebirges und des Vogtlandes und ihre Beziehungen zu granitischen Gesteinen benachbarter Räume. - Dissertation, Bergakademie Freiberg 1967.

LAUBE, G. C.: Geologie des böhmischen Erzgebirges. - Arch. naturw. Landesdurchforsch. Böhmen, 3, Prag 1876.

PLATEN, v. H.: Kristallisation granitischer Schmelzen. - Beitr. Min. Petr., 11, 334 - 381, Heidelberg 1965.

SATTRAN, V. & J. KLOMINSKY: Petrometallogenetic series of igneous rocks and endogenous ore deposits in the Czechoslovak part of the Bohemian Massif. - Sb. geol. VED, r. LG, sv. 12, 65 - 149, Praha 1970.

SCHUST, F.: Zu den Granitvarietäten des Eibenstocker Zinnreviers im Westerzgebirge. - Z. angew. Geol. 11, 4 - 11, Berlin 1965.

STRECKEISEN, A. L.: Classification and nomenclature of igneous rocks. - N. Jb. Miner. Abh. 107, 2/3, 144 - 240, Stuttgart 1967.

TISCHENDORF, G.: Über die kausalen Beziehungen zwischen Granitoiden und endogenen Zinnlagerstätten. - Z. angew. Geol., 15, 333 - 342, Berlin 1969.

TISCHENDORF, G.: Zur geochemischen Spezialisierung der Granite des westerzgebirgischen Teilplutons. - Geologie, 19, 25 - 40, Berlin 1970.

TISCHENDORF, G., G. FRIESE & R. SCHINDLER: Die Dunkelglimmer der westerzgebirgisch-vogtländischen Granite und ihre Bedeutung als petrogenetische und metallogenetische Indikatoren. - Geologie 18, 384 - 399, 1024 - 1044, Berlin 1969.

TISCHENDORF, G., S. LÄCHELT & R. HAAKE: Zur Problematik der Verteilung von Zinnmineralisationen in Zeit und Raum. - Ber. Dt. Ges. Geol. Wiss. 16, Berlin 1971.

TISCHENDORF, G. & J. WASTERNACK, H. BOLDUAN & E. BEIN: Zur Lage der Granitoberfläche im Erzgebirge und Vogtland. - Z. angew. Geol., 11, 410 - 432, Berlin 1965.

TUREKIAN, K. K. & K. H. WEDEPOHL: Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. - Bull. Geol. Soc. Am., Bull. 72, 175 - 191, New York 1961.

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГРАНИТОИДАХ И ПЕГМАТИТАХ СУДЕТ

А.ПОЛЯНСКИЙ, В.КОВАЛЬСКИЙ, К.ШПИЛЯ, З.ВАЛЕНЧАК, З.ВИХРОВСКИЙ

Институт геохимии, минералогии и петрографии Варшавского университета, Польша

Гранитоиды, как один из ведущих классов глубинных пород, играют важную роль в распределении петрогенных и редких элементов земной коры. Последние часто накапливаются в различных породообразующих минералах, в которых они изоморфно замещают петрогенные элементы или образуют собственные - акцессорные - минералы. Распределение редких элементов в породообразующих минералах гранитоидов зависит от многих факторов, как например:

1) кристаллохимическая связь редких и петрогенных элементов;
2) структура минерала;
3) время выделения данного минерала по отношению к другим породообразующим минералам;
4) физико-химические условия образования данного минерала и породы в целом;
5) способ возникновения минерала - например, кристаллизация из расплава или образование в процессах метасоматоза и метаморфизма.

Эти факторы управляют распределением редких элементов, концентрируя в породах одни элементы и рассеивая другие. Поэтому можно ожидать, что между генетическими группами гранитоидов должны существовать определенные геохимические различия. Их выявление имеет не только большое петрогенетическое

значение, но также способствует решению практической проблемы связи рудных месторождений с интрузивами. Гранитоидные массивы Судет (Нижняя Силезия, Польша можно дифференцировать в соответствии с геохимическими особенностями распределения редких элементов. Среди них, согласно К.Смуликовскому (1958), авторы выделяют следующие генетические группы:

I. Магматические гранитоиды:

а) гранитоиды массива Стшегом-Соботка,

б) гранитоиды массива Крконоше,

в) гранитоиды массива Стшелин-Фридберг.

2. Смешанные гранитоиды:

а) гранитоиды массива Клодзко-Злоты Сток,

б) гранитоиды массива Немча,

в) гранитоиды массива Белице.

3. Метаморфическо-метасоматические и реоморфические гранитоиды:

а) гранитоиды массива Кудова,

б) гранитоиды массива Яворник.

Среднее содержание редких элементов в этих гранитоидах приведено в табл. I. Из сравнения табличных данных можно заключить, что между генетическими группами гранитоидов существуют определенные различия.

Магматические гранитоиды в наибольшей степени обеднены барием, стронцием, хромом и ванадием, в то же время они обогащены рубидием. Смешанные гранитоиды характеризуются самыми высокими содержаниями бария, стронция и ванадия; кроме того, распространенность хрома в них выше чем в магматических гранитоидах. Метаморфическо-метасоматические и реоморфические

5945

Среднее содержание рубидия, бария, стронция, свинца, ванадия и хрома в гранитоидах Судет

Таблица I

Массивы	ppm							
	Rb	Ba	Sr	Pb	V		Cr	
	порода	порода	порода	порода	порода	биотит	порода	биотит
Магматические гранитоиды								
Стшегом-Соботка	400	455	I25	I5	I3	I50	2	I2
Крконоше	470	470	2I5	23	20	270	7	55
Стшелин	325	565	I60	7	I8	I25	4	26
Смешанные гранитоиды								
Клодзко-Злоты Сток	420	I450	370	I0	I00	300	I20	I70
Немча	360	I290	520	I2	I70	340	I00	I30
Белице	230	II85	690	9	90	290	77	I35
Метаморфическо-метасоматические и реоморфические гранитоиды								
Кудова	275	800	285	II	37	I75	75	I30
Яворник	295	675	445	36	27	I60	44	I65

гранитоиды в целом беднее рубидием при средних концентрациях бария; по содержанию стронция и хрома они близки к смешанным гранитоидам, а по содержанию ванадия - к магматическим. Выявленные закономерности в распространенности ванадия и хрома справедливы как для пород, так и для биотитов.

Различие в распределении редких элементов существует не только между разными генетическими группами гранитоидов, но и в пределах отдельных групп. В частности, можно отметить исключительно высокую концентрацию стронция в породах массива Белице. В таблице 2 приведены содержания стронция и других редких элементов как в самих гранитах, так и в присутствующих в них цветных минералах.

Таблица 2

Средние содержания рубидия, лития, стронция, бария, ванадия, хрома, марганца и титана в гранитоидах Белице

	Rb	Li	Sr	Ba	V	Cr	Mn	Ti
Порода	230	н.о.	690	II85	90	77	IOIO	3660
Биотит	980	I97	I3	966	288	I35	2I00	II300
Роговая обманка	н.о.	н.о.	I08	48	287	I64	3240	60I0

Высокую концентрацию стронция в гранитоидах массива Белице следует рассматривать как региональную геохимическую закономерность. В соответствии с кристаллохимическими особенностями биотита и роговой обманки в первом накапливается барий, замещающий калий, во втором - стронций, замещающий кальций. Однако, без сомнения, в геохимической истории обоих эле-

5945

ментов полевые шпаты играют более важную роль.

Содержание некоторых редких элементов в породообразующих минералах массивов Стшегом-Соботка и Крконоше иллюстрируется данными табл. 3.

Таблица 3

Средние содержания германия, галлия, лития и бериллия в породообразующих минералах, выделенных из гранитоидов массивов Стшегом-Соботка и Крконоше (*ppm*)

Минералы	*Ge*		*Ga*		*Li*		*Be*	
	I	2	I	2	I	2	I	2
Микроклин-пертит	I,5	2,4	20	I8	5,8	6,4	I,2	I,3
Олигоклаз	I,6	I,5	29	33	I9	23	2,I	2,6
Кварц	0,88	0,9	н.о.	0,I	7,8	I2,7	0,I9	0,32
Биотит	4,0	4,3	н.о.	48	780	I045	I,8	2,0

I - Стшегом-Соботка 2 - Крконоше

Биотит - минерал, в котором литий может накапливаться в наибольшей степени. От полевых шпатов он отличается также повышенным содержанием галлия и бериллия. Полевые шпаты обладают различной способностью концентрировать редкие элементы; так, плагиоклазы отчетливо богаче литием и, в какой-то степени, галлием и бериллием. Сравнивая распределение редких элементов в обоих массивах, можно указать на более высокое содержание лития в минералах массива Крконоше как на пример региональных различий.

Было изучено также распределение редких элементов в полевых шпатах из пегматитов массивов Стшегом-Соботка и Крконоше. Можно выделить несколько генераций полевых шпатов, образование которых приурочено к последовательным стадиям постмагматической эволюции этих пегматитов.

В соответствии со своими геохимическими свойствами рубидий концентрируется в полевых шпатах пегматитов в большей степени, чем в полевых шпатах гранитоидов. В пегматитах массива Стшегом-Соботка максимальное содержание рубидия установлено в идиоморфных друзовых полевых шпатах и в амазонитах, а в пегматитах массива Крконоше - в полевом шпате, находящемся в графическом срастании с кварцем. Свинец также склонен накапливаться в пегматитовых полевых шпатах. В пегматитах массива Стшегом-Соботка в наибольшей степени обогащены свинцом микроклин-пертиты из участков графической структуры и амазониты; в пегматитах массива Крконоше - ранние пертиты из полевошпато-кварцевых агрегатов крупнокристаллической структуры. В несколько меньшей степени свинец концентрируется в друзовом микроклин-пертите. В пегматитах массивов Стшегом-Соботка и Крконоше происходит также характерное обогащение свинцом пневматолитовых альбитов по сравнению с более поздними гидротермальными альбитами.

Галлий в известной степени накапливается в пегматитовых микроклин-пертитах (включая амазониты) и, как и свинец, в пневматолитовых альбитах.

В отличие от рубидия и свинца у бария и стронция тенденция к обогащению в постмагматическую стадию выражена только в незначительной степени. Тем не менее, можно отметить некоторое относительное накопление бария в друзовом микроклин-пертите из пегматитов массива Стшегом-Соботка и в пертитах из кварц-

полевошпатовых участков графической структуры в пегматитах массива Крконоше.

Сравнивая распределение рубидия, свинца, бария и галлия в микроклин-пертитах из пегматитов массивов Стшегом-Соботка и Крконоше легко обнаружить, что максимальная концентрация этих элементов в полевых шпатах пегматитов массива Крконоше происходит на более ранней стадии, чем в пегматитах массива Стшегом-Соботка (табл. 4).

Выявленные систематические различия в распределении редких элементов обусловлены тем, что в развитии постмагматических процессов в обоих массивах нет аналогии. Это находит свое выражение в заметном ослаблении друзового минералообразования в пегматитах массива Крконоше по сравнению с пегматитами массива Стшегом-Соботка. Авторы считают интенсивность метасоматического процесса и зависящие от нее изменения химизма и pH среды очень важными факторами, влияющими на степень концентрации исследуемых элементов. Общим следствием этого является различное содержание многих редких элементов в последовательных генерациях полевых шпатов, о чем можно судить по данным, приведенным для пегматитовых друз гранитоидного массива Лужице.

В гранитоидах и связанных с ними гидротермальных образованиях кварц является одним из главных минералов. В нем редкие элементы распространены в меньшей степени, чем в других породообразующих силикатах; однако, образцы кварца различного генезиса значительно отличаются друг от друга по составу редких элементов.

Таблица 4

Среднее содержание рубидия, свинца, галлия, бария и стронция в отдельных генетических группах полевых шпатов из гранитоидов и пегматитов массивов Стшегом-Соботка и Крконоше (*ppm*)

Образцы	*Rb*		*Pb*		*Ga*		*Ba*		*Sr*	
	I	2	I	2	I	2	I	2	I	2
Микроклин-пертит из гранитоидов	880	950	8	8	20	I8	2990	2200	I80	200
Микроклин-пертит из пегматитов (кварц-полевошпатовая ассоциация грубозернистой структуры)	I280	I540	9	28	27	33	I65	28	30	<I0
Микроклин-пертит из участков графического срастания с кварцем	I500	26I0	50	9	н.о.	н.о.	40	I80	<I0	<I0
Друзовый идиоморфный микроклин-пертит	2030	I7I0	8	I6	40	I6	360	65	23	<I0
Амазонит	2840	-	60	-	40	-	28	-	<I0	-
Пневматолитовый альбит	40	35	76	63	70	37	I7	I2	<I0	<I0
Гидротермальный альбит	40	<I0	<5	<5	I6	н.о.	44	I8	27	<I0

1 - Стшегом-Соботка 2 - Крконоше

В кварце из гранитоидов Судет содержание германия составляет 0,6–I,I ppm а в пегматитовом кварце оно варьирует в широких пределах. Так, в кварце из пегматитов массива Стшегом-Боботка уровень концентрации германия изменяется от 0,33 до 2,4 ppm.В наибольшей степени германием обогащен кварц из пегматитовых друз весьма специфической пневматолитовой минерализации. Наоборот, кварц гидротермального генезиса беден германием. Например, в породообразующем кварце, сопутствующем цеолитизации, содержится только 0,33–0,34 ppm германия. В то же время гидротермальный кварц, находящийся в парагенезисе с сульфидами, особенно со сфалеритом, обогащен германием (2 -2,8 ppm германия). Особенно богат германием кварц, находящийся в парагенезисе с флюоритом, как например кварц Веленецких гор (Венгрия), содержащий 4,2–7,I ppm германия, или кварц, образующий псевдоморфозы по флюориту, из Фрайберга (Саксония) и содержащий 6,2 ppm германия. Отсутствие корреляции между германием и кремнием наблюдается в некоторых аморфных и криптокристаллических SiO_2 минералах, образующихся в процессах выветривания. Так, в опале из никелевого рудника в местечке Шкляры около Зомбковице-Сленске (Нижняя Силезия) с силикатным типом руд содержится только 0,0I–0,07 ppm германия. Можно предположить, что опал, бедный германием, образовался в результате отложения кремнезема из щелочных растворов. Значительная разница в растворимости SiO_2 и GeO_2 в воде возможно способствовала отделению GeO_2 от SiO_2.

По содержанию лития кварц магматических гранитоидов отличается от кварца метаморфических и реоморфических гранитоидов. Кварц из магматических гранитоидов обогащен литием (табл. 5), в то время как в кварце из анатектических гранито-

идов Совьих гор (Нижняя Силезия) содержится меньше I ppm лития. Низкое содержание лития было установлено также в кварце из метаморфических пород, с другой стороны, было установлено обогащение литием кварца из гнейсов в Погоже Изерске неподалеку от контакта с гранитоидами массива Крконоше (6,I-9,8ppm), в то время как в кварце из зоны, удаленной от контакта, содержится 0,2-2,2 ppm лития.

В кварце из пегматитов литий концентрируется в большей степени, чем в кварце из гранитоидов. Особенно обогащен литием кварц, находящийся в парагенезисе с литиевыми минералами, содержащими много лития. То же самое справедливо для гидротермального кварца, находящегося в парагенезисе с флюоритом в массиве Стшегом-Соботка (32-35 ppm лития). Тем не менее, гидротермальный кварц из массива Крконоше богаче литием, даже если он не находится в парагенезисе с флюоритом. Можно предположить, что кварц, кристаллизующийся из щелочных растворов, обогащенных литием, поглощал литий в большом количестве. Так, в молочном кварце из Клетно около Клодзко, кристаллизующемся на мраморе, содержится 9I ppm лития, а в кварце из карбонатной жилы гор Матра (Венгрия) - 5Ippm лития. Таким образом, в щелочных растворах литий сосаждается с кремнеземом.

В кварце из метаморфических пород бериллия в среднем в три раза меньше (0,05-0,I3ppm) чем в кварце из гранитоидов. В пегматитовом кварце бериллия больше, чем в кварце из гранитоидов. Высокая дифференциация содержания бериллия была установлена в кварце из пегматитовых друз. Оказалось, что кварц, находящийся в парагенезисе с бериллиевыми минералами обогащен бериллием (в кварце из пегматитов массива Крконоше, находящегося в парагенезисе с гадолинитом, содержится I,8ppm берил-

5945

лия, в друзовом кварце, находящемся в парагенезисе с бериллом, из пегматитов массива Стшегом-Соботка - 1,9 ppm бериллия).

Высокое содержание бериллия было обнаружено также в кварце из пегматитов метаморфического комплекса пород Совьих гор, находящемся в парагенезисе с бериллом (0,8-0,9ppm) бериллия). Если в парагенезисе с кварцем бериллиевых минералов нет, в нем содержится только 0,25-0,39ppm бериллия.

Гиалиты, встречающиеся по трещинам в нефрите из серпентинитового карьера в окрестностях Йорданува (Нижняя Силезия), отличаются высокой концентрацией бериллия (до 3ppm). Они содержат в 100-200 раз больше бериллия, чем гиалиты из серпентинитов других районов Нижней Силезии. В ходе исследований были найдены кристаллы берилла вблизи пегматита.

Среди разновидностей гидротермального кварца аметисты отличаются особенно высоким содержанием галлия, а также высоким Ga/Al отношением. В аметистах из гидротермальных жил в гранитах массива Крконоше в среднем оказалось 23 ppm галлия и 120 ppm алюминия (Ga/Al = 1900.10^{-4}), в то время как в молочном кварце из того же массива - 0,27ppm галлия и 740ppm алюминия (Ga/Al = 3,6.10^{-4}). Для отдельных разновидностей кварца из эрланов были получены следующие результаты: для аметиста - 19ppm галлия и 140 ppm алюминия (Ga/Al = 1400.10^{-4}), для бесцветного кварца - 0,22ppm галлия и 470ppm алюминия (Ga/Al = 4,7.10). Содержание галлия и алюминия в кварце из гидротермальных жил в андезитах оказалось следующим в аметисте - 7,7ppm галлия и 130 ppm алюминия (Ga/Al = 590.10^{-4}), в бесцветном кварце - 0,41ppm галлия и 400ppm алюминия (Ga/Al = 9,1.10^{-4}). Следует заметить, что в аметистах имеет место некоторое увеличение Fe/Al отношения.

Таблица 5

Содержание лития, бериллия и галлия в кварце из массивов Стшегом–Соботка и Крконоше (ppm)

Тип кварца	Li		Be		Ga
	I	2	I	2	2
Кварц из гранитоидов	3 – I5	8 – I4	0,I6 – 0,27	0,23 – 0,42	0,09 – 0,I4
Высокотемпературный кварц из пегматитов	I8 – 35	I6 – 25	0,I5 – 0,4I	0,I2 – I,80	0,052–0,08I
Низкотемпературный кварц из пегматитов	2,5 – 3I	I2 – 42	0,02 – 0,9	0,09 – I,4	0,039–0,084
Гидротермальный кварц	I,8 – 35	2,3 – 53	0,02 – 0,I3	0,03 – I,8	0,028–0,063

I – Стшегом–Соботка 2 – Крконоше

Ниже представлены данные по распределению редких элементов в зонах последовательного отложения кварцевого прожилка из Клетно возле Клодзко (Судеты).

Таблица 6

Содержание алюминия, галлия, железа, лития и бериллия в кварце из кварцевого прожилка из Клетно (в *ppm*)

Разновидность кварца	*Al*	*Ga*	*Fe*	*Li*	*Be*
Молочный кварц тонкозернистой структуры (на мраморе)	990	0,09	I30	87	0,06
Бледнофиолетовый аметист	I20	23	245	9	I,5
Молочно-серый кварц	580	0,29	78	38	0,36
Бесцветный прозрачный кварц	I95	0,05	63	I8	0,56
Пластинчатый молочный кварц	790	0,09	I00	53	0,23

Принимая во внимание увеличение отношения можно предположить, что аметист кристаллизовался из растворов с низким pH, в которых активность иона железа была достаточно высокой. Эти условия благоприятствовали отложению галлия, в то время как садка алюминия была ограниченной. Уменьшение щелочности затрудняло осаждение лития, но способствовало концентрации бериллия.

Таким образом, дифференциация примесей различных химических элементов в кварце зависит от многих факторов, таких как химический состав растворов, pH, окислительно-восстановительный потенциал, температура и давление.

R E F E R E N C E S

KOWALSKI W. /1967/. Geochemia potasu, sodu, wapnia, rubidu, ołowiu, baru i strontu w granitoidach sudeckich i ich pegmatytach.
/Geochemistry of potassium, sodium, calcium, rubidium, lead, barium and strontium in Sudetic granitoids and their pegmatites/. Archiw.Miner. Vol.27.No 1,p.53-244.

POLAŃSKI A. /1965/. /Полянский А./ Рассеянные элементы в минералах гранитоидных массивов и в минералах их пегматитов./Пробл. геохимии , 387-395 .

SZPILA K. /1967/. Geochemia wanadu i chromu w sudeckich skałach magmowych. /Geochemistry of vanadium and chromium in Sudetic igneous rocks/. Archiw.Miner.Vol.27, No 2, p.19-120.

SMULIKOWSKI K. /1958/. Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. /The problem of genetic classification of granitoids/. Stud.Geol.Pol. Vol.1, p.7-115.

WALENCZAK Z. /1969/. Geochemia pierwiastków rozproszonych w kwarcach. /Geochemistry of minor elements dispersed in quartz/. Archiw. Miner. Vol.28, No 2, p.189-335.

О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ГРАНИТОИДОВ УРАЛА И АССОЦИИРОВАННЫХ С НИМИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Г.Б. ФЕРШТАТЕР, Н.С.БОРОДИНА, А.И.ГРАБЕЖЕВ, Н.А.ЯРОШ, М.В.ТРАЯНОВА

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского научного центра АН СССР, г. Свердловск

Вопрос о генетической гетерогенности гранитных магм - один из важнейших в петрологии. Сейчас, по-видимому, можно говорить о двух принципиально возможных механизмах генерации гранитной магмы: селективное плавление различных по составу зон коры или магматическая дифференциация более основной по составу исходной магмы. Цель проведенного исследования - определить геохимическую специфику главных типов гранитов и выяснить, отражает ли она различия в первичном содержании элементов в магмах разного генезиса или складывается на стадии формирования пород. Иными словами, можно ли по содержанию элементов-примесей определить генетическую природу гранитоидов? Урал с его разнообразным гранитоидным магматизмом представляется хорошим объектом для таких исследований, и они уже проводились с использованием уральского материала (Овчинников и др., 1969; Ляхович, Овчинников, 1970).

В рассмотрение включены граниты двух крупных групп: вулканической и плутонической, близких по смыслу к соответствующим ассоциациям Кеннеди (Kennedy, Andersen 1938). Магмы гранитоидов плутонической группы образуются в результате селективного плавления сиаля в условиях амфиболитовой фации,

богаты водой и поэтому неспособны к значительному вертикальному перемещению. Производные от них граниты локализуются вблизи от места генерации магмы в абиссальной или мезоабиссальной фации глубинности и лишены эффузивных аналогов.

Магмы гранитоидов вулканической группы являются маловодными. Гранитоиды могут сопровождаться комагматичными эффузивами, образуя гип- и мезоабиссальные массивы, сложенные стандартной серией: габбро-диорит-гранодиорит-гранит. Различное количественное соотношение гранитоидов в таких сериях, закономерно связанное с общим характером магматизма, тектонической позицией и стадией развития подвижного пояса, позволяет выделить ряд формационных типов, отличающихся друг от друга количественным соотношением пород: габбро-гранитный, тоналит-гранодиоритовый и адамеллит-гранитный. Соотношение пород в типичных массивах каждого формационного типа соответствует модели внутрикамерной кристаллизационной дифференциации различных исходных магм: базальтовой, андезито-д ацитовой или дацито-липаритовой (Ферштатер, 1971).

Предельные, т.е. содержащие максимальное количество кремнезема, граниты плутонической и вулканической групп отвечают кварц-полевошпатовым котектикам при давлении водяного пара 3-5 и 0,5-1 кбар соответственно и вследствие этого отчетливо различаются по содержанию кремнезема. Первые содержат 72-73% SiO_2 вторые - 74-75%. (Штейнберг, Ферштатер, 1968). Граниты габбро-гранитного формационного типа на Урале отвечают непредельным разностям типа граносиенита или адамеллита. Гранодиориты и тоналиты разных формационных типов близки по химическому составу (табл.1).

Таблица I

Средние химические составы гранитоидов Урала и ассоциированных с ними предрудных редкометальных метасоматитов

Фация глубинности	Гипабиссальная			Гип - и мезоабиссальная					Абиссальная	
Формационный тип	габбро-гранитный			тоналит-гранодиоритовый			адамеллит-гранитный		гранитный	
Породы	граниты, грано-сиениты	грано-диориты	тоналиты	плагио-граниты	грано-диориты	тоналиты	граниты	кварц-мусковитовые грейзены	граниты	щелочные метасоматиты
Количество анализов	45	50	56	46	I74	89	II4	3	225	2I
SiO_2	7I,75±0,55	66,0I±0,62	58,65±0,68	7I,28±0,5I	66,I7±0,55	59,60±I,0	74,I3±0,43	82,9	72,66±0,24	63,3 ± 2,5
TiO_2	0,34±0,04	0,5I±0,08	0,72±0,08	0,20±0,03	0,50±0,05	0,74±0,08	0,I8±0,03	0,I	0,23±0,02	0,24 ± 0,08
Al_2O_3	I3,4 ±0,4I	I5,8I±0,36	I6,54±0,36	I5,38±0,37	I5,75±0,30	I6,70±0,3I	I3,35±0,34	9,2	I4,43±0,I4	I9,08 ± I,7
Fe_2O_3	2,07±0,42	2,73±0,48	3,86±0,4I	0,80±0,I2	I,44±0,I6	2,42±0,28	0,96±0,24	0,9	0,70±0,08	I,24 ± 0,28
FeO	I,88±0,30	2,60±0,37	3,86±0,32	I,08±0,I4	2,55±0,28	4,2I±0,34	I,02±0,2	I,5	I,4I±0,I0	0,72 ± 0,27
MnO	0,07±0,0I	0,I4±0,09	0,I2±0,03	0,04±0,0I	0,09±0,02	0,I0±0,02	0,04±0,02	0,04	0,05±0,0I	0,06 ± 0,02
MgO	0,57±0,I3	I,2I±0,20	2,74±0,27	0,80±0,I7	I,92±0,34	3,34±0,30	0,38±0,06	0,4	0,53±0,06	0,56 ± 0,I9
CaO	I,I2±0,2I	2,44±0,52	5,96±0,52	2,I3±0,I9	3,52±0,32	5,4I±0,37	I,04±0,I6	0,2	I,4I±0,II	I,28 ± 0,25
Na_2O	4,I8±0,3I	4,98±0,45	3,82±0,3I	4,44±0,2	3,6I±0,20	3,69±0,2I	3,65±0,23	0,2	3,70±0,08	4,03 ± 0,85
K_2O	3,79±0,I3	2,73±0,54	I,96±0,I2	2,43±0,25	3,0I±0,32	2,I8±0,30	4,42±0,23	3,2	4,I6±0,II	6,52 ± I,I

Окислы

Гранитоиды каждого формационного типа вследствие разных фациальных условий становления обладают характерными особенностями минерального состава и структуры. Глубинные граниты представлены биотитовыми двухполевошпатовыми разностями с решетчатым микроклином ($Or_{90}Ab_{10}$) и биотитом, близким к ряду истонит-сидерофиллит с железистостью 45-55%. Парагенезис таких гранитов характеризуется высокой степенью равновесности. Распределение компонентов между всеми минералами соответствует температурам 450-550°. Гипабиссальные граниты являются микропертитовыми ($Or_{50}Ab_{50}$) существенно однополевошпатовыми. По сравнению с глубинными они заметно обогащены магнетитом, ассоциирующим с фемическими силикатами низкой железистости и глиноземистости. Степень равновесности их парагенезиса значительно ниже, чем в глубинных гранитах. В фемических силикатах и магнетите зафиксированы равновесия, отвечающие постмагматической температуре 550-650°, а в полевых шпатах - обычно заметно более высокие - 740-780°.

В мезоабиссальных массивах наблюдается перемежаемость одинаковых по составу гранитов с различными минеральными парагенезисами: высокотемпературных однополевошпатовых и низкотемпературных двухполевошпатовых. Первые из них по своим петрологическим особенностям аналогичны гипабиссальным гранитам, вторые - глубинным. Эти вариации минерального состава обусловлены неравномерным распределением летучих в расплаве и остывающих породах и являются результатом отжига (диафтореза).

Рассматриваемые гранитоиды различаются по содержанию ряда элементов-примесей. Разные элементы ведут себя неодинаково в процессе становления гранитоидов. В первом приближении

5945

Таблица 2

Средние содержания ($\bar{X}$ г/т) и коэффициенты вариации (V) редких элементов в главных формационных типах гранитоидов Урала и ассоциированных с ними преджильных редкометальных метасоматитах

Фации глубинности		Гипабиссальная				Гип- и мезоабиссальная								Абиссальная			
Формационный тип		Габбро-гранитный				Тоналит-гранодиоритовый				Адамеллит-гранитный				Гранитный			
Породы		Граниты граносиениты		Гранодиориты, тоналиты		Плагио-граниты		Гранодиориты, тоналиты		Граниты, адамеллиты		Кварц-мусковитовые грейзены		Граниты		Мусковит-микроклин-альбитовые метасоматиты	
Количество анализов		52		24		I2		33		42		83		54		98	
Параметры		$\bar{X}$	V	$\bar{X}$	V	$\bar{X}$	V	$\bar{X}$	V	$\bar{X}$	V	$\bar{X}$	V	$\bar{X}$	V	$\bar{X}$	V
Элементы	Ванадий	28± 6	68	I45± 26	89	36± 4	5I	I40± 2I	52	I5± 2	39	-	-	25± 4	66	-	-
	Никель	II,0±5,0	77	-	-	7,0±2,0	54	I6,0±3,0	55	6,0± I,0	35	-	-	I0,0±3,0	24	-	-
	Кобальт	I4,0±2,0	24	-	-	8,0±I,0	28	I4,0±2,0	43	I2,0±2,0	32	-	-	I4,0±2,0	24	-	-
	Германий	I,2±0,2	54	0,8±0,I6	49	0,4±0,I	52	0,6±0,I	50	I,3±0,6	42	I,5±0,2	52	0,9±0,I	53	I,9±0,2	36
	Рубидий	35±I9	82	70±28	77	74±I4	45	II6±3I	78	246±20	62	542±206	I37	362±86	80	383±52	45
	Стронций	93±24	77	I00±22	43	I47±5I	8I	223±39	53	95±2I	69	-	-	237±4I	53	-	-
	Цезий	I4± 3	74	9± 3	8I	24± 7	63	8± I	54	I7± 4	6I	40±I6	I32	33± 3	30	3I± 8	84
	Литий	5,0±2,0	83	5	-	I4± 4	66	6,0±I,0	43	I3± 3	62	I0000±53I	I66	39± 5	50	I73±69	I28
	Бериллий	3,0±0,6	53	2,3±I,2	64	2,9±0,6	48	4,6±0,7	4I	2,5±0,5	53	9,9±3,0	I48	4,9±0,6	30	I7,6±4,I	II3
	Олово	2,6±0,6	7I	I,7±0,5	80	0,6±0,2	45	I,4±0,6	I06	I,8±0,5	78	I30±59	200	I,5±0,3	65	7,4± I,4	93
	Молибден	2,9±0,5	62	I,6±0,5	75	0,3±0,I	63	I,3±0,2	49	I,6±0,4	7I	I5,5±2,0	44	I,0±0,I	56	I,6± 0,8	I40
	Ниобий	I5±4	72	I4±2	5I	-	-	I7±2	42	I7±3	48	40±7	76	I6±3	50	I7± 3	56

они образуют три группы. К первой относятся элементы, устойчивые по отношению к постмагматическим преобразованиям. Они ведут себя инертно и поэтому с определенными допущениями фиксируют первичный состав гранитоидов, а следовательно и магм (элементы семейства железа, германий). Элементы второй группы, примером которых могут служить ассоциированные с калием рубидий, стронций, свинец, накапливаются в ходе магматической дифференциации и следующего за ней равновесного преобразования минерального состава в процессе охлаждения (отжига, диафтореза). И, наконец, элементы третьей группы, такие как олово, молибден, бериллий, ниобий, обнаруживают отчетливую тенденцию к перераспределению и концентрации в результате гидротермальных околорудных и рудных процессов.

Содержание элементов семейства железа - ванадия, никеля, кобальта - в одноименных гранитоидах, производных разных по генезису магм, близки. Концентрации этих элементов примерно одинаковы как по формационным типам в целом (табл.2), так и по отдельным массивам (табл.3). Количество их коррелируется с валовым составом, уменьшаясь с понижением основности гранитоидов. Это удается проследить даже в области гранитных составов. Так, содержащие максимальное количество кремнезема граниты адамеллит-гранитного формационного типа несколько обеднены элементами семейства железа по сравнению с гранитами гранитного и габбро-гранитного формационных типов, близкими по количеству кремнезема (табл. I,2). Примерно одинаковые концентрации таких характерных для основных пород элементов как ванадий, никель, кобальт в гранитах, производных как основных, так и собственно гранитных магм, могут служить хорошей иллюстрацией отсутствия первичного обогащения гранит-

5945

Таблица 3

Среднее содержание г/т редких элементов в отдельных массивах гранитоидов Урала

Фация глубинности	Формационный тип	Породы	Массив, комплекс	Количество проб	Элементы								
					Li	Rb	Be	Sr	Ge	Sn	Pb	Mo	Ni	Co
Гипабиссальная	Габбро-гранитный	Граниты, граносиениты	Кассельский	II	5	89	I,0	I50	I,3	I,6	I2	2,0	I2	I4
			Магнитогорский	I2	-	76	-	73	0,6	I,4	9	4,5	I3	7
			Грязнушенский	3	5	40	3,6	88	0,9	2,8	5	3,0	8	I4
			Чекинский	5	I2	7I	5,4	I9	I,6	7,0	27	I,6	6	I3
			Богдановский	7	5	52	3,4	43	I,6	5,2	9	4,2	8	I6
			Брикентский	5	5	53	2,2	64	I,8	2,7	I3	3,5	2I	I3
			Иргизский	5	4	I00	-	I00	I,4	I,7	2,3	I,3	8	I3
Гип- и мезабиссальная	Тоналит-гранодиоритовый	Гранодиориты, тоналиты	Верхне-Уральский	6	7	I25	3,I	I8I	0,9	I,2	5	0,8	-	-
			Кассельский	6	I5	49	0,5	I40	0,8	I,I	7	I,2	-	-
			Грязнушенский	3	I2	55	I,2	98	0,7	I,4	I0	I,9	I0	I3
			Богдановский	3	I5	50	4,0	64	0,7	3,2	I2	2,9	I0	I3
			Брикентский	2	5	34	I,4	75	0,5	I,5	7	2,6	-	-
		Плагиогранит-ты	Пластовский	23	I5	70	2,4	I07	0,5	0,6	27	0,2	I8	I8
			Джетыгаринский	5	6	67	4,7	235	0,4	0,4	I9	I,0	-	-
		Гранодиориты, тоналиты	Челябинский	8	I0	I20	9,5	200	0,6	2,2	I0	I,2	26	23
			Краснинский	9	I0	60	0,4	I40	0,6	0,8	I0	0,8	I6	2I
			Ново-Курановский	6	20	200	5,0	290	0,6	I,8	I9	3,7	60	30
			Айдырлинский	6	6	I30	5,I	83	I,I	2,0	7	2,5	I5	I5
			Джетыгаринский	2	7	27	4,8	250	0,4	0,4	7	0,9	I0	I8
	Адамеллит-гранитный	Граниты, адамеллиты	Борлинский	I2	5	280	2,2	4I	I,3	3,I	2I	2,I	6	II
			Кайрактинский	20	I9	240	2,7	I30	I,8	I,8	I5	I,2	7	I3
Абиссальная	Гранитный	Граниты, гранодиориты	Верх-Исетский	9	35	57	I,4	369	I,0	I,I	I4	0,7	I4	I5
			Челябинский	8	I9	477	6,5	I78	0,6	2,I	34	0,9	6	I3
			Самарский	6	60	347	-	I56	I,4	3,I	4I	0,3	I0	I3
			Степнинский	I3	8	204	3,I	II2	0,9	I,0	33	I,0	I6	I8
			Джабык-Карагайский	I8	40	409	4,6	284	0,6	I,3	33	I,0	3,5	I4
			Кацбахский	I7	2I	I60	4,3	-	-	-	-	-	-	-

5945

ных магм разного генезиса элементами-примесями.

Вторым важным подтверждением этого вывода являются закономерные вариации в содержании рубидия, стронция и свинца в одном и том же массиве в породах с разной степенью диафтореза. Так, из табл. 2 видно, что "отожженные" глубинные граниты обогащены названными элементами по сравнению, например, с наиболее высокотемпературными, "закаленными" гипабиссальными гранитами габбро-гранитного формационного типа. Аналогичные различия наблюдаются между двухполевошпатовыми и однополевошпатовыми гранитами в пределах одного и того же массива. В Борлинском массиве, расположенном на юге Урала, в Мугоджарах, первые содержат 365 г/т Rb и 29 г/т Pb т.е. примерно столько же, как и близкие им по минеральному составу глубинные граниты, а вторые - 180 г/т Rb и 12 г/т Pb приближаясь в этом отношении к гипабиссальным гранитам габброгранитного формационного типа (табл.2). По содержанию свинца в калиевых полевых шпатах различие еще более четкое: в двухполевошпатовых гранитах в этих минералах содержится 30-60 г/т Pb а в однополевошпатовых - 2-15 г/т. При этом наблюдается прямая корреляция между количеством ортоклазовой составляющей в полевом шпате и концентрацией в нем свинца (рис. 1). Пока калиевая фаза пертитов сохраняет моноклинную сингонию, увеличение количества свинца аддитивно соответствует возрастанию содержания ортоклаза, а с появлением триклинной фазы концентрация свинца повышается резко. В случае пород одного состава содержание ортоклаза в щелочном полевом шпате соответствует температуре зафиксированного в породе равновесия, возрастая с увеличением ее. Следователь-

но, количество свинца в данном случае коррелируется со степенью равновесного постмагматического преобразования, отжига породы. Полевые шпаты двух альтернативных типов гранитоидов Урала - сиалических (гранитный формационный тип) и базальтоидных (габбро-гранитный тип) - также различаются по содержанию свинца (Ферштатер, Бородина и др., 1969). Это позволяет предполагать общую причину различий как для одно- и двухполевошпатовых гранитов Мугоджар, так и для петрографически близких к ним гранитов двух главных уральских типов.

Концентрации элементов третьей группы складываются на стадии гидротермального преобразования гранитоидов. Ореолы рассеяния редких элементов в этих случаях могут быть очень широкими, захватывая массивы целиком, часто без видимых гидротермальных изменений, которые сопровождают более высокие концентрации элементов, близкие к рудным. По-видимому, именно вследствие таких процессов содержание олова в так называемых оловоносных гранитах возрастает по сравнению с теми количествами, которые можно рассматривать как первоначальные содержания этого металла в магме (Таусон, 1961). В тех интрузивах, где рудная стадия отсутствует или выражена слабо, концентрации олова, видимо, соответствуют первоначальным, коррелируясь с количествами Ti и $Fe^{...}$ Оловянные месторождения на Урале отсутствуют, поэтому можно предполагать, что первичное содержание олова здесь в меньшей мере затушевано перераспределением его в рудную стадию по сравнению с типичными оловоносными районами. Действительно, обогащенные Ti и $Fe^{...}$ граниты габбро-гранитного формационного типа содержат более высокие концентрации

олова по сравнению с палингенными гранитами гранитного формационного типа, в которых содержания Ti и $Fe^{...}$ заметно ниже (табл. I,2). Олово всегда рассматривалось как элемент, характерный для собственно гранитного, корового магматизма и более высокие содержания его в гранитах, являющихся производными основной магмы, хорошо подтверждают основной тезис настоящего сообщения.

Приведенные данные показывают, что геохимическая специализация гранитоидов складывается на поздних стадиях формирования и обусловлена, в первую очередь, условиями становления пород.

Различные условия формирования абиссальных и гипабиссальных гранитов определяют и специфику постмагматических процессов, сопровождающих рудообразование (Таусон и др., I970; Шипулин, I971). Маловодные расплавы, кристаллизующиеся в гипабиссальных условиях, становятся насыщенными водой только на последних стадиях кристаллизации. Концентрация в апикальной части массива обогащенного кремнеземом флюида (Бернэм, I970) приводит к широкому развитию ранних щелочных площадных образований типа апогранитов. Следствием этого является падение концентрации щелочей в растворе, уменьшение его pH и развитие в преджильный этап кварц-мусковитовых грейзенов (Грабежев, Покровский, I969). Становление гранитов в глубинных условиях в силу богатства магмы водой приводит к отделению растворов в течение всего этапа кристаллизации. Флюиды не концентрируются в апикальной части и вследствие этого ранние щелочные площадные процессы отсутствуют. Поэтому растворы в преджильный этап сохраняют высокую щелочность, что приводит к замещению кварца гранитов микроклином, альбитом и мусковитом с образованием щелочных метасоматитов (табл. I).

Эти особенности преджильных метасоматических процессов находят свое отражение в редкоэлементном составе метасоматитов. В ассоциированных с глубинными гранитами преджильных щелочных метасоматитах заметно концентрируются германий, литий и бериллий, в то время как содержания других элементов в них остаются примерно такими же как в гранитах. Что же касается гипабиссальных кварц-мусковитовых грейзенов, то в них содержания почти всех рассмотренных элементов (за исключением германия) резко увеличивается по сравнению с гранитами при заметно больших значениях коэффициента вариации (табл.2).

В гранитах адамеллит-гранитного и гранитного формационных типов, с которыми ассоциируют рассматриваемые метасоматиты, содержания таких элементов, как олово, молибден, ниобий близки, но при эволюции раствора в глубинных условиях эти элементы рассеиваются, а в гипабиссальных - концентрируются в кварц-мусковитовых грейзенах преджильного этапа формирования пневматолито-гидротермальных месторождений. Концентрация указанных элементов в грейзенах по сравнению с глубинными мусковит-микроклин-альбитовыми метасоматитами обусловлена, по-видимому, высокой устойчивостью комплексов олова, молибдена, ниобия в щелочной среде при средних температурах (Александров, 1967; Рехарский, Розбианская, 1970).

Приведенные данные показывают, что концентрации элементов-примесей не применимы для генетического расчленения гранитоидов. Содержания инертных элементов оказываются близкими в гранитоидах одного состава, но разного генезиса, а остальные элементы-примеси перераспределяются или привносят-

ся в постмагматическую стадию. Закономерности их распределения с успехом могут быть использованы для определения характера и степени постмагматических преобразований гранитоидов, их потенциальной рудоносности.

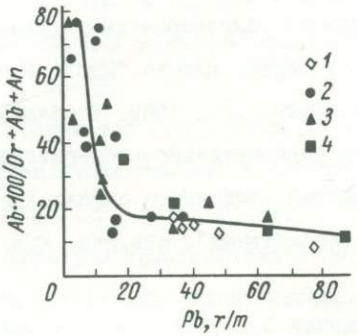


Рис. I. Содержание альбитовой составляющей и свинца в щелочных полевых шпатах гранитоидов Урала.

Полевые шпаты из гранитоидов следующих формационных типов: I-гранитного, 2-габбро-гранитного, 3-тоналит-гранодиоритового, 4-адамеллит-гранитного.

5945

ЛИТЕРАТУРА

Александров И.В., 1967. Ниобий в углекислых растворах и соображения о миграции редких элементов в гидротермальных условиях. Геохимия, 6, 684-693.

Барнс К., 1970. Гидротермальные флюиды магматической стадии. В сборнике "Геохимия гидротермальных рудных месторождений", отв. ред. Х.Барнс. Изд-во "Мир", М.с. 40-73.

Грабежев А.И., Покровский П.В., 1969. Особенности метасоматизма пород ряда редкометально-гюбнеритовых и золоторудных месторождений восточного склона Урала. В сборнике "Проблемы метасоматизма", отв.ред. Ю.В. Казицын, Л.с. 199-207.

Ляхович В.В., Овчинников Л.Н., 1970. Некоторые черты геохимии гранитоидов и их рудоносность. В сборнике "Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов" Тр. симпозиума, ч. I, отв. ред. Л.В. Таусон, с. 47-82.

Овчинников Л.Н., Бородин Л.С., Ляхович В.В., 1969. Геохимия магматических пород. В сборнике "Мат-лы IУ Всесоюзн. петрограф. совещания", отв. ред. Г.Д. Афанасьев, Изд-во АН Азерб. ССР, с. 72-76.

Рехарский В.И., Розбианская А.А. 1970. Экспериментальные условия соосаждения молибдена кремнеземом из сероводородных растворов. Докл. АН СССР, 192, (2): 428-430.

Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах.-Изд. АН СССР, М., 1961, 231 стр.

Таусон Л.В., Анфилогов В.Н., Коваленко В.И., Козлов В.Д., Кузьмин М.И., Трошин Ю.П. 1970. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов. В сборнике "Геохимические критерии потенциальной рудоносности

гранитоидов", Тр. симпозиума, ч. I, отв.ред. Л.В. Таусон, Иркутск, с.216-261.

Ферштатер Г.Б., 1971. Схема формационного и фациального расчленения гранитоидов Урала.-"Ежегодник 1970", отв.ред. С.Н. Иванов. Изд. ИГ и Г УНЦ АН СССР, с.31-34.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Траянова М.В., 1969. Литий, рубидий, стронций и свинец в гранитоидах Урала.-"Геохимия", № I, 72-83.

Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., 1968. Об особенностях состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций. Докл. АН СССР, 182, (4): 918-921

Шипулин Ф.К. О кинетике кристаллизации магмы и рудоносности интрузий.-"Геология рудных месторождений", 1971, 13,(1):3-17.

Kennedy W.Q., Andersen E.M., 1938. Crustal layers and the origin of magmas. - Bull. volcanol., ser. 11, 3, pp. 24-41.

ГЕОХИМИЯ ОЛОВА В МАГМАТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ
(на примере гранитоидов Восточной Сибири)

В.А.ЛЕГЕЙДО

Институт геохимии СО АН СССР, Иркутск

Исследования геохимической истории олова на магматическом этапе предполагали изучение его поведения в генетически связанных сериях пород, отличающихся составом, возрастом, глубиной и условиями формирования. Большинство изученных гранитоидов (I2 массивов и комплексов) относятся к неоловоносному щелочно-известковому сфен-ортитовому типу и только некоторые интрузии Кукульбейского комплекса - к щелочному, оловоносному.

Разновозрастные неоловоносные гранитоиды Восточного и Западного Забайкалья, Прибайкалья и Восточного Саяна сравнивались вначале по величине средневзвешенных концентраций. Сравнение показало, что мезозойские и палеозойские гранитоиды содержат 3,5, протерозойские - 4,I, архейские - 3,6 г/т олова, т.е. в группе щелочно-земельных гранитоидов постоянство средней концентрации олова выдерживается вне зависимости от пространства, времени и глубины формирования интрузии.

Фоновое содержание олова в охваченном исследованиями районе Восточной Сибири - 3,9 г/т. Реальная концентрация близка к фоновой, и поэтому не может служить поисковым признаком.

Вычислены региональные кларки олова: Восточные Саяны - 3,9, Восточное Забайкалье - 4,0, Западное Забайкалье - 4,0, Прибайкалье - 3,6 г/т.

Обилие цифрового материала позволило провести статистическую обработку результатов, установить вид функции распре-

5945

Средние концентрации олова, титана, железа, кремнекислоты и фтора в исследуемых массивах и комплексах оловоносных гранитоидов*

Таблица I

№№ пп	Массив (комплекс)	Возраст	Фаза (фация)	Олово г/т	Дисперсия содержания	Титан %	Железо %	Кремнекислота %	Фтор %	Число анализов
I.	Шахтаминский	Мезозой	I	7,8	4,97	0,86	2,42	60,50	0,08(5)	I2
			II	2,4	0,39	0,57	I,43	68,00	0,08(23)	54
			III	3,7	0,73	0,47	0,94	72,80	0,09(8)	II
2.	Джидинский	Палеозой	I	6,I	3,32	0,78	2,58	53,I4	0,08(40)	6
			II	3,I	0,98	0,59	I,60	6I,53	0,I0(89)	24
			III	2,4	0,36	0,I8	0,92	70,56	0,08(6I)	I7
3.	Конкудеро-Мамаканский	Палеозой	I	3,3		0,37	0,85	70,94	0,06(II)	I0
			II	3,7		0,38	I,II	69,3I	0,08(I0)	8
			III	4,5	3,46	0,40	I,55	64,I2	0,06(I0)	9
			IУ	6,5		0,47	2,69	59,96	0,05(4)	3
4.	Верхнеундинский	Палеозой	I	5,5	4,29	0,75	4,35	58,09	0,05(3)	9
			II	4,I	0,93	0,68	I,50	72,46	0,08(30)	64
			III	4,I	2,65	0,30	0,69	70,90	0,06(2)	26
5.	Холдерминский	Палеозой	I	2,4	0,78	0,63	2,09	65,28	0,I5(I9)	35
			II	2,0	I,06	0,28	I,I2	7I,I2	0,I8(2)	I2
6.	Зимовнинский	Протерозой	-	4,5	-	0,7I	2,29	63,75	-	6
7.	Большеерминский и р. Тихая	Протерозой	-	3,7	-	0,36	I,43	7I,65	-	5
8.	Гуникский	Протерозой	-	4,2(29)	2,I5	0,54(I3)	0,90(25)	67,38(I2)	0,05(26)	-
9.	Игнокский	Протерозой	-	4,4(3I)	2,3I	0,60(I0)	I,0(2I)	62,78(I0)	0,06(22)	-
I0.	Саянский	Протерозой	-	4,2(87)	3,33	0,62(42)	I,I4(67)	64,89(42)	0,05(58)	-
II.	Онотский	Протерозой	-	4,0(I7)	2,33	0,24(II)	0,64(I7)	7I,95(II)	0,08(6)	-
I2.	Китайский	Архей	-	3,6(I8)	5,04	0,36(I2)	I,I0(I4)	74,88(I2)	0,I4(I3)	-

*В некоторых случаях число анализов дано в скобках.

деления содержаний олова в породах. В определяемом интервале разница средних арифметической и геометрической концентраций находится в пределах ошибки определения, и можно пользоваться исключительно средней арифметической. Расчеты и гистограммы показали, что величины средних концентраций олова в изученных комплексах имеют суженный диапазон колебаний и невелики, так же, как и значения коэффициентов вариации и ассимметрии, и связь концентрации с дисперсией линейна. Это означает, что в "неоловоносных" гранитоидах перераспределение начальной концентрации олова незначительно. Исходя из нормального вида закона распределения содержаний вычислены средние концентрации олова в основных типах гранитоидов: граниты неоловоносные - 3,5, граносиениты - 3,2, сиениты - 3,4, гранодиориты - 5,7, диориты - 5,7, габбродиориты - 6,8, габбро-8,2 г/т.

Для выяснения поведения олова при дифференциации магматических очагов изучались фазовые и фациальные изменения его средних концентраций (табл. I), и было установлено, что содержания олова снижаются от начальных фаз к поздним в I,5 раза. В такой сложной микрогетерогенной системе как магматический расплав поведения одного элемента определяется не только его индивидуальными химическими и физическими свойствами, но и разнообразными связями с другими сосуществующими элементами. Поэтому естественно было сравнить вариации концентраций олова и его петрогенных аналогов - титана и железа, а также - кремнекислоты и фтора. Установлено, что во всех сериях гранитоидов сфен-ортитового типа выдерживается один порядок: содержания олова, титана и окисного железа изменяются согласно,

в одном направлении, олова и кремнекислоты - в противоположном, флуктуации содержаний фтора практически не сказываются на уровне концентрации олова в породе. Следовательно, в неоловоносных гранитоидах олово обогащает более меланократовые разности. Корреляционным анализом этот вывод был подтвержден и оказалось, что чем больше значение коэффициента линейной корреляции для фтора, тем меньше для железа и титана, т.е. ведущей всегда является одна связь; для неоловоносных гранитоидов это кристаллохимическая связь олова с титаном и железом.

При подсчете парных коэффициентов корреляции отдельно по нормальным и гибридным породам установлено, что различие минеральных (химически) составов усугубляет тенденцию проявления тех или иных связей, и бесспорно влияние количества элемента-аналога.

Учитывая двойственность природы олова, можно утверждать, что распределение его по минералам ортитоносных и монацитоносных гранитоидов будет различно в результате существования в магматическом расплаве динамического равновесия между катионной и анионной формами $Sn^{+4} \rightleftarrows [SnAm]^{-n}$ На состояние равновесия между ними влияют температура, давление и режим летучих компонентов. Высокие температуры, увеличивая степень диссоциации молекул в расплаве, для комплексных соединений неблагоприятны; кроме того по принципу Лешательье-Брауна в области больших температур реакция смещается в сторону эндотермического процесса. Роль Давления определить трудно, но скорее всего высокие давления сместят равновесие к катиону. Возрастание количества летучих увеличит, естественно, и количество сложных анионов олова. Следовательно, к концу процесса становления интрузии при достаточном количестве летучих

компонентов преобладающей формой окажется анионная. При этом возрастает длительность пребывания олова в расплаве, что приводит к накоплению его в поздних дифференциатах и поздних минералах. Катионная же форма, преобладающая на начальных стадиях жизни интрузий, приводит к рассеянию олова в минералах, возглавляющих процесс кристаллизации.

Основная валентность катиона олова 4, двухвалентное олово нестабильно, и не может играть значительной роли в условиях магматических камер.

Специально разработанный метод количественного спектрального анализа позволил определять концентрации олова во всех минералах гранитоидов. Всего выполнено 37 полных анализов поминеральных фракций (333 минерала). Распределение олова в породообразующих и акцессорных минералах неоловоносных гранитоидов показывает, что оно почти поровну распределено между лейкократовой и цветной частями породы, сфен-минерал-концентратор (100-1000 г/т олова), в роговых обманках вдвое больше олова, чем в биотитах тех же проб (15 против 8 г/т): среди светлых минералов повышеной концентрацией олова выделяется плагиоклаз (до 4 г/т):выделение минерала-носителя затруднительно (обобщенные результаты - в таблице 2). Содержания олова в одних и тех же минералах различных пород из различных массивов незначительно колеблются около среднего, которое можно определить как стандартную норму содержания (калишат - 1,.1; плагиоклаз - 3,0, кварц - 0,9; биотит -9,0; роговая обманка - 16,0; магнетит - 40,0; сфен - 300,0; ильменит - 30,0 г/т олова).

Геохимия олова в оловоносных гранитах изучалась на примере пород Кукульбейского комплекса, с рядом массивов которо-

го ассоциируют оловянное, вольфрамовое и редкометальное оруденения; Основной объект – Соктуйский массив мезозойских гранитоидов.

Средневзвешенная концентрация олова в породах Кукульбейского комплекса – 7,I г/т. Статистическая обработка результатов показала, что среднеарифметические концентрации олова колеблются в широких пределах (2,6 – I0 г/т), для коэффициентов вариации и дисперсий характерны повышенные значения, дисперсия и концентрация связаны линейно.

В породах Соктуйского массива отмечен (таблица 3) рост концентраций олова от ранних фаз к поздним параллельно с ростом концентрации фтора; содержания титана и окисного железа в том же направлении убывают при практически неизмененной концентрации кремнезема. Коэффициент линейной корреляции олово–фтор 0,74; влияние титана и железа носит подчиненный характер. Т.е. в оловоносных гранитах повышенное количество фтора и преобладание химической связи со фтором вызывают остаточное концентрирование олова.

Богатство магматического расплава оловоносных гранитов летучими компонентами способствует проявлению комплексообразующих свойств иона четырехвалентного олова. Комплексные соединения его устойчивы и легко транспортируются. Распределение олова в минералах монацитоносных гранитов изучалось на биотитовых гранитах главной фазы Соктуйского массива. Биотит выступает единственным минералом-концентратором и носителем олова породы (до 76%), остальная часть заключена в полевых шпатах и кварце, причем количественного различия норм содержаний олова в этих минералах из оловоносных и неоловоносных гранитоидов нет.

5945

Распределение олова по минералам оловоносных и неоловоносных гранитоидов

Таблица 2

Минералы	Оловоносные граниты (Сокуйский массив)		Неоловоносные гранитоиды	
	количество олова, приходящееся на минерал в пересчете на I г породы (г/т)	% олова породы, приходящегося на минерал	количество олова, приходящееся на минерал в пересчете на I г породы (г/т)	% олова породы, приходящегося на минерал
Кварц и полевые шпаты	I,5	2I	I,4	38
Биотит	5,0	70	0,5	I3
Роговая обманка				
Сфен и магнетит	-	-	I,8	45
Сумма	6,5	9I	3,7	96

Средние концентрации олова, титана, железа, кремнекислоты и фтора в оловоносных гранитах Сокуя

Таблица 3

Фаза	Олово %	Дисперсии содержаний олова	Титан %	Железо %	Кремнекислота	Фтор %	Фтор / олово	Число анализов
I	4,2	2,28	0,28	0,67	74,25	0,I4(8)	0,04	II
II	6,2	5,02	0,I6	0,65	76,00	0,30(26)	0,05	64
III	7,4	I2,85	0,I8	0,37	74,70	0,33(7)	0,05	II
IУ	2,6	I,30	0,50	I,2I	75,37	0,06(9)	0,03	I9

Изучение геохимии олова в гранитоидах Восточной Сибири показало, что поведение его в магматическом процессе определяется прежде всего составом интрузий. В щелочно-земельных гранитоидах доминирующие процессы кристаллохимического рассеяния приводят к повышению содержаний олова в железо-магниевых минералах и ранних дифференциатах. В щелочных - химическое концентрирование вызывает обогащение оловом поздних минералов, кислых дифференциатов и апикальных частей интрузий. Эти различия не только определяют геохимическую историю олова на магматическом этапе, но и отражаются на постмагматическом. Степень развития послемагматических процессов, минеральный состав пород и величины дисперсий также немаловажные факторы различия. Продуктивными на олово обычно оказываются гранитоиды с высоким уровнем содержания летучих компонентов, примерно равной кларку исходной концентрацией олова, щелочным (калиевым) характером состава, формирующееся как гипабиссальные интрузии в зонах глубинных разломов.

ЩЕЛОЧНО-ГАЛОИДНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕГО РЕДКОМЕТАЛЬНЫЙ ХАРАКТЕР

К.Д. СУББОТИН, Р.А. ХАЗОВ, Л.В.ГАНЗЕЕВА, В.И. ХАЗОВА
Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов
Москва, СССР

Западное обрамление Русской платформы характеризуется широким проявлением долгоживущих, местами мощных зон глубинных разломов грабенного типа, развивающихся вдоль приподнятой части кристаллического фундамента и сопровождающихся несколькими циклами вулканизма с излиянием магмы от базальтового до щелочно-трахитового и кератофирового состава. Наиболее молодые вулканические образования верхнедевонского и даже пермо-триасового возраста изучены в районе Волновахской и Воронежской структур.

В приподнятых блоках кристаллического фундамента, расположенных вдоль бортов грабенных структур, и в локальных структурах горстового типа, как правило, размещены гранитоиды различного происхождения, среди которых широко развиты процессы щелочного (калинатрового) и галогенного (фторового) метасоматоза, обусловившие формирование как в гранитоидах, так и в других породах упомянутых структур (диабазах, амфиболитах, скарнах, известняках, туфобрекчиях ортофирового состава и др.) кварц-микроклиновых, кварц-альбитовых и флюоритовых метасоматитов, а также различных грейзеновых образований.

Эти зоны метасоматитов, как правило, несут редкометальную акцессорную минерализацию, Возраст метасоматитов изучается. Триасовый возраст акцессорной бериллиевой минерализации в микроклинитах Украины определен С.Н. Вороновским ка-

5945

лий-аргоновым методом (200 млн.лет). Кроме того микроклинизация, окварцевание и флюоритизация верхне-девонских вулканических пород (ортофиров и др.) южного обрамления Донбасской геосинклинали и севера Приазовья, а также мощные флюоритовые тела, залегающие среди нижнекарбоновых известняков Волновахской структуры, также подтверждают их возраст на древнее верхнегерцинского.

Затронутые проблемы были рассмотрены нами более детально в 1962,1968,1969,1970г.г. Однако еще ранее А.Н. Чураков (1947), развивая представления эндогенного происхождения фтора, в известняках среднего карбона Русской платформы, высказанной впервые В.М. Вернадским и затем А.П. Карпинским еще в 1915г. (о ратовките), указывал на широкое развитие девонского вулканизма на юге платформы и связанной с ним фторовой минерализации известняков Русской платформы.

Возраст метасоматитов южной части Балтийского щита определен калий-аргоновым методом, а также по изотопному составу свинцов галенита в 1500-1400 млн.лет (Хазов, 1969; Хазов и др., 1970). Указанный возраст полностью согласуется с наличием окатанного "экзогенного" касситерита в песчаниках платформенного чехла (Салминская свита, абс.возраст 1350 млн.лет), образованных в верхнем протерозое (Кайрян, Хазов, 1967), в результате размыва гранитов и метаморфических пород, вмещающих тела разнообразных метасоматитов и грейзенов (в том числе) с касситеритом и сопутствующей акцессорной бериллиевой минерализацией.

Ниже рассматриваются наиболее характерные минералого-геохимические особенности редкометальной акцессорной минерализации в метасоматитах.

Впервые мощные флюоритовые тела в нижнекарбоновых известняках юга Донбасса были изучены геологами Украины на сопряжении с северо-восточным бортом Приазовского кристаллического массива. Флюорит содержит до 0,0034% окиси бериллия.

В пределах одного из горстов Украинского кристаллического щита, среди девонских вулканических пород ортофирового состава, установлена бериллиевая акцессорная минерализация, представленная в кварцево-микроклиновых метасоматитах гадолинитом и бертрандитом Пятенко, 1970).

За последние годы изучены щелочные метасоматиты одного из горстов Западного обрамления Русской платформы, здесь гентгельвиновая акцессорная минерализация развитая в кварцевых микроклинитах по метасоматическим гранитоидам была вскрыта при поисках и опробовании оловянного россыпного рудопроявления (Галецкий, 1966).

В одном из горстов широтного простирания, сложенного гранитизированными породами, предположительно протерозойского возраста, по В-СВ разлому внедрена мощная дайка оливинового-габбро-диабаза крутопадающая на Ю-ЮВ протяженностью более 10 км, которую позднейшие этапы тектонической активизации разбили на многочисленные блоки с горизонтальным перемещением в СЗ направлении превышающим 100 м и вертикально сброшены на десятки метров (Горбунов , Моргун, Хомич, Пасюкевич и др.).

Пологие зоны дробления в дайке и во вмещающих ее гранитоидах ЗЮЗ падения, секущие вкрест простирание габбро-диабазы, местами нацело замещены альбититами с редкоземельной и бериллиевой акцессорной минерализацией. Метасоматические пологопадающие тела в свою очередь взброшены на 50 м вдоль оси

дайки на ЗСЗ под < 45–52° (Горбунов). Любопытно, что минералогический состав метасоматитов и акцессорных редкометальных минералов развит по диабазам, резко отличается на продолжении метасоматических тел в гранитоидах. По составу исходных пород выделяются аподиабазовые и апогранитные метасоматиты.

Аподиабазовые метасоматиты – представляют собой продукт переработки зон дробления породы основного состава щелочными (натровыми) растворами. В результате натрового метасоматоза образуются альбит-биотитовые, амфибол-альбитовые и эгирин-амфибол-альбитовые метасоматиты. На всю гамму щелочных метасоматитов впоследствии неравномерно накладываются окварцевание и карбонатизация, усложняющие химический и минеральный состав метасоматитов.

Альбит-биотитовые метасоматиты служат переходной зоной между исходными амфиболизированными диабазами и щелочными амфибол-альбитовыми или эгирин-амфибол-альбитовыми метасоматитами и могут быть названы внешней зоной метасоматитов.

Амфибол-альбитовые и эгирин-амфибол-альбитовые метасоматиты слагают зону, которая характеризуется сложным переменным составом и неравномерным распределением как основных породообразующих, так и акцессорных редкометальных минералов. Здесь выделяются разновидности щелочных метасоматитов: эгирин-магнезиорибекит-альбитовая с лейкофаном; кварц-рибекит-альбитовая или кварц-рихтерит-альбитовая с гельвином и кварц-альбитовая с бериллом и бертрандитом (табл. I).

Все разновидности метасоматитов имеют взаимные переходы, участками неравномерно окварцованы и карбонатизированы.

Типы метасоматитов кристаллического фундамента западного обрамления Русской платформы

Таблица I

Геологическая позиция метасоматитов и вмещающие их породы			Типы метасоматитов и породообразующие минералы	Акцессорная минерализация
В краевых частях платформы	Верхний структурный этаж	Горст на берегу грабена в зоне сопряжения платформы с бортом щита. Горст сложен моноклинальнозалегающими девонскими ортофирами, их туфами и туфобрекчиями щелочных трахитов	Кварцевые микроклиниты: микроклин – 40–60% кварц (халцедоновидный) – 5–30% кальцит, анкерит – более поздние 20–30%	бертрандит, гадолинит, флюорит, апатит, циркон, монацит, колумбит; карбонаты, торит, паризит, барит, цирит, сфалерит; редких земель
В бортах щитов	средний структурный этаж	Зоны тектоно-магматической активизации в крыльях брахиантиклиналей, сложенных протерозойскими амфиболитами и пироксен-гранатовыми и гранат-везувиановыми скарнами развитыми по карбонатным породам	Полевошпатовые и полевошпатово-кварцевые метасоматиты: полевой шпат (анортоклаз, плагиоклаз) – 20–60% классиерит – 0–15% кварц – 0–80% реликты скарновых минералов (пироксены, гранаты и др.) – 0–50%	топаз, цирит, халькопирит, флюорит
		-"-	Амфибол-хлорит-флюоритовые: флюорит – от 10–50% хлорит – от 10–30% амфибол – от 10–30% карбонат – от 0–10%	деналит, бораты бериллия, шеелит, касситерит, апатит, леллингит, халькопирит, сфалерит, борнит, пирит, пирротин; реликты минералов ранних стадий: диопсид, гиденбергит, везувиан, плагиоклаз
		-"-	Флюорит-везувиновые: везувиан – 10–65% реликты скарновых минералов (гранат–0–60%, пироксан 0–55%) флюорит – 10–25% альбит – 0–10 (более ранний) Минералы поздних стадий: кальцит–1–35%, хлор-серпентин, кварц, эпидот, серицит, барит	гельвин, берилл, сфен, апатит, циркон, шеелит, касситерит, сфалерит, пирит, арсенопирит, халькопирит, магнетит, уранинит. (Везувиан здесь бериллийсодержащий – от 0,3 до 0,5% – BeO)
		-"-	Флюорит-магнетит-слюдистые (тактиты) магнетит – около 30% или 25–55% мусковит – около 30% или 25–35% флюорит – около 30% или 10–25%	хризоберилл, касситерит, шеелит; сфен, апатит, сфалерит, уранинит; Минералы замещаемых скарнов: шпинель, гранат, везувиан; минералы поздних стадий: хлорит, серпентин, кальцит, серицит.
		-"-	Магнетит-флюорит-слюдистые, массивной текстуры магнетит – 10–45% мусковит – 10–40% (ферримусковит ?) селадит) флюорит) – 3–20%	хризоберилл, касситерит, фенакит, бертрандит, шеелит; сфалерит, апатит, циркон, монацит; уранинит, топаз, пирит, торит; Минералы замещаемых скарнов, полевошпатовых и флюорит-везувиальных метасоматитов: гранат, пироксен, шпинель, альбит (реже анортоклаз). Минералы поздних стадий: кальцит, кварц, хлорит, флюорит

5945

	Грейзены развитые по фельдшпатизированным скарнам	Грейзены: мусковит – 10–80% флюорит – 5–40% селадит – 0–15% топаз – 0–65%	берилл, касситерит, шеелит; циркон, сфалерит, уранинит, апатит; торит, халькопирит, пирит, сфен
	Зоны тектоно-магматической активации эндоконтакта ядер брахиантиклиналей. Альбититы развиты по гнейсогранитам слагающим ядра брахиантиклиналей, а также мелкозернистым биотитовым гранитам рапакиви третьей фазы	Грейзены: мусковит – 50–60% флюорит – 10–30% кварц – до 5%	фенакт, берилл, бертрандит, касситерит, шеелит, анатаз
	Зоны тектоно-магматической активации эндоконтактов ядер брахиантиклиналей. Ядра сложены гнейсо-гранитами протерозойского времени: мелкозернистые граниты рапакивы третьей фазы	Альбититы: альбит – 70–90% флюорит – мусковит до 10–25%	берилл, фенакит; касситерит, шеелит, торит, сфалерит, циркон
	Апофизы в крыльях брахиантиклиналей и в эндоконтакте интрузий гранитов рапакивы	Апогранциты: микроклин, ортоклаз – 10–30% альбит – 40–80% кварц – 10–40% мусковит – 0–6% биотит – 2–5% флюорит – 0,5–2–3% топаз – 0–4%	берилл, турмелин; колумбит–танталит, циркон, апатит, касситерит, сфалерит; монацит, шеелит, леллингит, малахон; пирит, магнетит, анатаз; молибденит, галенит, халькопирит, арсенопирит, сфен, рутил, ксенотим
нижний структурный этаж	Горст на борту грабена, сложенный гранитоидами образованными путем гранитизации метаморфических пород протерозоя. Зона долгоживущей тектоно-магматической активизации гранитоидов сопровождающаяся внедрением мощной дайки оливинового габбро-диабаза неоднократно дробившаяся на отдельный блоки и пологие зоны срывов, метасоматически, замещавшимися как в диабазах, так и в вмещающих их гранитоидах. Метасоматиты развиты вдоль поперечных дайке зон дробления	Альбит-биотитовые: биотит – 40–60% альбит – 30–50% амфиболы, карбонаты, эпидот-пюизит, кварц – до 10% Эгирин-амфибол-альбитовые: альбит – 30–50% щелочные амфиболы 10–30% эгирин – от 0–10% кварц – от 0–10% биотит – от 0–5% карбонаты – от 5–15%	сфен, апатит, циркон, гранат, пренит, магнетит, ильменит, цирит, халькопирит; в местах окварцевания: гельвин, фенакит; ортит, бастнезит лейкофан, фенакит, гельвин, барелит, бастнезит, ортит, чевкинит, бритолит; пироклор, циркон, цирголит, сподумен, тайниолит, сфен, апатит, ильменит; рутил, манганит, флюорит, шеелит, торит, барит, пирит, халькопирит; халькозин, сфалерит, галенит, гематит

Геологическая позиция метасоматитов и вмещающие их породы	Типы метасоматитов и породообразующие минералы	Акцессорная минерализация
	Апограниты: микроклин-микропертит – 35–60% кварц – 10–25% альбит – 5–30% биотит, щелочные амфиболы, эгирин, кальцит } до 10%	бертрандит, фенакит, гельвин, гадолинит, бастнезит, ортит, монацит, дирохлор; колумбит, циркон, пирохлор, сфен, апатит, ильменит, рутил, анатаз; вольфрамит, шеелит, турмалин, топаз, флюорит, торит, бурит, магнетит; мартит, гематит, сульфиды
Долгоживущая зона тектономагматической активизации в борту грабена сложенного гранитоидами протерозоя. Метасоматиты развиты по зонам широтного, СВ и	Сиенито-кварцево-микроклиновые: микроклин, альбит – до 70% биотит (сидерофиллит) – до 30% кварц – до 15%	гельвин, фенакит, виллемит, флюорит, топаз; касситерит, магнетит и др.
–"–	Кварцевые микроклиниты: микроклин, альбит – до 85% кварц – до 15% биотит – до 5%	**гентгельвин**, фенакит, виллемит, флюорит, касситерит, колумбиттанталит, циркон, монацит, торит, бастнезит; **магнетит**, **молибденит**, **галенит**, **пирит**

В интенсивно окварцованных участках щелочных метасоматитов появляется бертрандит, а в поздних кальцитовых прожилках встречаются берилл, миларит, ортит и пирохлор.

Апогранитные метасоматиты - более широко развиты по площади, но менее четко локализованы, чем аподиабазовые. Развиваются по зонам катаклаза и трещиноватости в породах, имеющих состав близкий к микроклиновым гранитам.

При щелочном (натровом) метасоматозе происходит неравномерная альбитизация этих пород, появляются эгирин, рибекит или высокожелезистый биотит. Более широко, чем в аподиабазовых метасоматитах здесь проявлена стадия кремнекислотного метасоматоза (окварцевание).

Неоднородность состава гранитизированных пород, неравномерность наложения на них более позднего щелочного метасоматоза, не связанного с региональной гранитизацией, несколько стадий окварцевания - все это отражается на составе метасоматитов и часто не позволяет провести четкой границы между метасоматитами и исходными "гранитами".

Для апогранитных метасоматитов следует отметить повышенные содержания натрия, небольшое повышение содержания лития, на общем фоне очень низкого содержания его, понижение содержания рубидия одновременно с калием, а также появление бериллиевой, редкоземельной минерализации и щелочных темноцветных минералов.

По парагенетическим ассоциациям породообразующих минералов можно выделить следующие разновидности метасоматитов: кварц-калишпатовые, альбит-кварц-калишпатовые, рибекит-альбит-(кварц)-калишпатовые, эгирин-альбит-(кварц)-калишпатовые и т.п. Четких границ между этими разновидностями нет, все они

5945

имеют постепенные переходы.

Бериллиевая акцессорная минерализация представлена в них бертрандитом, фенакитом, гельвином и гадолинитом. Редкоземельная - бастнезитом, ортитом, монацитом и гадолинитом. Из ниобиевых минералов в качестве акцессорных изредка отмечаются колумбит и пирохлор.

Бериллиевая акцессорная минерализация в апогранитных метасоматитах приурочена большей частью к участкам альбитизации и окварцевания породы. Наблюдающиеся различия химических и минеральных составов метасоматитов обусловлены резкой контрастностью состава вмещающих пород. Основные породы сыграли роль геохимического экрана для глубинных щелочных растворов, привнесших редкие элементы, в результате чего аподиабазовые метасоматиты характеризуются большей щелочностью и более высокими концентрациями бериллия, редких земель, лития, фтора и циркония.

В краевой части Балтийского щита развиты метасоматиты иного состава, несущие оловянную и акцессорную бериллиевую минерализацию. Они приурочены к зоне влияния глубинных разломов, обрамляющих массивы гранитов рапакиви.

Массивы гранитов рапакиви (I650-I450 млн.лет, Хазов, I969) локализуются вдоль тектонических швов. В строении синклинорной зоны в этом районе участвуют сложноскладчатые метаморфические образования среднего протерозоя (Pt_2) с синкинематическим комплексом плагио-микроклиновых гранитов, гнейсо-гранитов и мигматитов, слагающих ядра (купола) антиклинальных структур. Метаморфические породы имеют довольно пестрый состав. Среди них различаются кристаллические сланцы (слюдяные, амфиболовые), карбонатные прослои и скарны амфибол-пироксенового, гранат-пироксенового и др. состава.

Эта толща древних метаморфических пород насыщена мелкими дайкообразными, штокообразными и жильными телами мелкозернистых, а местами разнозернистых и пегматоидных гранитов, приуроченных главным образом к тектонически ослабленным зонам, находящимся вблизи глубинных разломов, обрамляющих с запада массив гранитов рапакиви. С этими же тектонически ослабленными зонами, как правило, связано и развитие метасоматитов различного состава, от скарнов и апогранитов, развивающихся в приконтактовой зоне массива рапакиви, до альбититов и флюоритовых метасоматитов и грейзенов по алюмосиликатным породам, мраморам, скарнам и др. породам. Это:

I. Полевошпатовые и полевошпат-кварцевые метасоматиты с касситеритом по скарнам и околоскарновым породам.

2. Альбититы и флюорит-мусковитовые грейзены с акцессорным касситеритом, бериллом, фенакитом и бертрандитом по гнейсогранитам и м/з биотитовым гранитам.

3. Амфибол-хлорит-флюоритовые метасоматиты с акцессорным даналитом (по скарнам).

4. Флюорит-везувиановые метасоматиты с акцессорным касситеритом, шеелитом, гельвином, бериллом и др. (по полевошпатизированным скарнам).

5. Флюорит-магнетит-слюдитсые метасоматиты ритмично полосчатой и массивной текстуры с акцессорным хризобериллом, касситеритом, фенакитом, шеелитом и бертрандитом (по полевошпатизированным скарнам).

6. Флюорит-слюдистые, флюорит-селлаит-топаз-слюдистые и слюдисто-флюорит-топазовые метасоматиты (грейзены) с акцессорным бериллом и касситеритом.

Все эти метасоматиты образуют тела замещения различной формы (околотрещинные зоны, жилы замещения, залежи, неправильные тела).

Полевошпатовые и полевошпат-кварцевые метасоматиты с касситеритом формируются по скарнам и околоскарновым породам. Они состоят из реликтов минералов исходных пород, полевого шпата - альбита, анортоклаза (кристаллического и колломорфного), переменного количества кварца и касситерита - колломорфного и кристаллического, а также небольшого количества топаза, мусковита, эпидота и др. Колломорфный касситерит и анортоклаз представлены сферолитовыми и почковидными образованиями, как правило, ассоциирующими между собой (Хазов, 1968).

Альбититы и флюорит-мусковитовые грейзены взаимосвязаны и развиваются в виде зоны по древним купольным гнейсогранитам, а также по м/з гранитам. Сначала формируются альбититы, а затем по ним развивается грейзенизация.

Бериллиевая акцессорная минерализация в альбититах и грейзенах имеет некоторое различие. В альбититах встречается главным образом берилл и фенакит, а в грейзенах обычно берилл и бертрандит. При переходе от альбититов к грейзенам увеличивается также количество касситерита и шеелита.

Следует отметить необычный характер грейзенизации алюмосиликатной породы с выносом кремнезема, что,по-видимому, связано с насыщенностью грейзенизирующих растворов кальцием.

По данным количественных анализов при грейзенизации альбититов наблюдается увеличение содержания лития, рубидия, цезия, олова, бериллия и вольфрама.

Амфибол-хлорит-флюоритовые метасоматиты образовались за счет пироксенового, гранат-пироксенового, пироксен-везувианового скарна. Амфибол представлен ферри-гастингситом. Акцес-

сорная бериллиевая минерализация - даналитом.

По данным количественных анализов амфибол-хлорит-флюоритовый метасоматит характеризуется высоким содержанием железа, фтора, серы, мышьяка, а также повышенными содержаниями следующих элементов: бериллия, вольфрама, меди, цинка, олова, серебра и цезия. Остальные метасоматиты - флюорит-везувиановые, массивные флюорит-магнетит-слюдистые, флюорит-слюдистые как с селлаитом и топазом, так и без них - развиваются также за счет скарнов, но предварительно подвергшихся фельдшпатизации.

Все рассмотренные метасоматиты можно отнести к разным этапам грейзеновой стадии. Для них характерна обильная флюоритизация, а также более или менее интенсивное ослюденение.

Акцессорная бериллиевая и оловянная минерализация обычна для всех метасоматитов грейзеновой стадии, но характер ее различен в зависимости от состава исходной грейзенизируемой породы и от физико-химических параметров раствора в момент минералообразования. Для всех метасоматитов характерна парагенетическая ассоциация элементов: фтор, бериллий, вольфрам и олово - что, видимо, свидетельствует об едином источнике растворов.

Следует подчеркнуть, что признаки грейзенизации отмечаются во всех породах, находящихся в пределах крупной тектонической зоны, независимо от их состава, генезиса и возраста, за исключением пород платформенного чехла (Салминская свита). Наблюдающаяся пространственная связь метасоматитов и мелкозернистых альбитизированных гранитов с акцессорным бериллом и касситеритом может рассматриваться как генетическая или как парагенетическая.

Приведенный краткий обзор щелочно-галоидных метасоматитов, развитых в Западном обрамлении Русской платформы, по-видимому, далеко не полон в силу закрытости исследуемого региона, однако уже сейчас намечаются две группы метасоматитов - одна образована стадийным калие-натровым метасоматозом пород кристаллического фундамента. Эта группа, как правило, не имеет пространственной связи с инструзиями кислого или щелочного состава, но четко маркируется глубинными разломами.

Вторая группа пространственно и, видимо, генетически (парагенетически) связана с мелкозернистыми гранитами в ряде случаев также метасоматически измененными.

Из сказанного следует, что первоисточником редкометальных метасоматитов, развитых в области сопряжения мобильных (платформы) и стабильных (щиты) регионов земной коры, по-видимому, являются подкоровые процессы высвобождающие щелочи и фтор.

В проявлении щелочно-галоидного метасоматоза наблюдается четкая стадийность, вызванная сменой во времени ранней (щелочной) калиевой стадии метасоматоза (микроклиниты, скарны) более поздней натровой (альбититы) и завершающей этот процесс кислотной стадией (грейзены, флюоритовые метасоматиты).

Региональное развитие процессов щелочно-галоидного метасоматоза в зонах активизации краевых частей кристаллического фундамента, по-видимому, характерно для обрамления не только Русской, но и Сибирской, Канадской и др. платформы земной коры.

Литература

I. Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962.

2. Галецкий Л.С. О необычном парагенезисе гентгельвина и касситерита. Минералогический сборник Львовского Ун-та, 1966, № 20, вып.I.

3. Карпинский А.П. О происхождении накоплений плавикового шпата в отложениях московского яруса каменноугольной системы и о некоторых других геологических явлениях. I) изв. Академии наук, 1915; 2) сборник соч., т.П, изд-во АН СССР, 1939, стр.51-69.

4. Кайрян А.И., Хазов Р.А. Потнийские образования северо-восточного Приладожья. Вест.ЛГУ, серия геол. и геогр., вып.2, № 12, 1967.

5. Пятенко И.К. О бериллиевой минерализации в щелочных дифференциатах базальтового ряда. Редкие элементы (сырье и экономика) вып.2, изд-во ИМГРЭ, 1970.

6. Субботин К.Д. О классификации месторождений бериллия. В кн.: "Научные собрания", вып.I, изд. ИМГРЭ, 1968.

7. Субботин К.Д. О закономерностях размещения бериллиевых месторождений. Редкие элементы (сырье и экономика), вып. 2, изд-во ИМГРЭ, 1970.

8. Субботин К.Д. Редкометальная минерализация метасоматитов зон активизации кристаллического фундамента, обрамляющих Русскую платформу. Редкие элементы (сырье и экономика), вып. 5, изд. ИМГРЭ, 1970.

9. Лугов С.Ф., Покровский С.Д., Бреслер С.М., Хазова В.И., Хазов Р.А. Геолого-структурные особенности южной части

5945

Балтийского щита и перспективы поисков оловянных и вольфрамовых руд. Сов. геология, 1969, № 4.

10. Хазов Р.А. Касситерито-полевошпатовая ассоциация по месторождении Кителя. Геол. рудн.местор., № 6, 1968.

11. Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья, Авт.диссерт. на соискание уч. степени канд.г.-м. наук, 1969.

12. Хазов Р.А., Бугров Н.М., Хазова В.И. Изотопный состав свинца галенитов Северного Приладожья. Тезисы докл. Третьей Всесоюз симпоз, по применению стабильных изотопов в геохимии, 1970.

13. Хазов Р.П., Хазова В.И. К вопросу о минерализации альбитизированных гранитов и апогранитов Карелии. Сб. "Минералогия и геохимия докембрия Карелии", изд-во "Наука", Л-д, 1971.

14. Чураков А.Н. Русская платформа и окоймляющие ее щелочные породы. Изв. АН СССР, серия геология, 1947, № 1.

ГЕОХИМИЯ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГРАНИТАХ

П.В.КОВАЛЬ

Институт геохимии СО АН СССР

Существование единой закономерности эволюции растворов, отделяемых кристаллизующимися гранитными интрузиями, и связанных с ними процессов послемагматического минералообразования, в настоящее время, по-видимому, не вызывает сомнений у большинства петрологов (6,I2,I3,4,5 и др.) (Заварицкий, I947; Коржинский, I953; I966; Жариков I966 и др.).

Очевидно также поразительное разнообразие послемагматических образований и рудной минерализации гранитных интрузий.

Изучение послемагматических образований бесспорно магматических гипабиссальных гранитных интрузий Забайкалья, Казахстана и других районов СССР показывает, что среди них могут быть выделены, по крайней мере, две группы массивов, которые имеют принципиальные различия в масштабах и полноте проявления отдельных послемагматических стадий и сопутствующего им оруденения.

В первую группу входят наиболее распространенные и изученные массивы формации грейзенизированных гранитов с обычным для гранитов ("классическим") типом послемагматического развития. Главные особенности послемагматического минералообразования в них определяются процессами стадии кислотного выщелачивания и сопряженного с ней осаждения ос нований. Метасоматизм ранней щелочной стадии в таких массивах обычно проявлен крайне ограниченно.

5945

Вторую группу составляют массивы альбитизированных (альбитовых) гранитов или "апогранитов", интенсивное изучение которых началось лишь в последние 10-15 лет (*Jacobson et al*, 1958; Павленко А.С., Сяо Чжунь-Ян и др. 1960; Беус Аваров, 1962; и др.). Последовательность постмагматических стадий в массивах альбитизированных гранитов - ранняя щелочная (альбитизация), возрастающей кислотности (кварцево-калишпатовый метасоматизм), кислотного выщелачивания (грейзенизация), поздняя щелочная (сопряженное осаждение основных компонентов), заключительная (образование кварцевых и карбонатных прожилков) Коваль и Знаменский, 1969 - в принципе подобна установленной для гранитов и пегматитов (Заварицкий, 1947; Коржинский, 1953, 1966; Дмитриевский 1956; Дружинин, Колесниченко, 1964). От большинства гранитов их отличают необычная интенсивность и масштабы проявления ранней щелочной стадии (альбитизации), на которую приходится максимум постмагматического минералообразования, при относительно угнетенном развитии кислотного выщелачивания и сопряженного с ним осаждения основных компонентов. В эволюции состава гранитов альбитизированных массивов отчетливо устанавливается тенденция к увеличению содержания альбита вплоть до образования интенсивно альбитизированных гранитов и альбититов (рис. 1).

Внутри указанных групп (формаций) гранитов могут быть выделены парагенетические типы, которые характеризуются устойчивостью определенных типоморфных минералов в парагенезисах метасоматитов главных стадий и закономерной эволюцией их состава в процессе послемагматического минералообразования (Коваль и Юрченко, 1970). Например, среди альбитизированных

3945

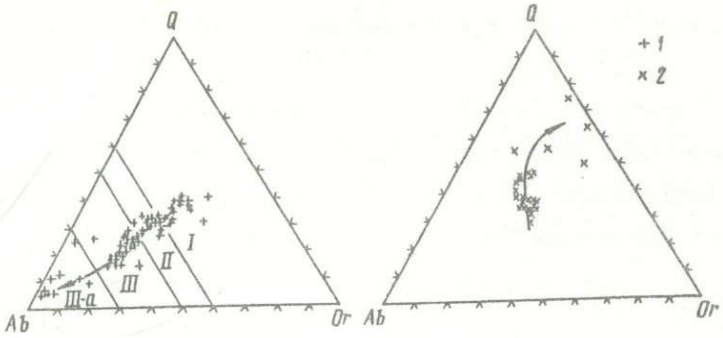


Рис. I. Эволюция состава пород в массивах альбитизированных и грейзенизированных гранитов Забайкалья на диаграмме: нормативные альбит–ортоклаз–кварц. Породы содержат более 87–90% Ab + Or + Q в "норме". Поскольку в грейзенах резко возрастает содержание мусковита правая диаграмма не отражает модального состава пород.

I – анализы пород альбитизированные массивов, 2 – анализы пород грейзенизированных массивов.

I – слабо измененные граниты, II – альбитизированные граниты (до 50% альбита в "норме"), III – интенсивно альбитизированные граниты (более 50% альбита в "норме"), III-а – альбититы (свыше 70% альбита в "норме").

гранитов Забайкалья нами выделяются три парагенетических типа массивов:

I. Мусковитовый, в парагенезисах главных стадий которого устойчивы слюды мусковитового ряда. В массивах этого типа образования стадии кварцево-калишпатового замещения имеют ограниченное распространение или не встречаются вовсе. Характерными акцессорными минералами являются берилл и колумбит-танталит.

2. Мусковит-лепидолитовый. В массивах этого типа развиты парагенезисы как с мусковитом, так и со слюдами ряда биотит-лепидолит, широко распространены кварцево-калишпатовые (амазонитовые) образования. Характерный акцессорный минерал - колумбит-танталит. В парагенезисе с литиевыми слюдами находится топаз.

3. Лепидолит-биотитовый. Здесь для альбитизированных гранитов, кварцево-калишпатовых тел и грейзенов типична ассоциация слюд ряда лепидолит-биотит и топаза, широко проявлен кварцево-калишпатовый метасоматизм, калиевый полевой шпат представлен амазонитом. Характерные акцессории-микролит и касситерит.

Появление в парагенезисах массивов мусковит-лепидолитового типа литиевых слюд и топаза, полная замена ими мусковита и преобладание микролита над колумбитом-танталитом в интенсивно альбитизированных гранитах лепидолит-биотитового типа дают основание рассматривать указанные парагенетические типы, в первую очередь, как фации различной активности фтора.

Определяющим в балансе вещества при альбитизации гранитов является привнос *Na* и Al сопровождающийся выносом

Si, Ti, Mg, Ca и, обычно, Fe и Mn. При этом привносятся и осаждаются в процессе взаимодействия остаточных магматогенных растворов с гранитом Nb, Ta, Sn, Li, Rb, Cs, Hf и (в мусковитовом типе) Be (рис. 2, табл.) с последующим их выносом из зон анхимономинеральных альбититов (7). Последовательность максимумов осаждения редких элементов: Hf–Ta–(Sn, Nb)–Li–Zr (рис. 2), а также уменьшение отношений Nb:Ta, Zr:Hf, K:Rb в минералах и породе с ростом интенсивности метасоматизма (табл.) несомненно свидетельствуют о щелочной направленности альбитизации гранитов. Уменьшаются также отношения Th:U и Si:Ge в породе (Коваленко и Коваль, 1968).

Сопоставление массивов, принадлежащих к различным парагенетическим типам (табл., рис. 2), показывает, что с увеличением активности фтора (от мусковитового к лепидолит-биотитовому типу)

1) уменьшается содержание Be; 2) возрастают общие содержания Nb, Ta, Li и особенно Sn; 3) максимумы содержаний редких элементов смещаются в область более интенсивной альбитизации; 4) увеличиваются минимальные значения отношения Nb:Ta в интенсивно альбитизированных гранитах. Последнее, очевидно, связано с некоторым понижением щелочности послемагматических растворов ранней стадии в приведенном ряду парагенетических типов.

Наиболее существенной особенностью зон кварцево-калишпатового метасоматизма является осаждение в них тех элементов, которые выносятся из породы при интенсивной ее альбитизации: K, Si, F а также Fe, Mg, Mn и Li. В них также отмечаются повышенные против кларковых содержания Nb, Ta, Sn, Rb, Cs и других редких элементов.

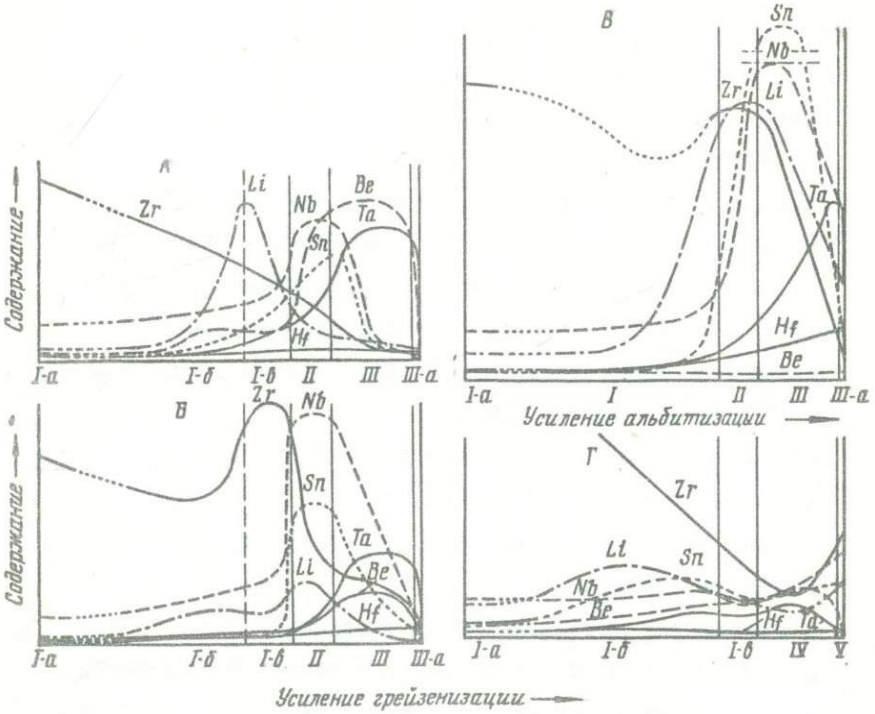


Рис. 2. Изменение содержаний редких элементов в гранитах при их альбитизации и грейзенизации.

А – альбитизированные граниты мусковитового типа, Б – альбитизированные граниты мусковит-лепидолитового типа, В – альбитизированные граниты лепидолит-биотитового типа, Г – грейзенизированные граниты.

I – слабоизмененные граниты: биотитовые (I-а), двуслюдяные (I-б), мусковитовые (I-в); II – альбитизированные граниты, III – интенсивно альбитизированные граниты; III-а – альбититы; IУ – грейзенизированные граниты, У – мусковит-кварцевые грейзены.

Таблица

Изменение содержаний редких элементов (в г/т) и отношений некоторых элемент тов в процессе после магматического преобразования гранитов Забайкалья

Элементы и отношения		Li	Rb	Cs	Be	Sn	Zr	Hf	Nb	Ta	K:Rb			Zr:Hf		Nb:Ta	
Характеристика массивов и пород		В породе	В породе	В породе	В породе	В породе	В породе	В породе	В породе	В породе	В породе	В калишпате	В скиде	В породе	В мусков.	В породе	В мусковите
Массивы альбитизированных гранитов	Мусковитовый тип (А)																
	Двуслюдяной гранит	I78 (4)	296 (4)	5 (4)	I9 (3)	II (4)	70 (4)	4,4 (4)	3I,8 (4)	9,8 (4)	74 (4)		44 (3)	24 (4)	I5 (2)	3,2 (4)	5,9 (2)
	Мусковитовый гранит	32I (3)	687 (3)	34 (3)	I6 (2)	54 (2)	54 (2)	3,2 (2)	65,7 (2)	I6,0 (2)	50 (4)		20 (2)	I7 (2)	I8 (2)	4,I (2)	4,5 (2)
	Альбитизированный гранит	83 (4)	665 (4)	4 (4)	94 (I)	45 (I)	29 (I)	3,8 (I)	87,0 (I)	30,3 (I)	42 (3)			7,7 (I)		2,9 (I)	
	Интенсивно альбитизированный гранит	63 (22)	629 (35)	43 (22)	89 (32)	33 (3I)	I5 (3I)	4,7 (26)	45,6 (30)	7I,9 (30)	36 (33)		I8 (I3)	3,2 (26)	3,7 (I0)	0,6 (30)	2,2 (I0)
	Мусковит-лепидолитовый тип (Б)																
	Двуслюдяной гранит	82 (II)	48I (II)	I7,5 (5)	5,6 (5)	6,4 (7)	90 (7)	3,8 (7)	3I,2 (7)	3,5 (7)	80 (II)	86 (2)	35 (2)	24 (7)	22 (I)	8,9 (7)	I2 (I)
	Мусковитовый гранит	72 (20)	459 (20)	I7 (I6)	9,5 (I2)	5,3 (8)	I59 (8)	4,7 (8)	39,5 (8)	3,2 (8)	88 (20)	82 (2)	36 (2)	34 (8)	I2 (I)	I2 (8)	4,9 (I)
	Альбитизированный гранит	66 (30)	I0I4 (30)	2I (I3)	I4 (2I)	86 (I4)	57 (I4)	8,2 (I4)	I43 (I4)	I6,9 (I4)	32 (30)	28 (2)	I2 (3)	7 (I4)	9 (I)	8,5 (I4)	4,7 (3)
	Интенсивно альбитизированный гранит	36 (53)	I040 (55)	I5 (40)	30 (24)	33 (2I)	39 (I4)	9,6 (I4)	72,6 (I4)	56,4 (I4)	25 (55)	23 (3)	I3 (4)	4,I (I4)	6 (3)	I,3 (I4)	I,I (6)
	Лепидолит-биотитовый тип (В)																
	Слабо измененный биотитовый гранит	70 (8)	333 (9)		5,9 (8)	3,7 (II)	93 (I0)	2,9 (I0)	32,0 (I0)	5,9 (I0)	95 (I)		5I* (I)	32 (I0)		5,4 (I0)	6,7* (I)
	Альбитизированный гранит	694 (7)	II4I (7)	23 (7)	4,7 (7)	I66 (7)	I74 (7)	I7 (7)	II9 (7)	29,3 (7)	3I (7)		I2* (5)	I0 (7)	8,7* (4)	4,I (7)	I5* (7)
	Интенсивно альбитизированный гранит	40I (I6)	II86 (I6)	I6 (4)	4,4 (I7)	370 (I7)	8I (II)	25 (II)	I79 (II)	83,I (II)	25 (I6)		7,7* (I4)	3,2 (II)	8,6* (7)	2,2 (II)	4,5* (7)
Массив грейзенизированных гранитов (I)																	
	Двуслюдяной гранит	I67 (I7)	383 (I6)	25 (6)	I5 (I7)	33 (I5)	I05 (I6)	3,4 (I6)	23,8 (I7)	9,3 (I7)	95 (I6		45 (6)	3I (I6)	20 (5)	2,6 (I7)	5,I (5)
	Мусковитовый гранит	87 (7)	400 (7)	23 (7)	2I (9)	24 (8)	47 (9)	2,5 (8)	20,3 (9)	I3,2 (9)	86 (8)		5I (7)	I9 (8)	I8 (7)	I,5 (9)	5,2 (7)
	Грейзенизированный гранит	6I (8)	366 (8)	I6 (4)	28 (9)	26 (8)	26 (9)	I,8 (9)	3I,5 (9)	I9,5 (9)	92 (8)		53 (9)	I4 (9)	I6 (9)	I,6 (9)	5,8 (9)
	Мусковит-кварцевый грейзен	I40 (I)	450 (I)	30 (I)	5,5 (I)	36 (2)	6I (I)	4,0 (I)	5I (I)	2,4 (I)	59 (I)		62 (I)	I5 (I)	I6 (I)	2I (I)	6,3 (I)

ПРИМЕЧАНИЕ: В скобках указано число проанализированных проб. Звездочкой (*) отмечены данные, относящиеся к скидам ряда биотит-лепидолит.

С процессами стадий кислотного выщелачивания и сопряженного с ней осаждения оснований в массивах альбитизированных гранитов связано осаждение Al, Fe, Mg, Mo, Bi в форме топаза, слюдистых и сульфидных минералов, а в некоторых случаях - возникновение кварцевых жил с вольфрамитом. Концентрации Nb, Ta, Sn, Rb, Cs в грейзенах альбитизированных массивов сопоставимы с содержаниями этих элементов в альбитизированных гранитах.

Возрастание отношений геохимических пар в минералах при переходе от околожильных пород к жильным телам стадий кварцево-калишпатового замещения и грейзенизации отвечает кислотной направленности этих процессов (Коваленко и Коваль, 1968; Коваль, Юрченко, 1970).

Площадное развитие процессов кислотного выщелачивания в массивах грейзенизированных гранитов приводит к существенному выносу Na, K, Fe и накоплению кремнезема в интенсивно грейзенизированных породах (рис. 1). При этом в отличие от массивов альбитизированных гранитов 1) в грейзенизированных гранитах не наблюдается столь значительного накопления редких элементов, 2) в них отмечается заметное понижение содержаний большинства редких элементов по сравнению с двуслюдяными и мусковитовыми гранитами, 3) изменение отношений пар элементов имеет противоположную чем при альбитизации направленность. Содержания редких элементов в грейзенах и кварцевых жилах возрастают. Причем в отличие от альбитизированных гранитов и альбититов, для которых характерно присутствие акцессорных тантало-ниобатов, в грейзеновых образованиях Ta и Nb связаны в основном с касситеритом, вольфрамитом и слюдами.

Обращает на себя внимание также тесная связь Nb с Sn проявляющаяся, прежде всего, в практически полном совпадении максимумов их содержаний и в альбитизированных, и в грейзенизированных гранитах и несомненно свидетельствующая о близости кислотно-основных свойств соединений этих элементов в магматогенных растворах гранитных интрузий.

Известно (Коржинский, 1953; Лисицина и Омельяненко, 1961; Жариков и Омельяненко, 1965), что осаждение рудных и редких компонентов в грейзенизированных породах происходит главным образом в жилах и прожилках, относящихся к стадии сопряженного осаждения оснований. Осаждение основной массы редких элементов в альбитизированных гранитах происходит в пределах колонки альбитизированных пород в зонах интенсивно альбитизированных или альбитизированных гранитов и в меньших масштабах - в зонах кварцево-калишпатового метасоматизма. Следовательно, можно полагать, что для осаждения Al, Nb, Ta, Sn, Be, W, Mo и некоторых других элементов в постмагматических образованиях гранитов благоприятны условия несколько повышенной щелочности (по сравнению с поровым раствором гранита). В массивах альбитизированных гранитов подобные условия возникают как результат понижения щелочности растворов ранней послемагматической стадии при их взаимодействии с вмещающим гранитом в процессе альбитизации, либо же в стадию возрастающей кислотности (кварцево-калишпатовый метасоматизм). В грейзенизированных гранитах они соответствуют повышению щелочности послемагматических растворов в позднюю щелочную стадию.

Оценка позиции гранитных массивов с различным типом послемагматического развития в общей последовательности становле-

5945

ния магматизма в районах их совместного проявления показывает, что альбитизированные массивы представлены небольшими изолированными интрузиями и телами фаз дополнительных интрузий, принадлежащими к заключительным, более поздним чем собственно грейзенизированные граниты, фазам магматических циклов или многофазных гранитных интрузий (рис. 3) (Беус, Северов и др. 1962; Дружинин и Колесниченко, 1964; Коваль, Знаменский, 1969;

Для магматического этапа становления "материнских" гранитов альбитизированных массивов показательны реакционные взаимоотношения между плагиоклазом и калишпатом. Нередко в них можно встретить раздробленные кристаллы плагиоклаза, сцементированные зональным калишпатом. Можно полагать, что процессы магматической дифференциации, обуславливающие возможность достаточно продолжительного взаимодействия кристаллизующихся полевошпатовых фаз и расплава, являются необходимой предпосылкой формирования на заключительных этапах развития магматических гранитных очагов остаточных жидкостей, обогащенных альбитовым компонентом и ответственных за образование альбитизированных гранитов. При этом весьма вероятно, что буферные свойства богаты Al и Na остаточных жидкостей (Черкинский, 1967) должны способствовать стабильности условий ранней щелочной стадии в таких массивах.

То обстоятельство, что для отдельных регионов характерны различные сочетания парагенетических типов массивов альбитизированных гранитов, а в ряде случаев наблюдается приуроченность конкретных парагенетических типов к определенным тектоническим областям и зонам, дает основание полагать, что разнообразие парагенетических типов массивов (фаций) аль-

битизированных гранитов в значительной мере обусловлено тектонической обстановкой их формирования.

Существование принципиальных различий в полноте и масштабах проявления процессов отдельных послемагматических стадий и их геохимических характеристиках между определенными типами гранитных интрузий, а также закономерная связь их с развитием гранитного магматизма во времени дают реальную основу для выделения отдельных типов послемагматического развития гранитов.

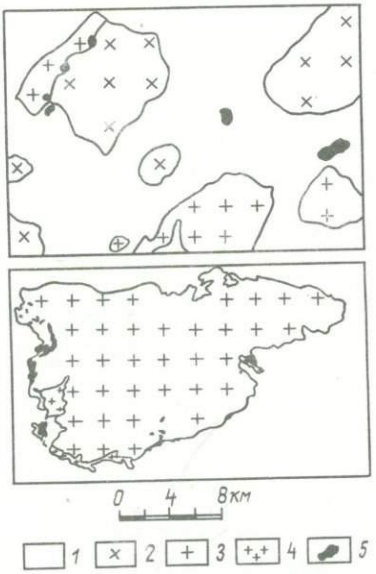


Рис.3. Положение массивов альбитизированных гранитов среди других ооразований магматического цикла или комплекса (по данным И.Г. Рутштейна и Н.Л. Пламеневской).
I - метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы, 2 - гранодиориты, 3 - порфировидные граниты (в том числе и грейзенизированные); 4 - мелкозернистые биотитовые граниты фазы дополнительных интрузий; 5 - альбитизированные граниты.

ЛИТЕРАТУРА

Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д., 1962. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, М., 196 стр.

Дмитриевский В.С., 1956. Основные этапы минералообразования грейзенового процесса. Докл. АН СССР, Ш, 670-672.

Дружинин А.В., Колесниченко В.С., 1964. О возрастном взаимоотношении вольфрамового и оловянного оруденения в Кукульбейском рудном районе (Восточное Забайкалье). Геол. рудн. м-ний, 6, 81-87.

Жариков В.А., Омельяненко Б.И., 1965. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. В сборнике "Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных р-нов", главн.ред. Е.Т. Шаталов. Изд-во "Недра", М., стр.119-194.

Жариков В.А., 1966. Некоторые закономерности метасоматических процессов. В сборнике "Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании", главн.ред. Н.И.Наковник. Изд-во "Недра", М., стр.47-63.

Заварицкий А.Н., 1947. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Зап.Всеросс. мин.общ., ч.76, вып.I, 37-50.

Коваленко В.И., Коваль П.В., 1968. Геохимические особенности, типы и генезис редкометальных апогранитных метасоматитов. В сборнике "Проблемы геохимии и космохимии", отв. ред. А.П. Виноградов. Изд-во "Наука", М., стр.183-191.

Коваль П.В., Знаменский Е.Б., 1969. Последовательность

метасоматических процессов на месторождениях альбитизированных гранитов Забайкалья. Зап.Забайк. фил.Геогр.общ.СССР, вып.35, Чита, I66-I7I.

Коваль П.В., Знаменский Е.Б., Смирнов В.И., Гехт Р.С., Волкова Н.В., Брандт С.Б., I969. Об абсолютном возрасте альбитизированных гранитов Восточного Забайкалья. Зап. Забайк.фил. Геогр. общ. СССР, вып. 35, Чита, II6-I2I.

Коваль П.В., Юрченко С.А., I970. Слюды редкометальных апогранитных метасоматитов Восточного Забайкалья. Ежегодник по работам I969 г. Инс-т геохимии Сиб.отд.АН СССР, главн.ред. Л.В. Таусон. Иркутск, стр.242-245.

Коваль П.В., Юрченко С.А., Николаева Д.Х., I970. Парагенетические типы мусковитов из апогранитов Забайкалья. Зап. Всес. минер.общ.,ч.99, вып.4, 432-44I.

Коржинский Д.С., I953. Очерк метасоматических процессов. В сборнике "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях", глав.ред. А.Г. Бетехтин. Изд-во АН СССР, М., стр.335-456.

Коржинский Д.С., I966. Общие закономерности послемагматических процессов. В сборнике "Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании", глав.ред. Н.И. Наковник. Изд-во "Недра", М., стр. 7-I5.

Лисицина Г.А., Омельяненко Б.И., I96I. Инфильтрационная метасоматическая зональность в грейзенах, связанных с аляскитовыми гранитами Кураминского хребта (Ср.Азия). Изв. АН СССР, сер.геологич., № 2, 50-58.

Павленко А.С., Сяо Чжунь-Ян, Морозов Л.Н., I960. Сравнительная геохимическая характеристика гранитоидов с акцессорными тантало-ниобатами. Геохимия, № 2, I04-I20.

Цдаменевская Н.Л., 1962. Майкульский гранитный массив. Тр. ИГЕМ, вып.54, 122-157.

Рутштейн И.Г., 1961. О принципах металлогенического анализа территории Вост.Забайкалья. Бюлл. научн.-техн. информ. Читинск.геол.упр., № 6, Чита, 99-125.

Тугаринов А.И., Павленко А.С., Коваленко В.И., 1968. Происхождение апогранитов по геохимическим данным. Геохимия, № 12, 1419-1436.

Черкинский Ю.С., 1967. Химия полимерных неорганических вяжущих веществ. Изд-во "Химия", М., 224 стр.

Aubert G.,1968. Contribution a l'etude des granites á albite et mica blanc, riches en flour, lithium, étain, beryllium, niobium, tantale, etc. Les gisements de Montebras et d'Echassieres (Massi Central Francais). Report 23 Session Int.Geol.Congr.Proceedings sect.7 Academia, Prague, pp.215-232.

Jacobson R.R.E., MacLeod W.N.,and Black R.,1958.Ring-complexes in the Younger granite Province of Northern Nigeria.-Mem.Geol.Soc. London. London, N 1: 5-72.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ И АПОГРАНИТОВ

Л.Ш.Базаров, Я.А.Косалс
Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, СССР

Проблемы генезиса редкометальных пегматитов и апогранитов привлекают в настоящее время внимание многих исследователей в СССР и за рубежом. Решение этих проблем, помимо исключительно важного научного теоретического значения, представляют также и весьма существенный практический интерес.

В настоящее время изучается минералогия и геохимия пегматитов, исследуются закономерности их размещения, внутреннее строение и морфология, роль и влияние различных геологических и тектонических факторов, изучается зависимость их состава от состава материнских пород, характер распределения элементов в отдельных структурных единицах и т.д. (Беус, Северов и др. 1962; Гинзбург, Родионов 1960; Солодов 1962). Но изменение температуры, давления, состава и концентраций растворов и расплавов в процессе формирования редкометальных пегматитов и апогранитов методами минералотермометрии практически не изучались никем.

В связи с очевидной необходимостью количественной оценки термодинамических и физико-химических параметров, существовавших в процессе кристаллизации пегматитов и апогранитов, авторы использовали новые методы экспериментальных исследований - метод гомогенизации, замораживания (Базаров, Моторина, 1967), термобарический метод, метод анализа газовой фазы индивидуальных включений (Шугурова 1965), метод определения дав-

5945

ления и др., представляющие возможность мерой и числом охарактеризовать эти условия. Особое внимание было уделено выработке критериев первичности включений, обоснованию этой первичности, обоснованию отсутствия явлений расшнуровки включений при гетерогенном состоянии растворов в них, проблеме аномальных включений.

Методами минералотермобарогеохимии исследовались включения в кварце внешних структурных зон пегматитов - аплитовидной и графической; в кварце пегматоидной, блоковой и ядерной зон, в кварце и сподумене из кварц-клевеландит-сподуменовых зон; в кварце из кварц-мусковитового агрегата; в кварце из гнезд и занорышей; в берилле и сподумене из различных зон пегматитов; в кварце из различных зон апогранитов и исходных гранитов.

Исследовавшиеся редкометальные пегматиты представляют собою обычно более или менее выдержанные по мощности и простиранию зональные пластовые тела, изредка ветвящиеся, с пережимами и раздувами, выполняющие трещины контракционного и тектонического происхождения. Районы распространения пегматитов сложены различными по составу, происхождению и возрасту метаморфическими и изверженными породами. Вмещающими пегматиты породами являются как различные по степени метаморфизма, составу и возрасту кристаллические сланцы, так и породы магматического происхождения (различные по составу граниты).

Район развития изучавшихся апогранитов сложен мощной толщей кристаллических пород верхнепротерозойского возраста, прорванной исходными мелкозернистыми биотитовыми гранитами в ядерной части антиклинальной складки второго порядка. В строении массива принимают участие граниты трех фаз интрузивной деятельности, а также апограниты, представляющие собою

измененные (альбитизированные, амазонитизированные, циннвальдитизированные) разности исходных гранитов первой, второй и третьей фаз.

Полученные нами результаты (таблица I и 2) позволяют составить некоторое представление об условиях формирования редкометальных пегматитов и апогранитов.

Кристаллизация внешних структурных зон пегматитов: зоны мелкозернистых гранитов, аплитовидной зоны, зоны классических графических структур и, возможно, мелкопегматоидной зоны - осуществлялась из магматического расплава при наиболее высоких температуре и давлении: интервал температур гомогенизации расплавных включений I040-860°С, давления - более I480 атм. Включения расплавов при комнатной температуре до нагревания иногда имеют частичную огранку. Соотношения объемов фаз - газ: стекло составляют интервал от 5:95 до 8:92. Гомогенизация осуществляется в жидкую фазу (расплав). Уменьшение объема газовой фазы становится заметным при температуре 780-800°С и выше.

Кристаллизация крупнопегматоидной блоковой кварц-полевошпатовой и ядерной кварцевой зон осуществлялась при участии солевых газовых растворов. Интервалы температур кристаллизации зон: 780-520°С. Изучавшиеся включения в кварце этих зон различны по морфологии и фазовым соотношениям. Фазовый состав: газ+жидкость (солевой раствор). В составе газовой фазы обнаружены: H_2O; CO_2 - до 68,0 об.%; азот + редкие газы - до 60,3 об.%; H_2 - до I4%.

"Главная" соль в растворах во включениях - NaCl (от I9,0 до 22,0 вес.%). Прочие соли, присутствующие в растворах

5945

Таблица I

Результаты минералотермобарометрического изучения включений в минералах редкометальных пегматитов.

Структурная зона пегматитов	Агрегатное состояние минералообразующей среды	Тип включений	Интервал температуры гомогениз. °С	Состав газовой фазы включ. в об.%	Главная соль в жидкой фазе включ.	Концентрация солей в жидкой фазе включений, Вес.%	Давление в момент гомоген. включений, в атм.
Аплитовидная	расплав	раскристаллизованные – газ+ тв.фазы	1040–960	не анализировали			1430
Зона каскомических графических структур	расплав	– " –	960–860	не анализировали			1480
Мелкопегматоидная зона	расплав	– " –	960–860	– " –			1480
Крупнопегматоидная зона	газообразное	газово-жидк.	780–600	H_2O; CO_2 до 65%	NaCl	21,0–19,0	1480
Блоковая кварц-полевошпатовая	– " –	– " –	780–600	H_2O; CO_2 до 30% N_2+редние газы до 60,3%; H_2 – до 14%	NaCl	22,0	1250
Ядерная кварцевая	– " –	– " –	680–520	H_2O; CO_2 до 68%; N_2+ редк. газы до 31,8%	NaCl	22,0	1100
Кварц-мусковитовая зона	– " –	– " –	450–200	H_2O; CO_2 до 36%; N_2+редк. газы до 25%	NaCl	24,0	410
Кварц-клевеландит сподуменовая зона	газообразное, жидкое	газово-жидк. жидко-газов.	450–220	H_2O; CO_2 до 51%; CO до 16,7%; H_2 до 23,7% N_2+ редк. газы до 40%	NaCl	23,5	380
Минеральное заполнение гнезд, заворышей, прожилков (кварц, берилл, сподумен)	жидкое	жидко-газов	420–160	H_2O; CO_2 до 52,5% CO до 11%; H_2 – 18,7%; N_2+редк. газы до 28,0%	NaCl	23,0	290–60

Примечание: В составе газовой фазы не обнаружены: H_2S, SO_2, NH_3, HCl, HF.

Таблица 2

Результаты минералотермобарометрического изучения включений в кварце амазонитовых апогранитов

№ п/п	Породы	Агрегатное состояние минералообразующей среды	Тип включений	Интервал температуры гомогениз. °С	Состав газовой фазы включ. в об.%	Главная соль в жидкой фазе включ.	Концентрация солей в жидкой фазе включений, вес.%	Давление в момент гомоген. включений, в атм.
I.	Неизмененные граниты	расплав	первичные расплавные	1020-800	H_2O;(HF, HCl NH_3, SO_2, H_2S) ~ 18,5%; CO_2 - 83-81,5%			>1350
2.	Микроклинизированные, мусковитизированные граниты	газообразное	первичные расплавные	не исследовались, размер включений менее 0,0005 мм				
3.	Протолитионит-микроклин-альбитовые апограниты	- " -	- " -	- " -				
4.	Циннвальдит-амазонит-альбитовые апограниты	жидкое, газообразное	первичные жидко-газовые газово-жидкие	710-640	H_2O; CO_2 до 68,2%	NaCl	< 26	1350
5.	Циннвальдит-альбит-амазонитовые апограниты	жидкое, газообразное	первичные жидко-газовые газово-жидкие	620-410	H_2O; H_2 до 15% N_2 + ред. газы до 20%; CO_2 до 65%	NaCl	< 26	1000
6.	Циннвальдит-(криофиллит)-амазонит-альбитовый апогранит	газообразное, жидкое	первичные газово-жидкие жидко-газовые	520-400	H_2O; CO_2 до 36,4%	NaCl	< 26	610
7.	Грейзены циннвальдит-топаз-кварцевые	не исследовались, размер включений менее 0,0005 мм						
8.	Кварц-амазонитовые жилы	жидкое	первичные газово-жидкие	350-260	H_2O; H_2 до 10,6%; N_2+ред. газы до 26,4%; CO_2 до 63%	NaCl	< 26	150-60

Примечание: В газовой фазе апогранитов не обнаружены: H_2S, SO_2, NH_3, HCl, HF, CO, O_2.

во включениях при замораживании не дают видимой под микроскопом самостоятельной фазы. Максимальное давление во включении в момент гомогенизации определенное нами для этих зон составляет 1480 атм.(крупнопегматоидная зона).

Кварц-мусковитовая зона кристаллизовалась из газообразных и жидких растворов в интервале температур 480-200°С. Включения в кварце этой зоны различны по морфологии и фазовым соотношениям. Фазовый состав - газ + жидкость. В составе газовой фазы обнаружены: H_2O; CO_2 - до 36 об.%; азот + редкие газы - до 40 об.%. "Главная" соль в растворах *NaCl* (до 24,0 вес.%). Давление растворов в момент гомогенизации составляет 410 атм.

Кристаллизация кварц-клевеландит-сподуменовой зоны по результатам изучения включений в кварце и сподумене происходила при более низких температурах (450-220°С). Агрегатное состояние минералообразующих растворов жидкое и газообразное. "Главной" солью в составе жидкой фазы во включениях является *NaCl* (до 23,5 вес.%). Давление в момент гомогенизации наиболее высокотемпературных включений (450°С) составляет 380 атм. В составе газовой фазы обнаружены: H_2O; CO_2 - до 51 об.%; CO - до 16,7 об.%; H_2 - до 23,7 об.%; азот + редкие газы - до 40 об.%.

Минеральное заполнение гнезд и занорышей кристаллизовалось из жидких солевых растворов в интервале температур 420-160°С. "Главной" солью в составе растворов является *NaCl* (до 23,0 вес.%). Включения исключительно разнообразны по морфологии и фазовым соотношениям. В составе газовой фазы включений обнаружены: H_2O; CO_2 - 52,5 об.%; CO - до 11,0 об.%;

H_2 – до 18,7 об.%: азот + редкие газы – до 28,0 об.%. Давление в момент гомогенизации наиболее высокотемпературных включений (420°С)составило 290 атм.

Имеющиеся данные о давлении позволяют оценить минимально возможную глубину формирования пегматитов. Для нашего случая глубина составила около 6 км (1480 атм; 250 атм/км). Сравнивая полученную нами минимальную глубину формирования с глубиной, полученной А.И. Гинзбургом и Г.Г. Родионовым (Гинзбург, Радионов 1960) по геологическим данным, можно отметить хорошее совпадение: по их данным редкометальные пегматиты образуются на глубине 4–6 км.

Авторами исследовались также включения в кварце из различных зон циннвальдит-амазонит-альбитовых апогранитов.

В строении изучавшихся апогранитов по минеральным парагенезисам и пространственному положению устанавливается вертикальная и горизонтальная зональность: I) неизмененные граниты I и II фаз; 2) микроклинизированные и мусковитизированные, слабо альбитизированные граниты I и II фаз; 3) протолитионит-микроклин-альбитовые апограниты; 4) циннвальдит-амазонит-альбитовые апограниты; 5) циннвальдит-альбит-амазонитовые апограниты; 6) полосчатые циннвальдит (криофиллит)-амазонит-альбитовые апограниты; 7) циннвальдит-(альбит)-топаз-кварцевые экзоконтактовые грейзены; Ш) кварц-амазонитовые жилы.

В кварце всех исследовавшихся зон были обнаружены газово-жидкие включения с различным соотношением фаз-газ: жидкость (от 10:90 до 90:10). Фазовый состав включений – газ + жидкость (солевой раствор). В кварце из кварца-мазонитовых жил (8 зона) в составе включений присутствует также жидкая CO_2,

составляющая до 8% объема включений. Первичные включения встречаются редко, обычно они более или менее изометричной формы, располагаются группами по 2-3 включения, не имеют связи с залеченными трещинами.

Анализируя полученные результаты представляется возможным отметить следующее: кристаллизация неизмененных исходных гранитов осуществляется в интервале температур 1020-800°С. Формирование микроклинизированных, мусковитизированных гранитов и протолитионит-микроклин-альбитовых апогранитов осуществлялась в интервале выше 710°С и ниже 300°С. Циннвальдит-амазонит-альбитовые апограниты формировались в интервале температур 710-640°С, причем, начальные этапы формирования проходили при участии жидких растворов, а поздние - менее плотных - газовых. В составе газовой фазы включений обнаружены: H_2O и CO_2 - до 68,2 объемных %. "Главная" соль представлена *NaCl* (содержание 26,3%). Давление составило 1350 атмосфер.

Циннвальдит-альбит-амазонитовые апограниты кристаллизовались из жидких и газообразных растворов в интервале температур 620-410°С. Включения весьма разнообразны по размерам, морфологии и фазовым соотношениям. В составе газовой фазы обнаружены: H_2O; H_2 - до 15 об.%; азот + редкие газы - до 20 об.%; CO_2 - до 65 об.%. "Главная" соль в составе растворов - *NaCl* Давление в момент гомогенизации включений (620°) - до 1000 атм.

Циннвальдит (криофиллит)-амазонит-альбитовые апограниты кристаллизовались из жидких и газообразных растворов в интервале температур 520-400°С. Включения разнообразны по размерам и фазовым соотношениям. В составе газовой фазы обнаружены: H_2O; CO_2 - до 36,4%. "Главная" соль - *NaCl* Давление

при 520°С составило 6I0 атм.

Кристаллизация кварц-амазонитовых жил осуществлялась из жидких растворов в интервале 350-260°С. Состав газовой фазы: H_2O; H_2 - до I0,6%; азот + редкие газы - до 26,4% и CO_2 - до 63,0%. "Главная" соль NaCl Давление растворов составило I50 атм.

В газовой фазе включений в кварце из всех зон апогранитов не обнаружены: H_2S, SO_2, NH_3, HCl, HF, CO и O_2.

Альбит П, Ш и IУ генераций из зон 5, 6 и 8 апогранитов, по нашему мнению, находится в парагенетических соотношениях с кварцем соответствующих зон. Полученные авторами температуры формирования этих зон хорошо совпадают с экспериментальными данными (Orville I963) (9) и результатами изучения температур кристаллизации альбита, проведенными В.С. Соболевым и И.Т. Бакуменко (Соболев, Бакуменко I964).

Резюмируя приведенные выше результаты изучения включений в минералах пегматитов и апогранитов представляется возможным отметить следующее:

I. Редкометальные пегматиты и апограниты в процессе своего формирования проходили последовательно три стадии кристаллизации:

а) магматическую (температурный интервал 800 - I040°С, агрегатное состояние минералообразующей среды - расплав); б) пневматолитовую (температурный интервал 780-400°С, агрегатное состояние среды - газовое); в) гидротермальную (интервал температур 450-200°С, агрегатное состояние среды - жидкое).

2. В редкометальных пегматитах в магматическую стадию кристаллизовались внешние структурные зоны - аплитовидная и

5945

графическая (классическая). В комплексе пород амазонитовых апогранитов в магматическую стадию формировались нижние породы разреза - исходные граниты I,II и III фаз. В пневматолитовую стадию в пегматитах формировались блоковая, ядерная и наиболее ранние участки кварц-мусковитовых и кварц-клевеландит-сподуменовой зоны. В апогранитах в пневматолитовую стадию кристаллизовались: протолитионит-микроклин-альбитовые, циннвальдит-амазонит-альбитовые, циннвальбит-альбит-амазонитовые разности апогранитов. В гидротермальную стадию в пегматитах формировалась основная часть кварц-мусковитовой и кварц-клевеландит-сподуменовой зон, а также минеральное заполнение гнезд, занорышей и поздних кварцевых прожилков. В апогранитах - криофиллит-амазонит-альбитовые разности и кварц-амазонитовые жилы.

3. В солевом составе газовых и жидких растворов во включениях в кварце пегматитов и апогранитов главное значение принадлежит соли (интервал концентраций от 19,0 до 26,0 вес.%). Состав газовой фазы газово-жидких и жидко-газовых включений, помимо H_2O, представлен: CO_2 - до 68,2 об.%; CO - до 16,7 об.%; азот + редкие газы - до 60,3 об.%. Не обнаружены: H_2S, SO_2, NH_3, HCl, HF и CO (кроме газовой фазы включений в кварце исходных биотитовых гранитов, см. табл. 2).

4. Полученные результаты, по нашему мнению, представляют возможность отметить важные черты сходства физико-химических условий формирования редкометальных пегматитов и апогранитов.

3945

ЛИТЕРАТУРА

Базаров Л.Ш., Моторина И.В., 1967. Определение состава растворов включений методом замораживания. Докл. АН СССР, 176(6), 1385-1387.

Базаров Л.Ш., Моторина И.В., 1968. Физико-химические условия формирования редкометальных пегматитов Памира. В об. "Тезисы докл. III Всес. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов". М., 45-46.

Базаров Л.Ш., Моторина И.В., 1969. Физико-химические условия кристаллизации пегматитов натро-литиевого типа. Докл. АН СССР, 188(1), 194-197.

Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д., 1962. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, М., 195 стр.

Гинзбург А.И., Родионов Г.Г., 1960. О глубине образования гранитных пегматитов. Геол. руд. месторождений, I, 45-54.

Соболев В.С., Бакуменко И.Т., 1964. О температуре кристаллизации альбита из месторождения Стшегом в Силезии. Докл. Польской АН, сер. геол. и геогр. наук, XII(2), 93-95.

Солодов Н.А., 1962. Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, М., 233 стр.

Щугурова Н.А., 1965. О методе ультрамикрохимического газового анализа включений в минералах. В об. "Тезисы докл. II Всес. совещ. геотермобарометрии", Новосибирск, 97-98.

Orville P.M., 1963. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. Amer. J.of Sci., 26(3), 201-237.

3945

О СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ГРАНИТОВ И УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

И.З. Захарченко

Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ)

Ленинград, СССР

Как известно состав существующих интрузивных магматических пород и причины их обуславливающие весьма разнообразны. Однако, ныне уже хорошо установлено, что образованные по тем или иным причинам исходные магматические расплавы, особенно их последовательные интрузивные комплексы и фазы в общем испытывают закономерную петрохимическую дифференциацию и специализацию от более основных к более кислым и к более щелочным с различной рудоносностью (Виноградов 1962; Тэйлор-1964 и др.). Такая закономерная специализация особенно отчетливо наблюдается (вплоть до расслоения) в посторогенных интрузивных комплексах и массивах, становление которых происходило в тектонически наиболее спокойных условиях, без интенсивных процессов ассимиляции и гибридизма и обычно объясняется кристаллизационной и гравитационной дифференциацией. Нам на примерах интрузивных, в основном гранитоидных пород и пегматитов Казахстана, Украины и ряда других регионов СССР, путем их геолого-петрохимических исследований и изучения включений в их минералах газово-отвердевших остатков расплавов и выделившихся флюидов удалось уточнить химизм и динамику петрохимической дифференциации и рудной специализации этих гранитов и образования ряда связанных с ними мес-

торождений.

I. При петрохимических исследованиях гранитоидных пород Казахстана, Алтая и др. как закономерность отчетливо выявилась специализация интрузивных пород с образованием 2-х конечных ветвей гранитов: а) обычно несколько более ранних дифференциатов-адамеллитов и плагиогранитов, сильно обогащенных Na и, как показали исследования включений флюидов, также Cl а в постмагматические стадии S, HCO_3 и др.; б) более поздних существенно калиевых гранитов от нормальных к лейкократовым и к конечным аляскитам сильно обогащенных флюсующими редкими щелочами (Li, Rb) кремнеземом, и кроме Cl особенно наиболее флюсующим F а также B, Be и др.

В первых гранитах по данным экспериментальных исследований именно Na и особенно Cl (весьма обильные в постмагматических гидротермальных растворах) являются хорошими мобилизаторами полиметаллов, прежде всего Pb, Zn частью Cu. Именно в галените, сфалерите, халькопирите в более ранних включениях фиксируется обилие остаточных Na и Cl , а в более поздних включениях - сульфатов (сера как осадитель полиметаллов). Вследствие этого именно с адамеллитами и плагиогранитами часто ассоциируют месторождения полиметаллов (Змеиногорский комплекс гранитов и с ними ассоциирующие месторождения Pb и Zn в Рудном Алтае и др.).

Во вторых гранитах, изученных нами значительно детальнее, по мере последовательного увеличения роли K, редких щелочей и особенно F в наиболее поздних лейкократовых особенно мелкозернистых разностях пород увеличивается содержание редких металлов- Sn, W, Mo и др. до 5-7-10 кларков и более, достигая тысячных и даже сотых долей процента. С та-

кими гранитами, особенно с наиболее поздними специализированными их разностями и связано образование более крупных месторождений отмеченных редких металлов. Однако это происходит далеко не всегда. В таких же гранитах, но формировавшихся в тектонически спокойных почти платформенных условиях, несмотря на их обычно большую дифференцированность (вплоть до расслоения) и большую специализацию на благоприятные K, редкие щелочи и особенно F и наиболее повышенное содержание в гранитах редких металлов, обычно нет месторождений последних. Зато в таких гранитах (в их массивах) появляются и часто в очень больших количествах (тысячами) так называемые камерные пегматиты. Это изометрической или штокообразной формы, хорошо дифференцированные тела, часто с очень крупными полостями, минерализованными крупными кристаллами полевых шпатов, кварца, топаза, флюорита, часто богатых литием слюд, а иногда уникальными по величине кристаллами вольфрама, касситерита, молибденита, но последние образованы всегда лишь в поздние стадии и в непромышленных количествах. Это связано с тем, что формирование месторождений редких металлов и скоплений камерных пегматитов происходит хотя и в одинаковых петрохимических, но в совершенно различных тектонических условиях. Месторождения редких металлов образуются в массивах гранитов и их участках, формировавшихся тектонически в наиболее подвижных условиях с максимальной циркуляцией благоприятных по составу растворов (богатых K,F и др.), способных максимально мобилизовывать, переносить и концентрировать редкие металлы, а камерные пегматиты, наоборот,

формируются в тектонически наиболее спокойных, почти застойных (платформенных) условиях. Именно в последних гранитных массивах и в их пегматитах, с помощью обильных именно в них включений остатков былых расплавов - растворов нам удалось наиболее полно проследить петрохимическую дифференциацию и рудную специализацию растворов и пород, растворимость в магмах, процессы отделения и геохимию выделяющихся из них эманаций; условия мобилизации рудных веществ, формирования месторождений редких металлов, с одной стороны, и камерных пегматитов с другой.

2. В глубоко обнаженных посторогенных массивах существенно калиевых гранитов, особенно пегматитоносных (Майдантал на Тянь-Шане, Кент, Бектау-Ата и др. в Казахстане, Коростеньский массив на Украине и др.) хорошо прослеживается снизу вверх (на глубину до 2,5 км) постепенные взаимопереходы, а иногда и расслоение интрузивных фаз и разновидностей гранитов с накоплением щелочей, кремнезема, флюсующих (F до 0,1-0,5%, Li - до 0,01-0,05%, Rb и др.) с большим увеличением газонасыщенности от выделившихся летучих - от единиц $см^3$ на 1 кг породы до нескольких десятков и даже 100-200 $см^3$ в апикальных частях массивов, особенно под экраном перекрывающих вмещающих пород. Именно в таких участках гранитов с максимальным накоплением флюсующих летучих (в своеобразных ловушках) образуются и локализуются камерные пегматиты.

Характерно, что в зернах кварца таких гранитов, а также аплитов и пегматитов удается обнаружить под микроскопом и проследить накопление все более и более легкоплавких диф-

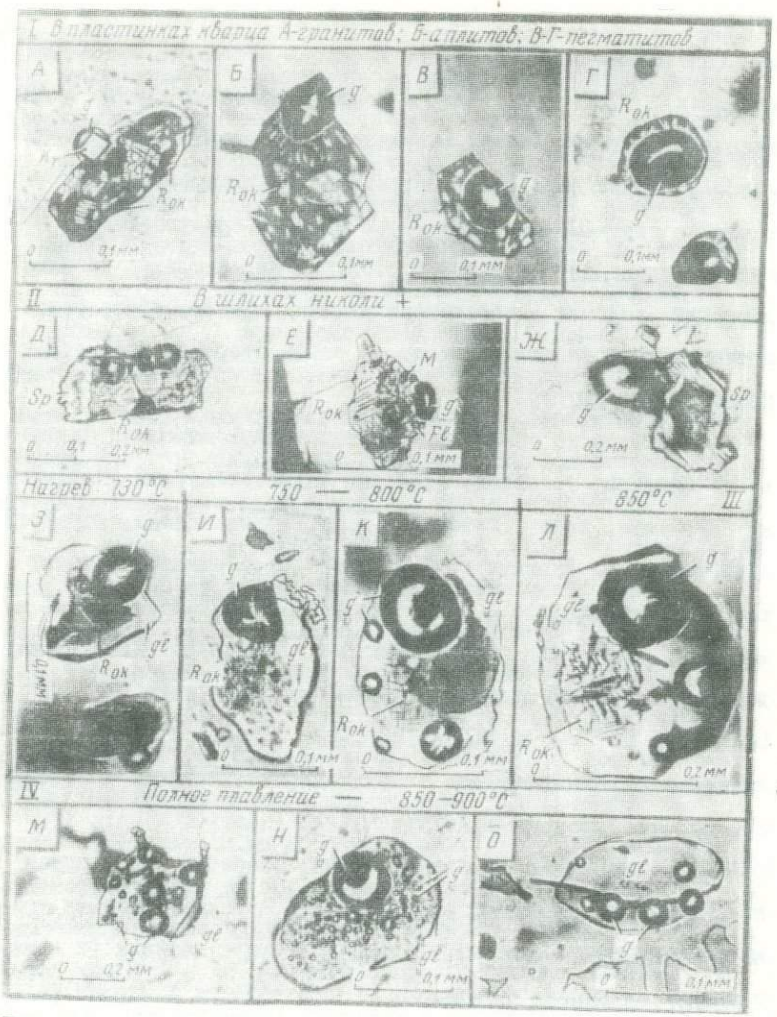


Рис. I. – I – Газово-отвердевшие включения остатков расплавов в зернах кварца гранитов (А); аплитов (Б); пегматитов (В,Г).

II – Они же в поляризованном свете в шлифах;

III – частично переплавленные; IУ полностью переплавленные газово-отвердевшие включения после закалки.

ференциатов по мере накопления в них флюсующих летучих (рис. I). Так, в зернах кварца более ранних крупнозернистых гранитов (массивы Кентский, Акчатауский, Майдантальский и др.), первичные газово-жидкие включения состоят на 95-80% из отвердевших фаз былых расплавов - ныне это агрегат зерен полевых шпатов (микроклин, альбит), богатых литием слюд, иногда очень мелких зерен (флюорита и ряда других и 5-10 до 20% газовой фазы. В зернах кварца более поздних мелкозернистых гранитов, аплитов, особенно вокруг пегматитов такие включения часто содержат уже до 20-30% газовой фазы и соответственно меньше отвердевшей, а в кварце пегматитов (ихтиоглипт, а особенно блоковом) количество летучих увеличивается до 40-50 и даже до резкого преобладания.

Нами в специальных нагревательных столиках, дававших возможность вести наблюдения под микроскопом, производилось нагревание таких включений. При этом удается наблюдать плавление твердых фаз, несколько более высокотемпературное (начиная с 730-750°С) в более ранних крупнозернистых гранитах, с 700-730° в аплитах и 650-700°С в пегматитах. При этом происходит интенсивное растворение в образующемся расплаве газовой фазы до 20-30 и даже более объемных процентов. Полное переплавление происходит в гранитах при нагреве до 850-900°, а в пегматитах даже 800°. При остывании (закалке) такие включения вскипают с образованием стекол и массы мелких газовых пузырьков (рис. I). Характерно, что такие наблюдения под микроскопом удается вести только над очень небольшими включениями - обычно сотые доли миллиметра, а более крупные разрываются от развивающихся при нагревании высоких внутренних

5945

давлений. Опыты по их плавлению пришлось проводить в автоклавах, где создавалось давление до 800-1000 атм.

Характерно также, что как до нагревания так и после, несмотря на часто обильное содержание во включениях летучих (особенно в кварце пегматитов) и несмотря на просмотр многих сотен включений, в них не удалось обнаружить жидких водных фаз растворов - они в этих включениях отсутствуют. Следовательно растворенной воды, как таковой, в гранитных расплавах почти нет. Это подтверждает сделанное на основании специальных экспериментов А.А. Кадик (1965) и Н.И. Хитарова и др. (1968) заключение, что вода при растворении в высокотемпературных алюмосиликатных расплавах диссоциирует. И действительно по данным микрохимических анализов (М.М. Элинсон) среди газовой фазы обнаруживается обильное содержание водорода, азота, часто углекислоты и др., а судя по минеральному составу во включениях присутствуют весьма повышенные количества галогенов, особенно но почти нет или очень мало воды. $П_0$следняя появляется в заметных количествах в первичных включениях в кварце лишь самых внутренних зон пегматитов и особенно (до преобладающих количеств) в минералах полостей.

Судя по постепенному и большому накоплению флюсующих летучих в более поздних фазах гранитов, а особенно в пегматитах, а также по все большей и большей легкоплавкости конечных дифференциатов гранитов вытекает вывод, что в интрузивных расплавах, особенно в тектонически более спокойных условиях, помимо кристаллизационной и гравитационной дифференциации несомненно происходит и эманационная дифференциация. Последняя особенно интенсивно развивается в наиболее поздних,

5945

более газонасыщенных дифференциатах. Характерно также, что по мере развития такой дифференциации увеличивается и рудная специализация более легкоплавких гранитов. Эта специализация достигает максимума в наиболее поздних мелкозернистых, особенно аплитовидных гранитах и аплитах, в том числе, окаймляющих пегматиты (до 0,01-0,05%). Характерно, что в более внутренних зонах пегматитов содержание рассеянных редких металлов резко падает почти до полного исчезновения. Зато начинают появляться в виде акцессорий их самостоятельные минералы.

Судя по быстро увеличивающемуся количеству до резкого преобладания газовой фазы в первичных включениях в кварце внутренних зон пегматитов, по появлению жидких водных фаз, а также по быстрому уменьшению вплоть до исчезновения отвердевших былых расплавов, кажется, что внутренние зоны пегматитов (собственно пегматиты), образуются уже не из расплавов, а путем почти исключительно газовой, а в конце гидротермальной переработки - наложенной перекристаллизации и метасоматоза ранее образованных магматических пород. Так до самого последнего времени казалось и нам. Однако в 1970 и особенно 1971 г. как большая новость, нам удалось обнаружить и интересно где? - в самых внутренних зонах пегматитов - на границе кварцевых обособлений - ядер и минерализованных полостей, в хорошо образованных чистых кристаллах топаза и частью берилла очень легкоплавкие газово-отвердевшие тоже существенно алюмосиликатные расплавы, но значительно богаче флюсующими компонентами, газами, а также уже с водными растворами (рис. 2). Такие газово-отвердевшие включения начинают плавиться начиная всего с 550-560°С и полное плавление достигается уже до 700°, а

5945

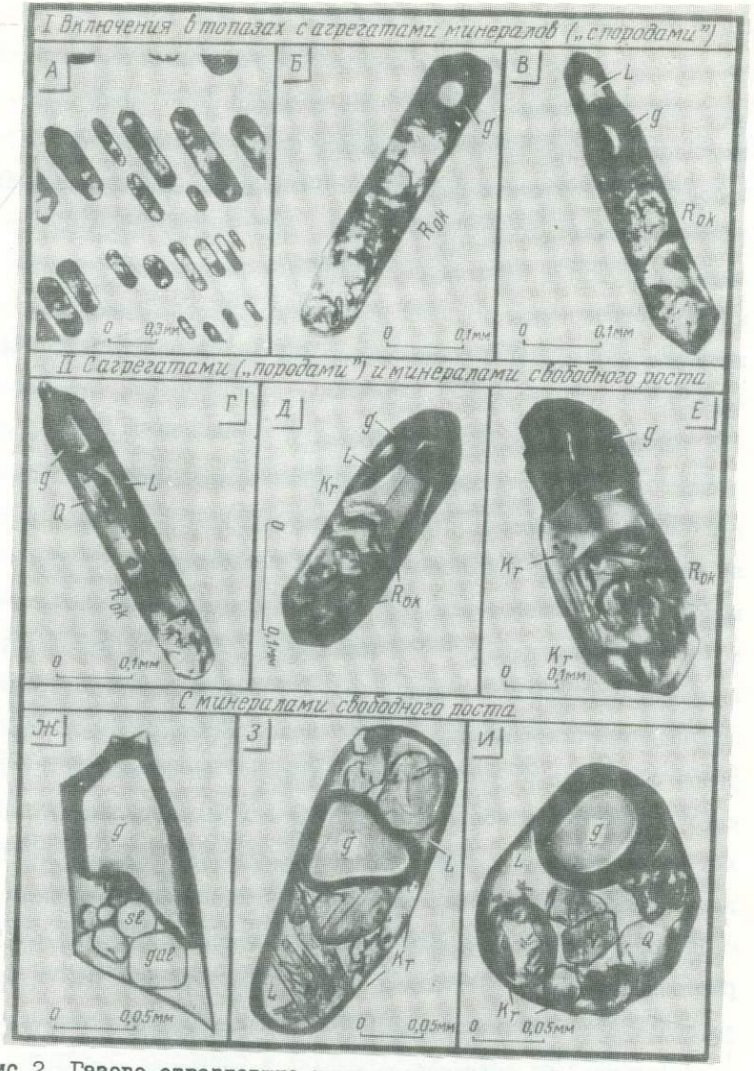


Рис. 2. Газово-отвердевшие включения остатков расплавов и магматогенные флюиды в топазах: I с агрегатами минералов (породообразные агрегаты); II с теми же агрегатами и кристаллами минералов свободного роста Переходный (новый) тип включений от расплавных к флюидным; III Многофазовые существенно газовые и газово-жидкие включения (высококонцентрированные магматогенные флюиды).

часто и ниже - до 650°С. Такое плавление с наблюдением хода процесса под микроскопом нами производилось многократно - до десятков раз. Основная трудность заключается в том, что такие наблюдения под микроскопом удаются только над еще более мелкими чем в гранитах включениями, так как более крупные при нагреве разрываются, особенно при хорошей спайности топаза. Более крупные включения (а их размер иногда достигает десятые долей и даже I-2 мм) удавалось переплавлять в автоклавах с нагревом до различных интервалов температур; 550, 575, 600, 625, 650 и т.д. для изучения хода процесса переплавления.

Исследованные газово-отвердевшие включения остатков расплавов являются явно первичными - расположены часто роями по пирамидам роста граней кристаллов топаза, имеют обычно вытянутую форму отрицательных кристаллов последних. Вначале было большое недоверие к существованию таких легкоплавких природных алюмосиликатных расплавов, однако изучение их состава свидетельствует именно о них. Такие газово-отвердевшие включения в топазах, как видно на рис. 2, состоят на 85-70% из твердых фаз, состоящих: а) I большею частью из породообразного агрегата минералов, которые по предварительным исследованиям представлены альбитом (№ 4-5), калишпатом, кварцем, слюдами богатых Li флюоритом (?) и рядом других еще недостаточно изученных минералов; б) II частью (но не всегда) из кристаллов свободного роста среди которых хорошо по форме и свойствам определяются кварц, полевые шпаты, слюды, легко растворимые криолит, сильвин, галит, виллиомит и др. Это переходный (в первые нами выделяемый) тип включений от расплавных к флюидным. Характерно, что в более поздних зонах и генерациях топаза постепенно исчезают породооб-

разные собственно расплавные агрегаты и остаются минералы свободного роста (рис. 2.Ш-ж,з.и). Растворы представлены в более ранних расплавных включениях, в основном, газами и меньше водными растворами, а в более поздних - наоборот, со всеми постепенными взаимопереходами, от газово-отвердевших включений расплавов в типичные газово-жидкие многофазовые включения постмагматических очень концентрированных растворов.

При нагревании именно ранних газово-отвердевших включений (где присутствуют породообразные агрегаты минералов), примерно с 150-200^0 и интенсивно при 400-500^0 начинают растворяться кристаллы свободного роста, а при 550-570^0 начинает растворяться кристаллы свободного роста, а при 550-570^0 начинает развиваться плавление (возникает новая фаза расплава). При нагреве до 600-650^0 фаза расплава быстро увеличивается за счет несколько избирательного переплавления (начиная с флюорита (?), калишпата, кварца - как в экспериментах Н.И. Хитарова и др. - 1969) породообразного агрегата минералов (рис. 3-А-Б-В), с очень интенсивным растворением свободной газовой фазы вплоть до полного ее исчезновения (рис. 3-г). Уже к 700^{0}С, а иногда и раньше в таких включениях все твердые фазы расплавляются. Именно во включениях в топазах удалось наглядно наблюдать почти неограниченную растворимость летучих в возникающих алюмосиликатных расплавах и как следствие развитие эманационной дифференциации. Газовая фаза остается недорастворенной лишь если первоначально летучих во включениях было более 45-50%. При остывании и закалке гомогенный расплав при переохлаждении на 20-30^0 вскипает с

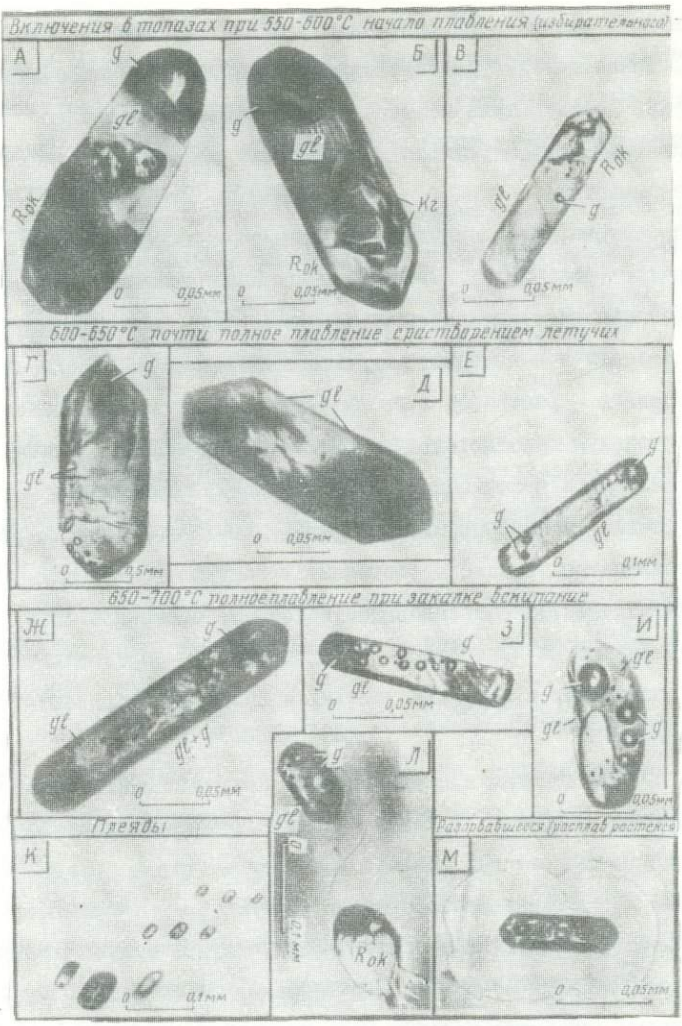


Рис. 3. Процессы и результаты плавления газово-отвердевших включений в топазах: I-Частичное избирательное (А-Б) и более полное (В) плавление (550-600°С); почти полное плавление с растворением почти всей газовой фазы (до 30-45%) и гомогенизацией (Г-Д), частью вскипевшие ((Е)) (600-650°С); II-Полностью плавленные, вскипевшие и закаленные включения (с массой выделившихся газовых пузырьков) (650-700°С); IУ-К-плеяды расплавившихся и закаленных включений; Л - наряду с расплавившимся и закаленным включением (вверху) внизу лопнувшее при 450° и не расплавившееся при прогреве до 750°С включение; М - лопнувшее расплавленное включение с растеканием расплава по трещине (закаленное и вскипевшее).

образованием стекла с массой мелких газовых пузырьков (рис. 3-Д-К). Такие стекла удалось вскрыть и получить непосредственно в руки. Исследования состава исходных газово-отвердевших включений и образующихся из них после плавления стекол еще продолжаются.

Характерно, что лопнувшие до плавления включения уже не плавятся (рис. 3-л), а из лопнувших при плавлении включений, расплавы часто цементируют трещины (рис. 3-м). Обнаруженные явления и полученные результаты исследований природных расплавов - растворов и гранитоидных пород должны внести значительную дополнительную ясность в понимание: I) природы расплавов и механизма их петрохимической дифференциации (с развитием аманационной) и рудной специализации; 2) времени, количества, фазового состояния и состава отделяющихся из магматических расплавов растворов; 3) времени и способа мобилизации и накопления рудных веществ с образованием их месторождений, и истинных условий и процессов образования пегматитов.

3. Произведенными исследованиями, помимо пегматитоносных гранитных массивов, а также массивов, содержащих месторождения редких металлов удалось установить, что в связи с гранитами образование месторождений W, Mo, Sn происходит минуя пневматолитовую близмагматическую стадию, а лишь в раннюю гидротермальную стадию (когда начинают доминировать водные растворы, особенно богатые K и F и убывает и резко теряет активность водород). Они образуются лишь в участках интенсивных тектонических подвижек и циркуляции растворов, особенно ближе к более специализированным на эти металлы разностям гранитов. В подобных же гранитах, но формировавшихся в спокойных условиях, несмотря на часто большую их специализацию на редкие металлы, отсутствуют месторождения послед-

них, зато наблюдаются скопления камерных пегматитов. Причины таких избирательных условий (места, времени и особенно химизма) образования, с одной стороны редкометальных месторождений, а с другой камерных пегматитов становятся понятными из изложенного ранее.

Обозначения: g - газ; L - жидкая водная фаза; R ок - агрегаты минералов (породы); Kr - кристаллы свободного роста (Q - кварц; Sp - полевые шпаты, M - слюды; Fl - флюорит(?), gal - галит; Sl - сильвин и др. gl - стекло.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А.П. Закономерности распределения элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия № 7, 1955.

Виноградов А.В. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия № 7, 1962.

Кадик А.А. Состояние воды и силикатных компонентов в расплавах (магмах) кислого состава при высоких давлениях паров H_2O. Сб. "Геохим. исследов. в области повыше. t и p". М.1965.

Хитаров Н.И., Кадик А.А., Лебедев Е.Б. Влияние температуры и давления на растворимость воды в силикатных расплавах. Тезисы докладов УШ Всесоюзн. Совещ. по эксперим. и технич. минералогии и петрографии. Новосибирск, 1968.

Хитаров Н.И., Нагапетьян Л.Б., Лебедев Е.Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальные исследования). Геохимия, № 3, 1969.

Taylor S.R. Abundence of chemical elements in the continental crust. a new table. Geochim et Cosmochim. Acta, v.28. N 8,1964.

5945

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Б.М.ШМАКИН и В.М.МАКАГОН

Институт геохимии СО АН СССР, Иркутск

До последнего времени физико-химические условия формирования были детально изучены только для камерных пегматитов (Долгов, 1968). В связи с детальным геохимическим изучением мусковитовых пегматитов возникла необходимость точного определения параметров процессов минералообразования. С помощью различных геотермометров определены температуры процессов формирования пегматитов (Макагон, 1971). Установлены очень высокие значения давления при образовании мусковитовых пегматитов Мамского района, которые составляют одну из главных особенностей этих пегматитов (Долгов, Макагон, Соболев, 1967; Макагон, Шмакин, 1969). В течение последних лет были изучены содержания редких элементов и газово-жидкие включения в минералах мусковитовых пегматитов различных районов Восточной Сибири и Индии.

Исследования показали, что мусковитовые пегматиты различных районов, образовавшиеся в разное время и в различных по составу вмещающих породах, очень близки по внутреннему строению, составу и последовательности процессов образования и изменения. Во всех районах среди мусковитовых пегматитов выделяются первично-метаморфические и первично-магматические образования, частично преобразованные послемагматическими процессами, а также пегматитоподобные тела, образовавшиеся на послемагматическом этапе. Формирование пегматитов было длительным процессом и происходило в значительном интервале температур и давлений. Послемагматический этап подразделен нами на последовательные стадии: раннюю щелочную, возрастания кислотности, максимальной кислотности и нового повышения щелоч-

ности (Шмакин, I970).

К настоящему времени получен материал по газово-жидким включениям в минералах, образующихся на всех перечисленных стадиях процесса. Наиболее характерной чертой этих включений оказалось присутствие в них жидкой углекислоты. Это обстоятельство ограничивает применение включений для определения температур, но позволяет получить точные сведения о давлении. Температура была определена по различным геохимическим и минеральным геотермометрам. Наиболее надежными для начальных этапов минералообразования в пегматитах являются данные, полученные по биотит-гранатовому геотермометру, предложенному Перчуком (I967). Им соответствуют цифры температур, определенные по тройной диаграмме полевых шпатов (Иодер, Стюарт, Смит, I963), а также данные по ряду геохимических геотермометров, по фазовым переходам в системе Al_2SiO_5 и в калиевых полевых шпатах. Для первично-метаморфических пегматитов характерны температуры образования 500-650°С, а для первично-магматических - 650-700°С.

Величина давления определялась по однофазовым включениям жидкой углекислоты, в которых криометрическими исследованиями определены температуры гетерогенизации и гомогенизации, установлена плотность CO_2, а затем по диаграмме PTV для углекислоты (Смит, I968) - давление. Для первично-метаморфических пегматитов и вмещающих их метаморфических пород начальное давление составляет 5-7 кбар (табл. I), для первично-магматических пегматитов 6-8 кбар. Несколько более высокая величина давления, полученная для первично-магматических пегматитов по сравнению с первично-метаморфическими, не случайна. Образование расплавов происходило в новый тектонический этап, который характеризовался повышением давления. На обоих этапах глубинность не была главным фактором увеличения давления.

5945

Полученная величина давления значительно превышает величину возможного литостатического давления по геологической оценке глубин образования мусковитовых пегматитов, определяемую Гинзбургом и Родионовым (1960) в 6–8км. Следует подчеркнуть, что давления в 5–8 кбар, характерные для этапов первичного образования мусковитовых пегматитов, являются в настоящее время наиболее высокими измеренными давлениями для пегматитов.

Процесс послемагматического минералообразования происходил в условиях последовательного понижения температуры и давления. Термометрия жидких включений в минералах из зон послемагматического замещения в пегматитовых телах и из послемагматических пегматитоподобных жил показала, что температура послемагматических изменений всегда превышала 370°С, так как в альбите и кварце из наиболее поздних зон замещения встречены включения, гомогенизирующиеся при 350–370°С. Наиболее высокие температуры получены по данным мусковитпарагонитового геотермометра, они составляют 530–500° (Никаноров, Михайлов, 1967; Макагон, 1971) – для мусковита, развивающегося по биотиту.

При изучении включений жидкой углекислоты в минералах из зон послемагматического изменения установлено, что плотность CO_2 в них значительно понижается от ранних зон к поздним, фиксируя резкое понижение давления (рис. 1). Давление на наиболее поздней стадии нового повышения щелочности растворов при образовании в зонах альбитизации кристаллов берилла составляло от 3 до 2 кбар, а для альбита и кварца, формирующихся в хрусталеносных гнездах плотность во включениях соответствует давлению, близкому к 2 килобарам и ниже (рис. 1). Понижение давления в процессе формирования пегматитов от начальных его стадий к конечным установлено также для камерных и редкометальных пегматитов (Долгов, 1968; Базаров, Моторина,

5945

Таблица I

Величина давления (Р) в процессах образования и изменения мусковитовых пегматитов по данным изучения газово-жидких включений

Этапы минералообразования	Зоны, структуры пегматитов	Т °С формирования	Минерал, содержащий включения	температура °С гетерогенизации	температура °С гомогенизации	температура °С средняя	Удельный объем $см^3/г$	$Р_{кб}$
Метаморфический		650–500	гранат	-23–I9	-I0–I3	-I8–I4	0,99–0,98	6,5–4,9
			дистен	-27–22	-I9–I3	-24–I8	0,98–0,95	7,I–5,0
			кварц	-25–I9	-I5–II	-20–I5	0,99–0,97	6,8–4,9
Магматический	Гранитная	700–650	кварц	-29–I6	-20–6	-24–II	I,02–0,95	7,7–5,7
	Графическая	"	кварц	-2I–I4	-I5–7	-I7–I0	I,02–0,98	6,5–5,7
Постмагматический	Апографическая	550–530	кварц	-9–5	-5–0	-7,5–2,5	I,06–I,03	4,7–4,I
	Кварц-мусковитовый комплекс	от 530	кварц	-4+5	+2+I0	-I+7,5	I,I4–I,08	3,9–2,6
	Кварцевое ядро	до 420	кварц	+I+I0	+8+I8	+4,5+I4	I,2I–I,I2	3,5–2,5
	Зоны проявления поздней щелочной стадии	420–370	берилл	+4+I2	+I2+I8	+8+I5	I,I5–I,22	2,6–2,0
			альбит	+I0+2I	+I5+25	+I2+23	I,37–I,I9	2,3–I,4
			кварц	+I0+20	+I4+26	+I2+23	I,37–I,I9	2,3–I,4

1969).

Высокое давление обусловило полное отсутствие пневматолитового минералообразования в процессах формирования мусковитовых пегматитов. В этом отношении они существенно отличаются от камерных и редкометальных пегматитов, при образовании которых минералообразующие растворы в температурной области 600–400° имели газовое агрегатное состояние. Главным летучим компонентом послемагматических растворов, наряду с водой, является углекислота, концентрация которой резко преобладает над концентрацией хлора и фтора.

Понижение температуры на этапе послемагматического замещения пегматитов является главной причиной возрастания кислотности послемагматических растворов. Новое повышение щелочности, проявляющееся в значительно меньших масштабах, является, по-видимому, следствием снижения давления и отделения от растворов части летучих компонентов. С возрастанием кислотности послемагматических растворов активность кислорода в них понижается. Об этом свидетельствует понижение степени окисления железа в биотите из зон кварц-мусковитового замещения, наличие пирротина в этих же зонах и графита – в зонах кварцевого замещения. Параллельное изменение pH и потенциала кислорода согласуется с представлениями Коржинского (1964) о роли этих параметров в глубинных процессах.

Огромные объемы пород, подвергшихся гидролизу на мусковитовых месторождениях, где мусковит образуется по полевым шпатам и в пегматитах, и в гранитах, и во вмещающих метаморфических породах, несомненно связаны с значительным количеством воды, воздействовавшей на породы в процессе их послемагматического изменения. Эту особенность мусковитовых пегматитов можно объяснить именно высоким давлением, характерным для процессов образования материнских гранитов и пегматитов.

Как показано экспериментами (Хитаров, Лебедев, Кадик, 1963), растворимость воды в гранитной магме возрастает с повышением давления. При формировании гранитных и пегматитовых расплавов вода могла, благодаря высокому давлению, входить в их состав, а затем во время кристаллизации магмы отделяться от нее в значительных количествах.

Одним из важных условий образования мусковитовых пегматитов является высокое содержание глинозема во вмещающих (подстилающих) породах. Во всех крупных мусковитоносных районах среди вмещающих пород есть разности, содержащие дистен (Мамский, Гутаро-Бирюсинский, Кольско-Карельский районы) или силлиманит (Кондаковский район Енисейского кряжа, ряд районов Индии). Даже там, где нет силикатов алюминия, средний состав метаморфических пород отличается повышенным количеством алюминия по сравнению со средним содержанием этого элемента в метаморфических породах. Химическое влияние этого фактора сказнвается уже на послемагматическом этапе, при образования мусковита, когда вмещающие породы играют роль "фильтра" для растворов (Никитин, 1959).

Геохимическую специфику мусковитовых пегматитов и материнских для них гранитов составляют повышенные содержания Ba, Sr и Pb, в то время как содержания большинства других элементов-примесей в них ниже средних для кислых пород (рис. 2). Эти особенности также определяются влиянием высоких давлений при первичном образовании пород. По-видимому, давление способствует вхождению двухвалентных ионов Ba, Sr и Pb на позиции калия в калиевых полевых шпатах. В то же время давление препятствует вхождению крупных одновалентных ионов Rb и Cs, в результате чего содержания этих двух элементов в калишпатах мусковитовых пегматитов гораздо ниже средних.

Минералы, образующиеся при послемагматическом изменении

пород, наследуют указанные особенности геохимии мусковитовых пегматитов. Однако, постепенное понижение температуры и давления сопровождается уменьшением содержания Ba, Sr и Pb и увеличением содержания Rb и Cs во всех калиевых минералах пегматитов. Характерно, что переходные редкометально-мусковитовые пегматиты Приольхонского района Восточной Сибири, Раджастанского и Майсорского пегматитовых поясов Индии, формировавшиеся при относительно пониженных давлениях, имеют именно такие особенности состава первичных генераций минералов. Кроме рубидия и цезия, они содержат относительно повышенные количества F, Sn, Nb и Ta. В результате выноса из пегматитов на послемагматическом этапе Ba, Sr и Pb, в ореолах изменения вмещающих пород около замещенных (слюдоносных) пегматитовых тел образуются положительные аномалии этих элементов.

Следует подчеркнуть близость величины давления на последних стадиях послемагматического этапа в мусковитовых пегматитах величине давления в начальные фазы формирования редкометальных пегматитов. Этим объясняется, очевидно, близость состава ранних генераций мусковита, берилла, колумбита из редкометальных пегматитов (Соседко, 1961) составу поздних генераций тех же минералов из мусковитовых пегматитов.

Проведенные исследования показали, что наблюдается полная аналогия состава элементов примесей и характера газово-жидких включений в минералах одной стадии формирования мусковитовых пегматитов из различных месторождений, обусловленная одинаковыми физико-химическими условиями процессов минералообразования. В то же время в одном месторождении и даже в одном пегматитовом теле наблюдаются значительные различия между генерациями минералов, между разновозрастными минеральными ассоциациями. Эти различия определяются большим интервалом давлений

и температур, при которых происходят процессы образования и послемагматического изменения мусковитовых пегматитов.

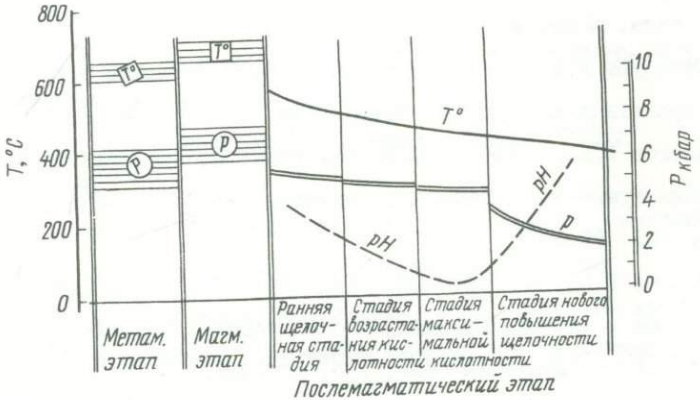


Рис. I. Схема эволюции условий минералообразования в мусковитовых пегматитах.

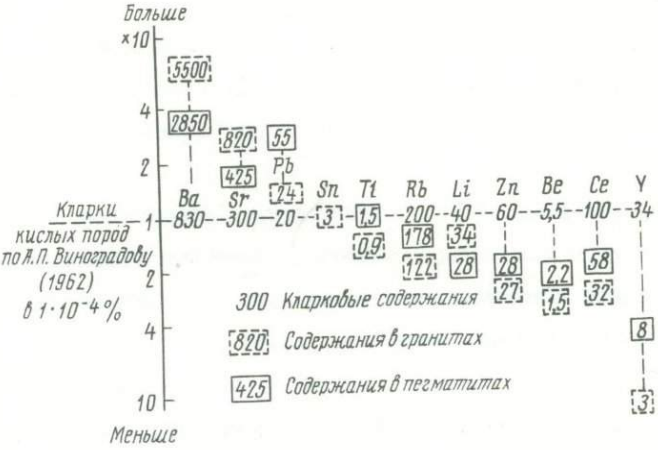


Рис. 2. Средние содержания элементов-примесей в гранитах и пегматитах Мамского района в сравнении с кларковыми.

5945

ЛИТЕРАТУРА

Базаров Л.Ш., Моторина И.В., 1969. Физико-химические условия формирования редкометальных пегматитов натро-литиевого типа. Докл. АН СССР, 188, 194-197.

Гинзбург А.И., Родионов Г.Г., 1960. О глубинах образования гранитных пегматитов. Геол. рудн. месторождений, I, 45-54.

Долгов Ю.А., 1968. Термодинамические особенности формирования гранитных камерных пегматитов. Автореферат доктор. дисс., М., 63 стр.

Долгов Ю.А., Макагон В.М., Соболев В.С., 1967. Жидкие включения в дистене метаморфических пород и пегматитов Мамского района. Докл. АН СССР, 175, 444-447.

Йодер Х.С., Стюарт Д.Б., Смит Дж.Р., 1963. Тройные полевые шпаты. В сборнике "Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии", отв.ред. В.С.Соболев. Изд-во ИЛ, М., с.330-342.

Коржинский Д.С., 1964. Режим кислотности при постмагматических процессах. В сборнике "Доклады советских геологов XXII сессии МГК, Проблемы генезиса руд". Изд-во "Наука", М., с.9-18.

Макагон В.М., 1971. О температурах образования и послемагматического изменения слюдоносных пегматитов Мамского района. В сборнике "Геохимия пегматитов Восточной Сибири", отв.ред. Б.М.Шмакин. Изд-во "Наука". М., с.48-71.

Макагон В.М., Шмакин Б.М., 1969. Физико-химические параметры процессов образования и изменения мусковитовых пегматитов Мамского района. Ежегодник СибГЕОХИ по работам 1968, Иркутск, с.142-146.

Никаноров А.С., Михайлов И.И., 1967. О температурах образования мусковита. Зап.ВМО, 96, 162-169.

Никитин В.Д., 1959. К дискуссии о влиянии вмещающих горных пород на тип минерализации эндогенных месторождений. Зап.ВМО, 88, 604-609.

Перчук Л.Л., 1967. Биотит-гранатовый геотермометр. Докл. АН СССР, 177, 411-414.

Смит Г., 1968. Физическая геохимия. Изд-во "Недра", М., 475 стр.

Соседко А.Ф., 1961. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. Госгеолтехиздат, М., 142 стр.

Хитаров Н.И., Лебедев Е.Б., Кадик А.А., 1963. Растворимость воды в расплаве гранитного состава при давлениях до 7000 атм. Геохимия, 957-959.

Шмакин Б.М., 1970. Главные черты геохимии мусковитовых пегматитов Восточной Сибири. Ежегодник СибГЕОХИ по работам 1969, Иркутск, с.90-100.

5945

ПОВЕДЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

В.В. ГОРДИЕНКО, Н.И. ПОНОМАРЕВА, Н.В. ЦЫБИНА

Ленинградский Государственный университет, Ленинград

Объектами исследования послужили пегматиты Чупино-Лоухского района (Сев. Карелия), геохимическое опробование которых удалось произвести на многих гипсометрических уровнях. Это позволило впервые установить особенности распределения элементов примесей в породообразующих минералах в полном объеме пегматитовых жил и жильных серий, и тем самым существенно уточнить и дополнить сведения по геохимии слюдоносных пегматитов (Сафронова, 1966; Шмакин и др., 1969). Выявленные закономерности поведения малых элементов являются количественной основой для решения некоторых спорных вопросов генезиса пегматитов Сев. Карелии, которые затрагиваются в настоящем сообщении.

Особенности распределения элементов-примесей в породообразующих минералах пегматитов

Не останавливаясь за краткостью на детальной характеристике геологического положения и внутреннего строения пегматитов Чупино-Лоухского района, которую можно найти в литературе (Лабунцов, 1939; Салье, 1962; Гродницкий, 1969), укажем лишь следующее. Слюдоносные пегматиты района представляют собой плитообразные или линзовидные крутопадающие тела мощностью от 2 до 15 м и прослеживающиеся по падению и простиранию на десятки и первые сотни метров. Все они являются секущими по отношению к вмещающим гранат-биотитовым и дистен-гранат-биотитовым

гнейсам Беломорской серии (архей). В большинстве случаев слюдоносные пегматиты района располагаются кулисообразно по падению относительно друг друга, группируясь в протяженные на глубину до 250-350 м жильные серии (рис. I).

Пегматитовые тела характеризуются четко выраженной концентрической зональностью по мощности и асимметричной зональностью по вертикали. Первая проявляется в смене от зальбандов к центру жилы следующих структурно-минералогических разновидностей пегматита: I) плагиоклазового пегматита неясногафической структуры, 2) плагиоклазового или микроклин-плагиоклазового пегматита апографической структуры, 3) плагиоклазового или микроклин-плагиоклазового пегматита пегматоидной и блоковой структуры с крупнокристаллическим мусковитом, 4) кварцевым ядром, обычно занимающим осевую часть жилы. В первых двух зонах широко распространены гнезда кварцево-мусковитового агрегата, избирательно развивающегося по плагиоклазовому пегматиту. Вертикальная зональность жил проявляется в обогащении их верхних частей блоковым микроклином, а нижних горизонтов-мусковитом (Гродницкий, I969).

Изучение возрастных взаимоотношений минералов, выполненные на основе детальной фотодокументации пегматитов в масштабе I:5-5:20, позволяет выделить несколько их самостоятельных генераций, принадлежащих различным парагенезисам и являющихся продуктами кристаллизации отдельных стадий пегматитового процесса. Не имея возможности за краткостью подробно остановиться на этом вопросе, мы приводим здесь лишь схему стадийности формирования слюдоносных пегматитов Чупино-Лоухского района (рис. 2). Температурная градуировка стадий выполнена на основе

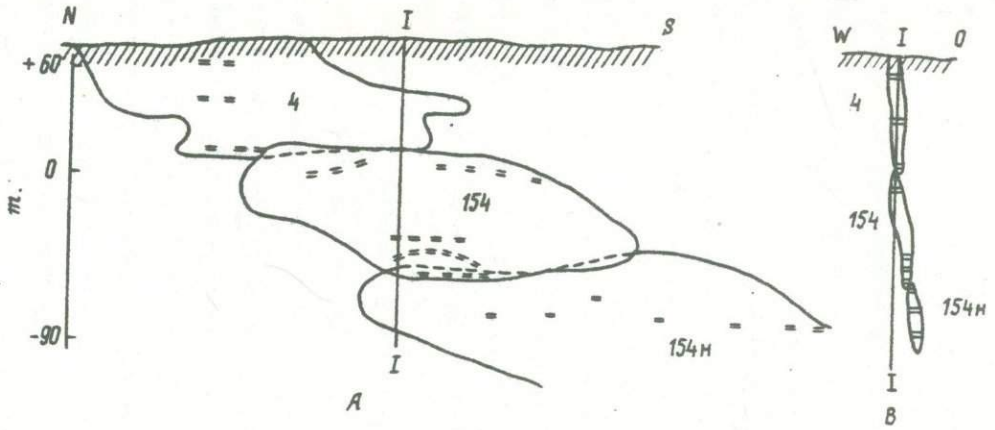


Рис. I. Схематический продольный (А) и поперечный (Б) разрезы жильной серии 4–I54н Малиновой вараки (Сев. Карелии). Двойной чертой указаны горизонты опробования жил.

двухполевошпатового (Барт, 1962; Jiyama , 1966), гранат-биотитового, амфибол-плагиоклазового (Перчук, 1963) и мусковит-плагиоклазового (Таланцев, 1970) геотермометров, а также по данным изучения газово-жидких включений.

Результаты статистической обработки данных о вариациях состава полевых шпатов и мусковита во времени (различные генерации минералов) и в пространстве (по вертикали отдельных жил и жильных серий) приводятся в табл. 1-3. Для наглядности часть их представлена графически на рис. 1-6.

Определение содержаний Ba, Sr, V, Sc, Cr Co, Be, Nb, F проводилось количественным спектральным методом, с относительной ошибкой 8-12%, разработанным применительно к нашим объектам в лаборатории НИИЗК ЛГУ (Галибин, 1969). Щелочные элементы определялись высокочувствительным методом пламенной фотометрии с относительной ошибкой 3-8% (Прудников, 1968), Mg, Ca, Ti, - обычными химическими методами.

Анализ полученных данных позволяет выявить три основных типа распределения элементов-примесей в породообразующих минералах пегматитов во времени и в пространстве, в соответствии с чем и все многообразие рассматриваемых элементов подразделяется на три группы.

I тип распределения отвечает последовательному уменьшению содержания элемента от внутренних к внешним зонам роста кристаллов, от ранних к поздним генерациям минералов, от зальбандов к центру жилы и от нижних к верхним горизонтам жил и жильных серий. Этот тип распределения свойственен Ba, Sr , V , Sc, Co, Cr, Ti и их геохимическим аналогам - Ca и Mg.

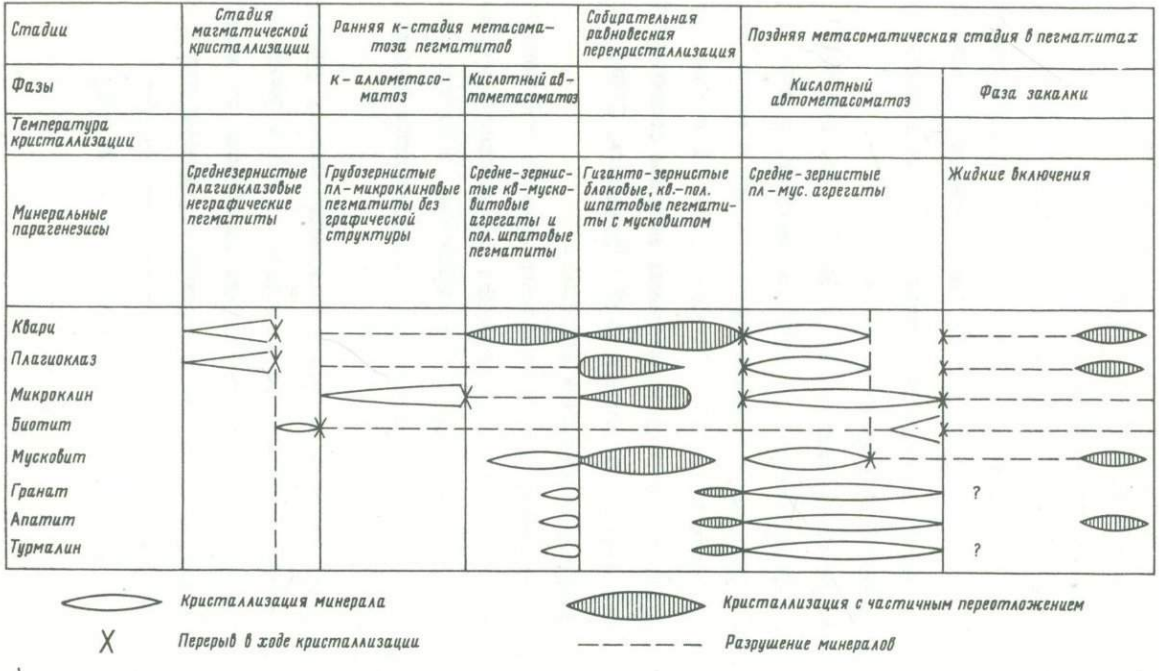


Рис. 2. Схема стадийности формирования слюдоносных пегматитов Чупино-Лоухского района (Сев. Карелия).

Таблица I

Вариации состава микроклина по генерациям и по вертикали жильных серий
(жилы 4–I54 н, Малиновая варака, Сев. Карелия)

Генерация минер.	№ жил	Глубина, в м	Число анализ проб	Среднее содержание (г/т)					
				Ba	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O	Pb	Ga
I	4	+70	2	450±90	8.3±0.4	3I0±I0	–	230±40	–
	I54	+I0	8	2500±600	32.5±4.5	250±20	5,I±I.9	I50±20	I3±2
	I54н	–70	I2	7300±II00	I0.2±I.3	2I0±I0	4.4±I.2	I30±I0	I3±I
II	4	+70	7	I80±30	9.2±0.2	430±20	6.8±0.3	I90±I0	–
	I54	+I0	34	720±70	II.2±I0	300±20	2.8±0.2	200±I0	I0±I
	I54н	–70	8	530±I50	5.5±0.8	300±20	5.7±I.I	I50±I0	I3±I

Таблица 2

Вариации состава плагиоклазов по генерациям и по вертикали жильной серии (жила 4-I54н, Малиновая варака, Сев. Карелия)

Генерация минер.	№ жилы	Глубина, в м	Число анализ. проб	Среднее содержание (г/т)					Содержание анортитового компонента
				Ba	Sr	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O	
I	4	+70	(6)	–	–	–	–	–	I5±I
		+45	(4)	–	–	–	–	–	I7±I
	I54	+I0	5(I6)	II2±I4	240±30	26±5	5±I	0.4±0.07	I8±I
		-25	3(6)	I90±I0	240±7	–	–	–	I8±I
		-40	6(I8)	I00±30	I83±3	35±3	8±2	0.5±0.I	I9±2
	I54н	-50	8(I2)	I26±I8	I80±3	28±2	I0±3	0.5±0.I	20±I
		-70	5(I5)	II0±20	I85±I0	–	–	–	20±I5
II	4	+70	(5)	–	–	–	–	–	9±I
	I54	+I0	5(II)	49±3	I30±25	I5±4	4±I	0.26±0.07	II±0.5
		-25	5(6)	70±7	96±I3	–	–	–	I3.5±0.5
	I54н	- 70	4(I0)	34±I4	50±20	–	–	–	I4±0.5

Примечание: в скобках указано количество образцов, измеренных иммерсионным методом для определения содержания анортитовой составляющей.

Таблица 3

Вариации состава мусковита по генерациям и по вертикали кальной серии

Аналитики Н.В.Шабина, Н.В.Емельянова (НИИЗК АГУ), З.М.Гельман (ИХЛ СЯТУ)

Генерация минерала	Номер кали	Глубина м	Число анализируемых проб	Среднее содержание элементов (г/т)								Вес.%				Li_2O/Sc	Li_2O/Rb ×100	Li_2O/Mg ×100
				Sc	V	Sn	Be	Nb_2O_5	F	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O	Be	TiO_2	MgO	Fe_2O_3			
		+ 70	3	28 ± 10	54 ± 10	13 ± 2	4 ± 2	28 ± 3	320	182 ± 9	340 ± 10	2,6 ± 0,5	0,36 ± 0,12	0,32 ± 0,01	1,10 ± 0,07	2,44 ± 0,08	6,7	5,0	1,65
	4	+ 45	2	33 ± 12	54 ± 10	10 ± 2	5 ± 1	-	-	164 ± 75	280 ± 20	1,5 ± 0,5	0,40 ± 0,20	0,21 ± 0,02	1,14 ± 0,05	2,76	5,0	4,1	1,44
		+ 20	3	93 ± 14	75 ± 15	10 ± 2	6 ± 0,4	20 ± 2	-	110 ± 5	260 ± 10	1,8 ± 0,2	0,55 ± 0,05	0,51 ± 0,05	1,23 ± 0,06	1,98	1,2	2,0	0,89
		+ 10	13	20 ± 3	36 ± 3	18 ± 2	2,3 ± 0,6	30 ± 3	350	135 ± 10	370 ± 20	2,6 ± 0,6	0,13 ± 0,02	0,20 ±10.01	0,92 ± 0,02	2,39 ±0,05	6,9	10.7	1,47
I	I54	- 20	3	-	-	-	-	-	-	121 ± 15	290± 30	5,5 ± 2,3	-	-	-	-	-		
		- 25	4	21 ± 5	30 ± 6	15 ± 1,5	2,2 ± 1,0	23 ± 2	300	110 ± 22	320 ± 10	3,4 ± 1,3	0,18 ± 0,04	0,22 ± 0,01	1,07 ± 0,04	2,50 ± 0,04	5,2	6,1	1,03
		- 40	11	71 ± 4	40 ± 2	9 ± 1	2,8 ± 0,6	18 ± 2	260	113 ± 10	260 ± 10	3,3 ± 1,2	0,34 ± 0,01	0,48 ± 0,02	1,17 ± 0,04	2,14 ± 0,08	1,6	3,1	0,97
		- 50	14	42 ± 7	31 ± 6	12 ± 2	3,8 ± 0,2	-	-	122 ± 14	290 ± 10	7,4 ± 1,5	0,23 ± 0,03	-	-	-	2,9	4,7	-
	I54-Н	- 60	2	70 ± 14	16 ± 3	12 ± 3	5,0 ± 1,0	-	340	110 ± 4	260 ± 10	1,6 ± 0,2	0,27 ± 0,05	0,30 ± 0,02	1,17 ± 0,03	2,41 ± 0,05	1,6	4,4	0,94
		- 70	3	70 ± 30	58 ± 37	11 ± 1	3,5 ± 0,7	20 ± 3	270	215 ± 7	260 ± 10	1,5 ± 0,1	0,42 ± 0,03	0,40 ± 0,01	1,21 ± 0,06	2,10 ± 0,06	3,1	4,0	1,67
		+ 70	3	3 ± 0,6	38 ± 8	86 ± 9	6,2 ± 1,2	67 ± 8	240	215 ± 6	660 ± 10	14,8 ± 3	0,01 ± 0,002	0,12 ± 0,01	0,87 ± 0,03	3,25 ± 0,10	72	215	2,5
	4	+ 45	2	16 ± 3,2	250 ± 30	-	6,5 ± 1,2	-	-	150 ± 6	420 ± 20	11 ± 2,2	0,18 ± 0,04	-	-	-	98	83	-
		- 20	2	33 ± 18	170 ± 34	16 ± 3	7,0 ± 1,0	-	-	92 ± 18	370 ± 60	7,6 ± 0,2	0,31 ± 0,14	-	-	-	2,8	30	-
		+ 10	4	6,2 ± 1,2	4,8 ± 0,1	31 ± 3	3,2 ± 0,5	42 ± 4	330	105 ± 6	490 ± 40	7,5 ± 2,4	0,027± 0,01	0,133 ± 0,01	0,84 ± 0,02	2,73 ± 0,04	17	39	1,3
		- 20	3	-	-	-	-	-	-	80 ± 10	410 ± 10	5,2 ± 2,2	-	-	-	-	-	-	-
II	I54	- 25	2	15 ± 1,5	3 ± 0,6	31 ± 3	4,0 ± 1,0	37 ± 4	200	83 ± 5	500 ± 40	5,9 ± 1,7	0,045± 0,02	0,147 ± 0,01	0,83 ± 0,01	2,78 ± 0,12	5,2	18	1,0
		- 30	5	38 ± 5,5	5 ± 1	30 ± 2	6,0 ± 1,0	83 ± 8	260	86 ± 2	840 ± 90	16,4 ± 3	0,10 ± 0,03	0,123 ± 0,01	0,58 ± 0,07	3,02 ± 0,04	1,7	6,6	1,4
	I54-Н	- 70	7	8,9 ± 1,1	4 ± 2	29 ± 3	4,8 ± 1,0	73 ± 7	330	157 ± 6	600 ± 120	1,38± 0,3	0,013± 0,004	0,154 ± 0,01	0,96 ± 0,02	2,79 ± 0,10	20	120	1,6

II тип распределения прямо противоположен первому - концентрация элемента последовательно увеличивается в том же направлении. Распределение этого типа характерно для Rb, Cs, Pb, Sn, Be, Nb. Сходным образом ведет себя и Fe в мусковитах.

III тип распределения, свойственный Li и F, заключается в последовательном уменьшении содержания элемента от внутренних к внешним зонам роста кристаллов, от ранних к поздним генерациям минералов (аналогично I типу), но вместе с тем и в увеличении его концентрации от нижних к верхним частям жил (аналогично II типу).

Эти три типа распределения приводят к существованию в слюдоносных пегматитах Чупино-Лоухского района геохимической зональности, которая проявляется в накоплении на верхних горизонтах жил и жильных серий флюофильных элементов - Rb, Cs, Li, Sn, Nb, Be, а на нижних горизонтах пирофильных элементов - Ba, Sr, Sc, V, Ti, Cr, Co, Mg и Ca.

Результатом проявления этой зональности является и геохимическая специализация пегматитов отдельных месторождений района, приуроченных к опущенным или приподнятым блокам. В первом случае пегматиты имеют положительную специализацию по флюофильным элементам (верхи жильных серий), во втором случае - пирофильным элементам (корни жильных серий). Эта общая картина вертикальной зональности значительно усложняется различным характером ее проявления в составе одних и тех же минералов, но относящихся к различным генерациям. Так, для ранних генераций полевых шпатов характерно непрерывное фракционирование малых элементов по вертикали всей жильной серии независимо от положения границ отдельных жил (рис. 3, 4). Для ранней

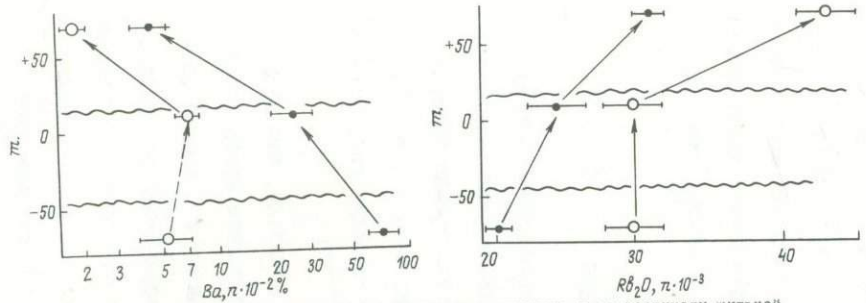


Рис. 3. Вариации состава микроклина по генерациям минерала и по вертикали жильной серии. Темные кружки - микроклин I, светлые - микроклин II. Горизонтальной чертой указаны статистические оценки ошибки определения среднего ($\bar{x} \pm \sigma_{\bar{x}}$), стрелками - вектора фракционирования элемента по вертикали, волнистой чертой - границы жил по вертикали. А - распределение бария (I тип). Б - распределение рубидия (II тип).

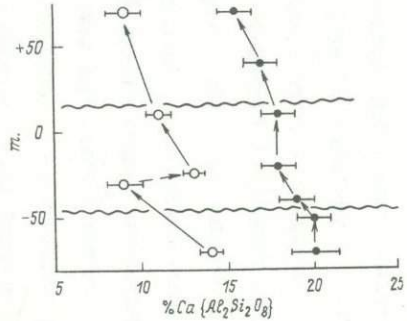


Рис. 4. Вариации анортитовой составляющей в плагиоклазе. Условные обозначения аналогичны рис. 3. Распределение I типа.

генерации мусковита, развивающегося по плагиоклазу I, характерно уже поэтажное фракционирование микроэлементов, когда правильная вертикальная зональность наблюдается только в пределах отдельных жил, а на их границе наблюдается статистически значимые обратные вектора фракционирования. Наиболее четко такая зональность фиксируется по величине Li/Ba, Li /Sc и Li / Mg отношений (рис. 6). Для поздней генерации всех минералов, формирующихся в околоядерных зонах пегматитов, правильная вертикальная зональность в распределении микроэлементов исчезает. Здесь переломы векторов фракционирования имеют место как на границе отдельных жил, так и внутри самих жильных тел.

Обсуждение результатов

Изложенные выше закономерности распределения элементов-примесей в породообразующих минералах слюдоносных пегматитов мы попытались ниже интерпретировать с точки зрения кристаллизационной и эманационной дифференциации пегматитового расплава в условиях открытого и закрытого состояния пегматита как физико-химической системы.

И.Д. Рябчиковым (1965) убедительно показано, что направленная кристаллизация расплава неизбежно должна приводить к фракционированию микроэлемента между ранними и поздними продуктами кристаллизации. При величине коэффициента распределения микроэлемента $K \gg 1$, численно равного отношению его концентрации в твердой фазе к концентрации в жидкой фазе, поздние продукты кристаллизации должны обедняться микроэлементом. При $K \ll 1$, напротив, поздние продукты кристаллизации обогащаются элементом-примесью. Такое фракционирование может иметь место только в условиях кристаллизации расплава и поэтому мо-

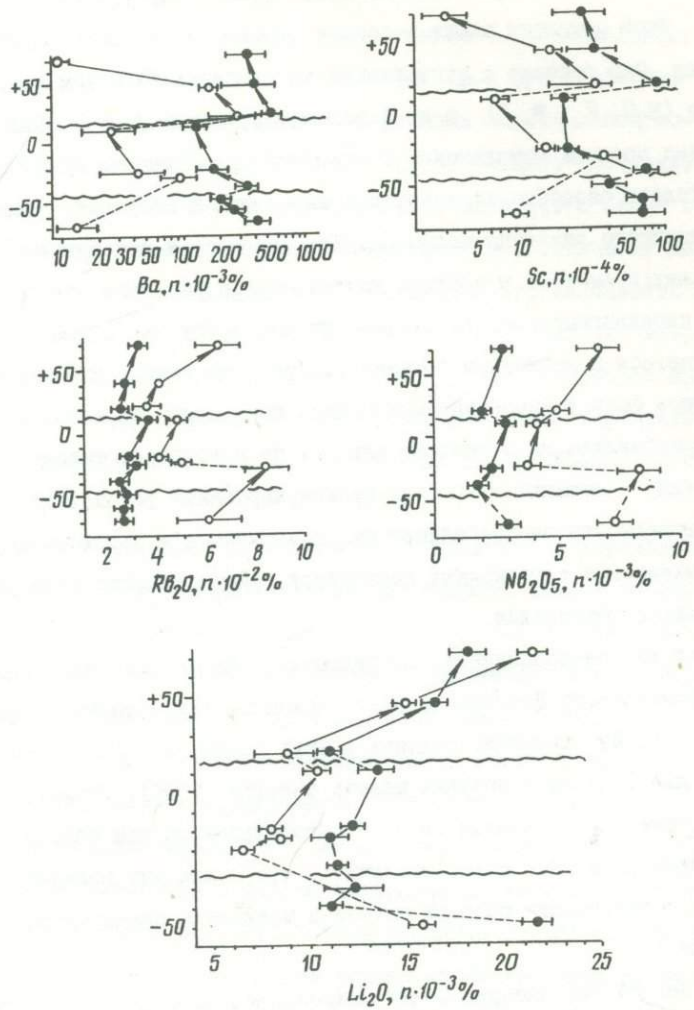


Рис.5. Вариации состава мусковита. Условные обозначения аналогичны рис. 3. Распределение бария и скандия отвечает I типу, распределения и наобия - II типу, распределение лития - III типу.

жет быть названо кристаллизационным фракционированием.

Иной механизм лежит в основе эманационного фракционирования. Оно связано с экстракцией из расплава летучими компонентами (H_2O, F, B, Cl и др.) элементов, склонных к образованию с ними прочных комплексных соединений (флюофильные элементы). Благодаря способности летучих к интенсивной миграции в область пониженного давления можно ожидать переноса и накопления флюофильных элементов в верхних частях столба расплава или раствора как передвигающегося по системе трещин снизу вверх, так и находящегося в застойном состоянии. При этом важно, что эманационное фракционирование может идти независимо от того, идет ли кристаллизация в системе или она не испытывает фазовых изменений. С позиции обеих схем фракционирования установленные закономерности распределения малых элементов в породообразующих минералах слюдоносных пегматитов района находят удовлетворительное объяснение.

Первый тип распределения, по-видимому, обязан действию кристаллизационного фактора на микроэлементы, для которых величина $K \gg I$. Из экспериментальных данных величина $K \gg I$ известна лишь для Sr и Ba в полевых шпатах (*Jiyama*, 1966). Поскольку, поведение других элементов этой пирофильной группы полностью отвечает Sr и Ba, можно заключить, что и для них величина K при кристаллизации полевых шпатов и мусковита значительно больше I.

Второй тип распределения микроэлементов можно объяснить действием как кристаллизационного, так и эманационного факторов при условии, что величина K при кристаллизации полевых шпатов и мусковита для этих элементов значительно меньше I. Для Rb и Cs это подтверждается экспериментально (*Eugster*, 1955, *Jiyama*, 1966), что можно лишь предполагать для других

элементов (Be, Sn).

Третий тип распределения, свойственный Li , по-видимому, обязан одновременному действию обоих факторов фракционирования, причем главным из них при формировании вертикальной зональности жил является эманационный. Двойственное поведение Li во времени и в пространстве, вероятно, вытекает с одной стороны из его кристаллохимической близости к Mg , типичному пирогенному элементу, а с другой - объясняется его склонность к образованию прочных комплексных соединений с F , на что впервые обратил внимание А.И. Гинзбург (1953). Особый интерес представляет различное поведение элементов-примесей по вертикали жил и жильных серий в минералах различных парагенезисов (генераций).

Наличие "сквозной" вертикальной зональности распределения элементов-примесей в ранних генерациях полевых шпатов по вертикали жильных серий независимо от жильных этажей можно рассматривать как свидетельство свободного движения минералообразующей среды снизу вверх в пределах всей жильной зоны, т.е. открытого состояния каждой отдельно взятой пегматитовой полости на ранних стадиях формирования пегматитов.

Существование правильной, но поэтажной зональности распределения микроэлементов в ранней генерации мусковита, по-видимому, может служить доказательством изоляции отдельных жильных тел друг от друга уже на стадии формирования кварцево-мусковитового агрегата. Только в этих условиях можно ожидать появления обратных статистически значимых векторов фракционирования микроэлементов именно на границе отдельных жил на фоне правильной зональности, обусловленной отгонкой летучих в головные

части пегматитов, и по этой причине более длительным их формированием по сравнению с хвостовыми частями жил.

Наличие статистически значимых обратных векторов фракционирования элементов-примесей у поздних генераций минералов не только на границе отдельных жил, но и на различных горизонтах одной жилы, указывает на дальнейшую локализацию процессов минералообразования около нескольких разобщенных центров, что особенно свойственно явлениям собирательной перекристаллизации, в наиболее характерном развитии приводящих к формированию участково-зональных гигантозернистых пегматитовых жил.

Подводя итог изучению особенностей распределения микроэлементов в породообразующих минералах слюдоносных пегматитов мы приходим к выводу о том, что оно контролируется кристаллизационным и эманационным факторами фракционирования в условиях меняющегося состояния пегматита как физико-химической системы, от открытого на ранних стадиях процесса до закрытого на поздних его стадиях. В свете этих выводов формирование ранней генерации мусковита рассматривается нами как явление автометасоматоза, а образование околоядерных блоковых зон пегматита - как процесс автоперекристаллизации. Геохимические данные, таким образом, противоречат представлениям В.Д. Никитина (1955) об образовании основной масы товарного мусковита в жилах района под влиянием сквозных постмагматических растворов.

Хочется подчеркнуть, что анализ распределения микроэлементов в породообразующих минералах пегматитов является очень эффективным инструментом для выяснения важных деталей процесса формирования пегматитов, которые до его использования оставались лишь объектом дискуссий.

5345

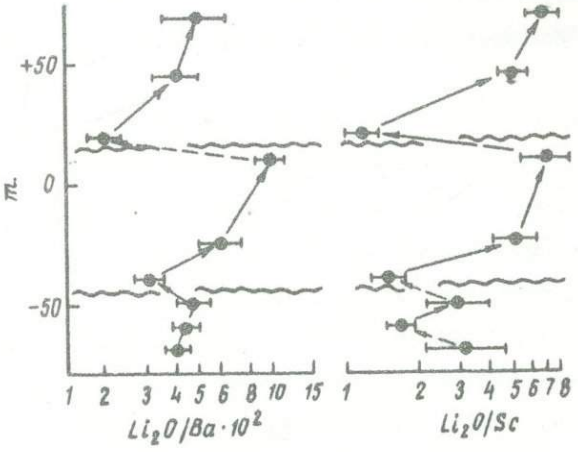


Рис. 6. Вариации отношений Li/Ba и Li/Sc в мусковите I, иллюстрирующие пологую вертикальную зональность распределения микроэлементов в жильной серии. Условные обозначения аналогичны рис. 3.

ЛИТЕРАТУРА

Барт Т.Я. 1962. Измерения палеотемператур гранитных пород. Изд-во АН СССР. 20 стр.

Галибин В.А., Н.В. Цыбина. 1969г О повышении чувствительности и точности спектрального анализа пород на микроэлементы. Материалы III Ленинградской геохимической конференции. Ленинград. 66-68.

Гинзбург А.И., С.И. Берхин. 1953. О составе и конституции литиевых слюд. Тр. мин. музея, вып. 5, 90-131.

Гродницкий Л.Л. 1969. О вертикальной зональности в слюдоносных пегматитах Северной Карелии. Труды ин-та геологии Карельского фил. АН СССР, вып. 4, 116-123.

Лабунцов А.А. 1939. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. Пегматиты СССР, т. II. Изд-во АН СССР, 260 стр.

Никитин В.Д. 1955. К теории генезиса пегматитов. Записки ЛГИ, 30вып. 2. 44-117.

Перчук Л.Л. 1970. Равновесия породообразующих минералов. "Наука", М. 390 стр.

Рябчиков И.Д. 1965. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. Изд-во АН СССР, М. 120 стр.

Сафронова Г.П. 1966. Геохимические критерии в изучении генезиса слюдоносных пегматитов Северной Карелии. Геохимия, № 11, 1340-1348.

Таланцев А.С. 1971. Плагиоклаз-мусковитовый геологический термометр. Докл. АН СССР, 196 № 5, 1193-1195.

Шапкина Ю.С., Д.С. Прудников. 1969. Пламенно-спектрометрический анализ микроколичеств Li, Rb и Cs в породах и минералах из малых навесок и проб. Вест. ЛГУ, сер. геол.-геогр., вып. 4, 142-143.

5945

Шмакин Б.М., В.А. Макрыгина. 1969. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов. "Наука", М. 279 стр.

Шуркин К.А., Н.В. Горлов, М.Е. Салье, В.Л. Дук, Ю.В. Никитин. 1962. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, М.-Л. 306 стр.

Eugster H.P. 1955. The cesium - potassium eguilibrium in system sanidine-water.Carn. Inst.Wash.Y.B. N 54.

Iiyama I.T. 1966. Contribution a l'etude des equilibres subsolidus du systeme ternaire orthose-albite-anortite a l'aide des re actions d'echanges d'ions Na-K au contact d'une solution hydrothermale. Bull de la Soc.frans. de Mineral. et de Cristall, 89, N 4, p. 442-454.

Iiyama I.T. 1968. Etude experimentale de la distribution d'elements en traces entre deux feldspaths. Feldsth potassigue et plagioclase coexistants. I. Distribution de Rb,Cs,Sr et Ba á 600°C.Bull.de la Soc. franc. de Mineralogie et de Cristall. 91, N 2, 130-140.

ПРОБЛЕМА ГРАНИТА

Ю.А. ШУБЕР

Франция

Введение. Существующие гипотезы

В настоящем докладе предоставлена новая гипотеза об образовании гранитов, или, правильнее сказать, гранитной магмы. Эта гипотеза, вероятно, вызовет недоверие и скептицизм, так как она сильно отличается от существующих гипотез и, кроме того, основывается на новых данных атомной физики, данных, еще не признанных большинством ученых атомистов.

Впервые эта гипотеза была предоставлена в 1952 г. Уже тогда казалось ясным, что проблема гранита - это прежде всего проблема ядерной физики. Но двадцать лет тому назад еще не было достаточно данных, чтобы можно было ее защищать. Сейчас эти данные уже имеются, поэтому я и решился предоставить свою гипотезу на международном конгрессе.

Я думаю, что большинство присутствующих здесь ученых согласны со мною в том, что существующие теории и гипотезы не в состоянии объяснить проблему гранита. Вот уже около 150 лет существуют две точки зрения по вопросу происхождения гранитов - точка зрения "магматистов", сформулированная Розенбушем, и школа "трансформитов", развитая Фукэ и Мишелем Леви, - однако эта проблема остается столь же неясной, как и 150 лет назад.

Не буду перечислять имена всех видных ученых разных стран, которые старались усовершенствовать ту или другую из этих со-

новных гипотез – эти имена достаточно всем известны. Все эти ученые старались усовершенствовать предполагаемые механизмы гранитизации, но отнюдь не сущность самих гипотез.

Кроме разработки своих теорий некоторые из этих ученых критиковали гипотезы конкурентной школы. Если сопоставить эти критические значения, то приходишь к заключению, что ни та ни другая школа, несмотря на многочисленные и часто гениальные усовершенствования и модернизацию, не выдерживают критики.

Следовательно, нужно найти новый подход к проблеме гранита, а не продолжать поиски, которые после 150 лет никуда не привели. Именно это и есть суть моего доклада.

I. ЛИТОЛОГИЯ

Сущность гранитизации

В чем заключается "проблема гранита"?
Возьмем самый простой случай – посттектонический (посткинематический) гранитный массив, несогласно залегающий в сланцах. Что же там произошло? Кажется, что все очень просто: известный объем сланцев был замещен приблизительно таким же объемом гранита.

Мы знаем, что:

I. Химический состав материала, который был на этом месте до гранитизации (сланцы) сильно изменился: количество кремния, щелочей и обычно извести (SiO_2, K_2O, Na_2O, CaO) увеличилось, а содержание глинозема, окиси магния и железа (Al_2O_3, MgO, Fe_2O_3, FeO) уменьшилось. Это изменение затрагивает по меньшей мере 10 процентов гранитизированного материала.

2. С физической точки зрения, новый материал получился при очень сильном нагревании, доходящим обыкновенно до полного расплавления. После этого начинается кристаллизация магмы, приводящая к образованию гранита. Эта кристаллизация происходит довольно медленно, при сравнительно низкой температуре (700 - 600°), что можно объяснить присутствием водяного пара в надкритическом состоянии.

3. К этим двум общеизвестным данным надо прибавить, что такая гранитизация происходит почти исключительно во время горообразовательных процессов, в условиях тектонических пароксизмов, когда тектонические напряжения достигали максимальной интенсивности. Это третье условие выполняется не только для синтектонических гранитов, но и для посттектонических, так как их магма образовалась во время последнего пароксизма данной горной цепи, но остывала и кристаллизировалась потом в течение нескольких миллионов лет относительно спокойного тектонического режима.

Обыкновенно этот третий пункт остается незамеченным или просто игнорируется. Однако он особенно важен, так как такие максимальные тектонические напряжения сдавливания даются очень короткое время. Поэтому можно смело заключить, что такая гранитизация осадочных пород - явление очень быстрое и, с точки зрения геологического времени, даже мгновенное.

Несостоятельность существующих гипотез

Ни одна из существующих гипотез не в состоянии дать удовлетворительное объяснение этих трех пунктов. Мы не сумеем изучить детально все несогласия и противоречия, так что ограничимся несколькими примерами.

а) Гипотезам "магматистов" противоречит так называемая "проблема пространства" - ведь гранитный массив не может внедриться в пространство, уже занятое сланцами. Это невозможно, даже если приходящая магма частично усваивает сланцы. Проблема пространства опровергает все варианты гипотезы "магматистов". Даже гипотеза частичного плавления Винклера (1960) бессильна против этого аргумента.

б) гипотеза "трансформистов" несостоятельна, так как предполагаемый "привнос" должен быть уравновешен эквивалентным "выносам", что заведомо не существует в природе. Таким образом мы возвращаемся к "проблеме пространства".

в) Кроме того, на той глубине, на которой образуется гранитная магма и закладываются гранитные массивы, практически нет циркуляции подземных вод (*Yoder* , 1953). Таким образом, не может быть и речи о каких-либо "течениях", "потоках" или "струях" водяного пара, находящегося при критической температуре, могущих обеспечить этот пресловутый "привнос". Ведь поток, способный принести 10% материала, необходимого для гранитизации сланцев, должен быть очень мощным. На больших глубинах, судя по Йодеру, существует только вода, выделяющаяся из гидратированных минералов. Она благоприятствует процессам метаморфического минералообразования, однако ее количество столь мало, что она ничего никуда приносить не может.

г) Наконец, обе школы не учитывать зависимости между процессами гранитизации и горообразования. Обыкновенно считается, что гранитизация происходит между (или после) тектоническими парокизмами. Однако это не является научно установленным фактом, а есть просто предпосылка, необходимая и вполне понятная,

5945

поскольку невозможно предположить, что магма (или то, что играет ее роль) "поднималось" из глубины и внедрялась именно в самые сильно сдавленные зоны горной цепи. Ведь для того, чтобы магма "поднялась" ей надо найти себе дорогу, т.е. использовать зоны растяжения или разломов.

д) Нужно бы также уточнить, откуда "идет" гранитная магма и связанные с ней "привносы". Ведь речь идет о колоссальных количествах гранитного материала, о необходимости найти огромные накопления кремния, щелочей и прочих "привносов". При изучении верхней мантии гранитные образования нигде не были обнаружены. Нигде в глубинах докембрия ничего подобного не существует. Очевидно, что в "глубинах" нечего искать происхождение гранитов. Поэтому последнее время ученые стали искать магму или "привносы" поблизости от гранита. Такова гипотеза Винклера о частичном расплаве пород и образовании эвтектических магм (1960г.). Однако еще труднее объяснить причину и механизм передвижения магмы (или "привносов") во время тектонических пароксизмов. Эти вопросы очень важны и мы ими сейчас специально займемся.

Связь между распределением гранита в горной цепи и ее тектоническим строением

Большинство крупных ученых и исследователей, начиная с Люкона, констатировало существование связи между структурой горных цепей и распределением гранитов. Эта структурная связь ясно бросается в глаза, когда рассматриваются общие геологические или тектонические карты различных горных цепей разного возраста - вариских, каледонских, позднее докембрийских склад-

5943

чатых поясов и т.д. Альпийская система еще слишком молода и недостаточно разрушена эрозией, хотя та же самая связь в ней уже чувствуется.

В каждой из этих горных цепей большая часть гранитов приурочена к антиклинальным зонам или структурным швам, т.е. к тем тектоническим элементам, где орогенические силы были максимальными. ж

Такая зависимость расположения гранитов от структуры горной цепи ясно доказывает, что гранитизация связана с орогенными процессами и что она происходит тут же на месте во время образования горной цепи. Невозможно себе представить, чтобы гранитная магма, "идущая" из глубины, могла бы найти как раз ту структуру, которая была подвержена максимальному отжатию. Гранитизация не зависит от каких-либо "корней" или "резервуаров".

Это можно доказать также прямыми наблюдениями. Граниты часто занимают вершину горы, тогда как ее склоны сложены осадочными породами, имеющими почти горизонтальные контакты с гранитами.

Можно привести следующие примеры такого рода: I) небольшой гранитный массив Жебель Арауждауд недалеко от Шершеля в Алжире лежит на миоценовых мергелях ; 2) докембрийские граниты вблизи Зауи сиди Ахмед у Мусса (Тазеруальт, Анти-Атлас, лежит горизонтально на древних слюдяных сланцах. Такие примеры известны издавна. Они были названы "лакколитами", однако никто никогда не видел канала, по которому пришла магма.

ж Это мнение все чаще высказывается современными учеными, например, Макконелем по поводу гранитов восточной Африки (I969), Бруксом в связи с гранитизацией гренвильского фронта в Америке (I967) и т.д.

5945

Известны также жилы или дайки, пересекающие границы и содержащие ксенолиты различных пород, видимо существующих под гранитом. Например, дайки лампрофиров в герцинских гранитах Вогез (окрестности Бресо). Тут встречаются ксенолиты гнейсов, амфиболитов, слюдяных сланцев с гранатом, древних гранитов и т.д. (*Choubert*, 1945).

Такие примеры, которых можно привести очень много, показывают, что у гранитов нет "корней". Следовательно, они образовались на месте в сланцах, а не пришли откуда-то из глубины.

Новая гипотеза

Приведенные выше три пункта, характеризующие процессы гранитизации, объясняются сами собою, если основываться на предыдущем заключении, а именно: в большинстве случаев граниты ни откуда не "приходят", а образуются на том самом месте, где мы их находим. В этом случае можно сказать следующее:

Гранитизация - это превращение сланцев (или других осадочных или метаморфических пород) в граниты, то есть в гранитную магму, причем это превращение происходит при перемене химического состава (приблизительно 10%), что может быть объяснено сложными ядерными реакциями трансмутационного типа.

Несомненно эти реакции экзотермичны и в случае быстрого развития реакции весь материал расплавляется. Поэтому мы предложили назвать этот процесс "ядерным палингенезисом".

Гранитизация происходит в тех местах данной орогенической цепи, где динамическое давление, развивающееся во время тектонических пароксизмов, достигает какой-то максимальной интенсивности. "Зажегшаяся" реакция, по-видимому, развивается самопроизвольно (цепная реакция) с очень большой скоростью и, может быть, в известных условиях мгновенно, в виде взрыва.

5345

Можно предположить, что химическая характеристика образующегося гранита зависит отчасти от состава осадочного комплекса, подверженного гранитизации, а также и от того, как развивался процесс ядерных реакций. Например, быстрое развитие реакции происходит вероятно на небольшой глубине в условиях образования посткинематических и субвулканических "кислых" гранитов. Чем глубже происходила гранитизация, тем более основными становятся граниты. На большой глубине в начале орогенического развития горных цепей обычно образуются синтектонические гранодиориты и кварцевые диориты. Для этих пород ядерные реакции протекали вероятно гораздо медленнее.

Можно предположить, что скорость гранитизации зависит более или менее от глубинных условий, в которых происходили тектонические движения и устанавливалось критическое давление. Очевидно "метасоматические" граниты, от которых легко перейти к мигматитам и гнейсам (см. ниже), образовались в результате самых медленных процессов.

II. "АТОМИСТИКА"

Ядерные реакции трансмутационного типа

В предыдущих страницах мы старались показать, во-первых, что существующие гипотезы образования гранитов, основанные на физико-химических данных, не могут объяснить это, в сущности, банальное явление ; во-вторых, что граниты ни откуда не "приходят", а образуются на месте, там, где мы их сейчас находим, и что их распределение в горных цепях зависит от структуры этих складчатых поясов.

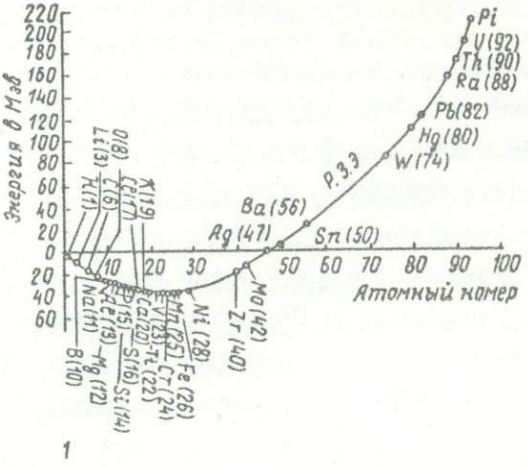
Я вполне сознаю, что с точки зрения теперешней ядерной физики принять нашу гипотезу очень трудно. Все ядерные трансмутации, которые были получены экспериментальным путем, требуют затраты очень большой энергии (несколько Мев). Широко известны кривые Нильса Бора, согласно которым в земных условиях ядерные реакции возможны только для самых легких (соединение) и самых тяжелых (распад) элементов (рис. I).

Но ведь наш доклад основан на геологических наблюдениях, устанавливающих изменение материи, и на многочисленных химических аномалиях, подтверждающих эти изменения. Когда в I952 году я первый раз опубликовал мои идеи о "ядерном палингенезисе" гранитов, еще не было возможности доказать на других примерах существование таких реакций в земной коре. Но за последние двадцать лет появилось много данных, подтверждающих нашу гипотезу. Кроме того, энергия, выделяющаяся при орогенических процессах, очень велика.

Рассмотрим теперь вопрос о трансмутациях в биологии, а потом перейдем к изучению подземных атомных взрывов, метеоритных кратеров, импактитов и тектитов. Во всех этих случаях следы ядерных реакций типа трансмутаций, на мой взгляд, несомненны.

Ядерные реакции в биологии

В течение последних десяти лет французский ученый Кервран (I963, I964, I966, I969, I970) многократно доказывал, что ядерные трансмутационные реакции играют очень важную роль как в растительном, так и в животном мире. Это можно показать с помощью химических анализов в различных природных процессах: при прорастании зерен, при эволюции почв, при развитии цыплят в яйцах, при смене панциря у ракообразных и т.д.).



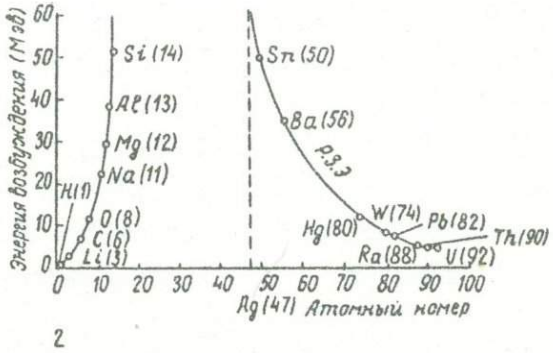


Рис. I.

I. Кривая энергии, высвобождающейся при распаде одного ядра (положительный сегмент) или соединении двух ядер (отрицательный сегмент), по Бору и Вилеру.

2. Кривая энергии возбуждения ядер различных элементов, по Нильсу Бору.

По всей вероятности эти "трансмутации при низких затратах энергии" происходят главным образом благодаря деятельности энзимов, важность которых в биологических процессах всем известна.

Чтобы новая, предложенная выше, гипотеза приняла более правдоподобный облик, в этой второй части моего доклада, я попробую доказать вероятность ядерных реакций не только в раскаленных астрономических телах (звезды, солнце и т.д.), но также и на поверхности Земли и в земной коре.

Принципы, установленные Керврано, применяются сейчас в сельском хозяйстве, где биологические удобрения постепенно вытесняют химические, явно недостаточные и иногда даже вредные.

Чтобы объяснить эти ядерные реакции Керврано предлагает новые модели структур атомов. По его мнению структура атомных ядер не однородна: ядра состоят из блоков или групп протонов, характеризующихся сильными внутренними связями (например, блок кислорода, блок углерода и т.д.), тогда как сами блоки связаны между собой слабо.

Эти слабые связи способствуют распаду атомов, а также их соединению в одно ядро. Среди этих различных реакций можно упомянуть захват ядром одного из атомов нейтрона (N), принадлежащему соседнему атому. (Более точную и детальную информацию см. в работах Керврана).

Результаты работ Керврана еще не признаны всеми физиками Франции. Вначале они встречали скептицизм и бойкот. В настоящее время они вызывают упорные споры и контр-опыты, главным образом на собраниях французской сельскохозяйственной академии (1969, 1970). Сейчас Керврано уже читает лекции о своих открытиях в Агрономическом институте в Париже.

Подземные атомные (искусственные) взрывы

Ввиду того, что практически невозможно востановить в лаборатории те условия, которые царят в глубине тектонических зон во время горообразовательных процессов, мы решили обратить особое внимание на подземные атомные взрывы. К сожалению архивы, касающиеся этих взрывов, обычно недосягаемы. Кроме того, наблюдатели редко ведут аналитическую работу таким образом, чтобы можно было узнать и проследить химические изменения в породах, подверженных действию взрывов.

К счастью экспериментальные подземные взрывы, проведенные французским Комиссариатом по атомной энергии в Сахаре, были изучены не только физиками, но также и геологами. Один из них, М. Форэ, даже защитил докторскую диссертацию по результатам изучения атомных взрывов в Ин Экер.

Эти взрывы были произведены на глубине 300 м в гранитном массиве Тан Афелла, относящемся к самому последнему этажу докембрийской гранитизации в Ахаггаре (*Boissonas* , 1963).

Мы не будем вдаваться в детали описания изученного взрыва, мощностью в I килотонну ТНТ (рис. 2). Взрыв привел к образованию камеры диаметром I5 м. В этой камере часть гранитной породы была превращена в газ, а часть была расплавлена. Немного спустя после взрыва свод обрушился и камеру завалило раздробленным гранитом. Температура в это время была еще очень высокая ("термическая фаза"), так, что плавление гранитных блоков продолжалось. Вокруг камеры взрыва в зоне шириной три метра наблюдаются совершенно перетертые граниты. Дальше они только растресканы.

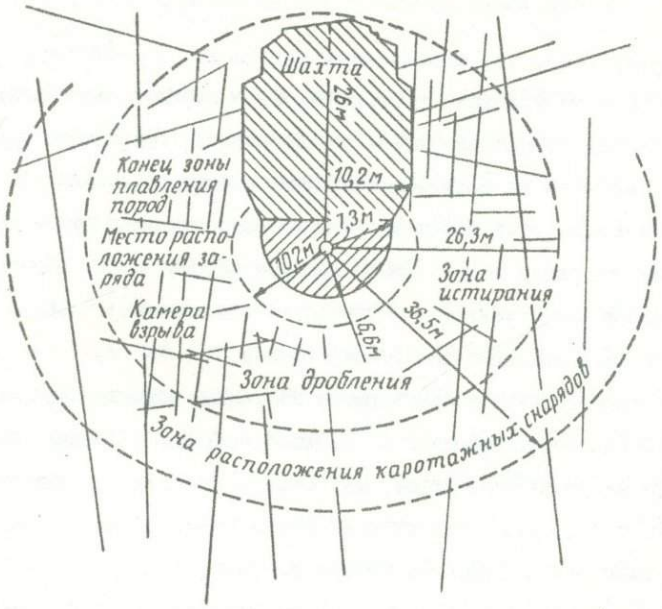


Рис. 2.

Схема камеры атомного взрыва в гранитном массе Таурирт Тан Афелла, по Форэ (1970, рис. 12, стр. 102, упрощен).

5945

Образцы для анализов были отобраны из керна буровых скважин после охлаждения зоны взрыва. Результаты анализов представлены на рис. 3.

Из этого рисунка видно, что по мере приближения к камере взрыва содержание кремнезема в граните постепенно увеличивается (от 76% до 80%), а содержание глинозема понижается (с 13% до 9%). По всей вероятности этот искусственный атомный взрыв произвел в граните ядерную трансмутационную реакцию, превратившую Al_2O_3 в SiO_2

Надо подчеркнуть, что именно это и есть главная реакция процессов гранитизации, т.е. превращения сланцев в граниты. Она была уже известна Кюри, а Керврам также определил ее в своих биологических опытах. Он записывает ее следующим образом:

$$_{13}Al + {}_{1}H \longrightarrow {}_{14}Si$$

Изменение содержания других элементов на рис. 3 не наблюдается.

Удивительно однако то, что анализы стекол образующихся при плавлении гранитов, не дали никаких четких химических аномалий. Содержание SiO_2 и Al_2O_3 практически не изменилось. Может быть плавление, происшедшее после взрыва под действием "термической фазы", было столь интенсивным, что все стекла перемешались? Или анализированные стекла были расплавлены до того, как начались трансмутационные реакции?

Форэ указывает, однако, что некоторые светлые стекла, образовавшиеся вероятно во время взрыва, богаче кальцием и беднее магнием, чем черные стекла "термической фазы". [x] Может

[x] Светлое стекло: MgO - 0,10 - 0,12% ; CaO - 0,47-1,04%
Черное стекло: MgO - 0,60 - 0,85% ; CaO - 0,05-0,10%

5945

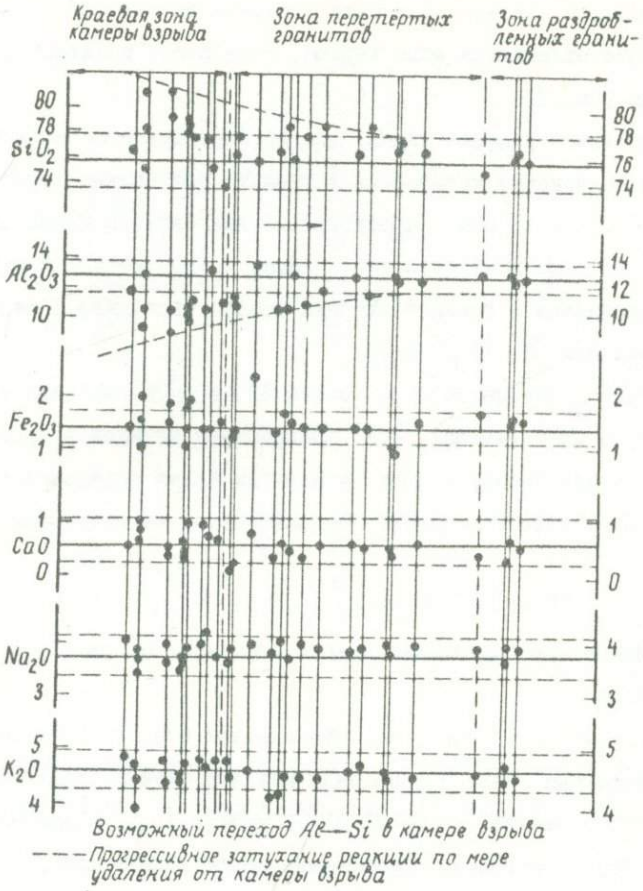


Рис. 3.

Таблица химических анализов гранитов Тан Афелла подвергшихся влиянию атомного взрыва, по Форэ (1970, Т.2, рис. 67, стр. 223)

быть в таких случаях сохранились результаты трансмутационной реакции, описываемой формулой Керврана: $24^{Mg} + 16^{O} \rightarrow 40^{Ca}$?

Что касается натрия и калия (щелочей), которые, как мы увидим дальше, очень легко поддаются трансмутации, то в Ин Экере они как будто не были затронуты. Правдо не надо забывать, что химический состав этого гранита близок к эвтектическому и вероятно поэтому содержание щелочей оказалось достаточно устойчивым.

Форэ предполагает, что подземный атомный взрыв, который он изучил, развил давление порядка 400 килобар и температуру 2400°С. Возможно, что на поверхности Земли такая мгновенная реакция превращения глинозема в кремнезем "зажигается" при близких к этим условиям давления и температуры.

Импактиты и тектиты

Как известно под действием удара при падении больших метеоритов происходит взрыв, в результате которого образуется метеоритный кратер. Одновременно ударная волна вызывает различные изменения в пораженных горных породах: превращение породы в газ, расплавление, образование новых минералов высокого давления и т.д.

В сущности этот процесс очень похож на тот, который мы рассмотрели раньше в связи с подземными атомными взрывами. Таким образом здесь, так же как и там, по всей вероятности происходят ядерные реакции.

Среди импактитов наибольший интерес для нас представляют стекла образующиеся при плавлении горных пород, т.к. сравнение их химического состава с анализами окружающих пород обычно показывает химические аномалии, которые трудно объяснить иначе, как ядерными трансмутациями.

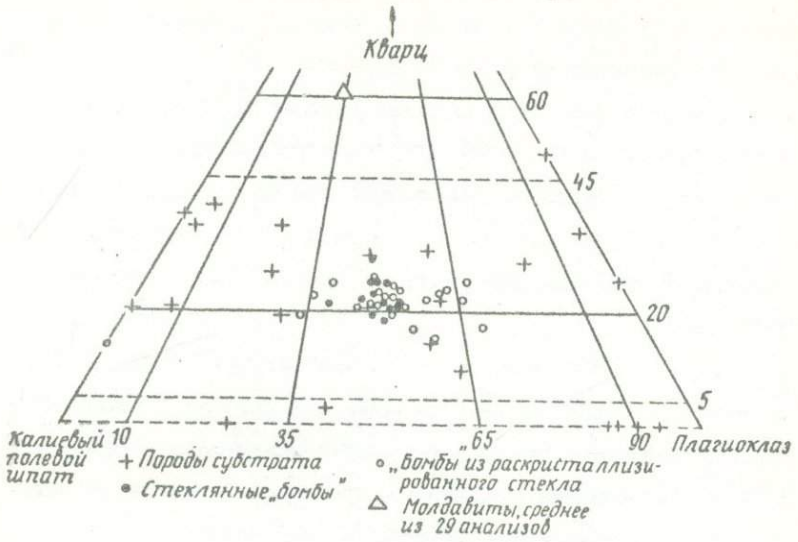


Рис. 4.

Химические анализы пород из метеоритного кратера Рио (Бавария). Треугольная диаграмма состава стеклянных "бомб" и молдавитов по отношению к породам докембрийского основания (по Энгельгарду, Штофлеру и Шнейдеру, 1969, стр. 263)

Крестики – породы докембрийского основания; черные кружки – стеклянные "бомбы"; белые кружки – "бомбы" из раскристаллизованного стекла; треугольник – среднее из 29 анализов молдавитов.

Один из таких кратеров недавно был открыт во Франции в окрестностях Рошешуара, недалеко от Лиможа (западная часть центрального французского массива). Возраст этого кратера 190 млн. лет (лейас-триас) ; его диаметр 10-11 км (*Kraut*, 1969 г.).

К сожалению Краут проанализировал до сих пор всего лишь два импактитных стекла. Они были собраны из каменоломень Монтума и Бабодю. Оба стекла содержат вдвое больше K_2O и гораздо меньше по сравнению с гнейсами и гранитами этой области.

Импактные стекла: K_2O - 10,65-10,95% ; Na_2O- 0,27-0,40%
Гнейсы: "-" - 3,40- 4,25% ; "-"- 1,83-1,86%
Граниты: "-" - 2,30 - 2,80% ; "-" - 2,15 -2,37%

Такая сильная аномалия может быть объяснена только ядерными трансмутационными реакциями.

Ту же самую реакцию мы встречаем в процессах гранитизации. Кервран определил ее также и в биологических процессах. Он записывает ее следующим образом:

$$_{23}Na + {}_{16}O \rightarrow {}_{39}K$$

Самый большой метеоритный кратер, известный в западной Европе, это кратер Риса в Баварии. Он особенно интересен тем, что большинство ученых считает, что молдавиты (тектиты Богемии и Моравии) происходят как раз из этого кратера. Главным аргументом этой теории является тот же геохронологический возраст импактитов Риса и молдавитов. 14,5 млн. лет (K- Ar метод), т.е. миоцен.

Литература по кратеру Риса очень обширна. Здесь мы приводим только треугольную диаграмму химического состава (кварц, калиевый полевой шпат и плагиоклаз), составленную Энгельгардом,

Штофлером и Шнейдером (1969 г.).(Рис. 4).

Эта диаграмма основана на 32 анализах импактитных стекол (стеклянные бомбы), 24 анализах молдавитов. Диаграмма показывает, что все импактитные стекла попадают приблизительно в среднюю часть зоны рассеяния горных пород, а молдавиты располагаются далеко вне этой зоны.

Это различие столь очевидно, что Энгельгарт заключает, несмотря на господствующее мнение, что молдавиты не могут происходить из кратера Риса.

По моему мнению, существует очень простое объяснение этого явления. Падение метеорита вызвало двойной взрыв. Сначала метеорит пробил мезозойский чехол и взорвался в докембрийских гнейсах, выбросив в воздух обломки пород и расплавленные гнейсы. Затем, когда температура в центре кратера достаточно возросла, "зажглась" ядерная реакция и произошел второй взрыв, который выбросил далеко в атмосферу вторую порцию стеклянных капель, но уже другого химического состава.

По отношению к импактитам Риса, молдавиты характеризуются сильным обогащением SiO_2 и обеднением Na_2O. Среднее содержание K_2O несколько увеличено, а Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, Mg и CaO уменьшено.

Взаимоотношения кратера Риса с молдавитами приводят нас к вопросу о тектитах. Ныне, после десятилетних споров, большинство ученых считает, что все тектиты имеют земное происхождение, а не метеоритное (или даже лунное), как думали раньше (O. Kifel and Weis Kirchren, 1970).

За исключением молдавитов и тектитов Берега Слоновой Кости, для которых известны соответствующие им кратеры, мы не знаем первоначальных кратеров для всех остальных тектитов (например, дальневосточные (четвертичные) тектиты, россыпи которых протя-

гиваются от Китая, через Индокитай, Зондский архипелаг и Филиппины, восточную Австралию и Тасманию, а также американские (эоценовые) тектитое Техаса и Джорджии).

Что касается химического состава тектитов, то уже Лакруа показал, что все они (за исключением тектитов Берега Слоновой Кости) химически очень сходны и составляют одну группу пород, резко отличающихся от всех земных пород вулканического или плутонического происхождения.

По Лакруа (1932) и в более недавние времена по Чао (1963) эти породы богаты кремнеземом (69 - 81%), железом, кальцием, иногда магнием. Вместе с тем они бедны калием и особенно натрием. Содержание глинозема довольно невелико (11,1 - 13,5%), однако, ввиду недостатка калия и натрия, расчеты обычно дают свободный глинозем (корунд).

Такое различие между и земными породами, из которых они происходят, не может быть объяснена иначе, как ядерными трансмутационными реакциями.

Характер ядерных трансмутационных реакций

Недостаток времени не позволяет нам изучить другие метеоритные кратеры и химические аномалии импактитов. Надо сказать, что каждый кратер имеет свои особенности и должен быть изучен детально. Иногда химические аномалии очень слабы или даже совсем отсутствуют. Это характерно для тектитов Берега Слоновой Кости: их анализы очень близки анализам пород из кратерного озера Бусомтви в Гане, откуда происходят эти тектиты (бирримские сланцы и импактитные стекла).

В других случаях трансмутационная реакция развивалась в обратную сторону. Это произошло, например, в маленьком кратере Ауелюль в Мавритании (Monod and Pourgute 1951; Kampbell-Smith and Hey, 1952 и т.д.), где метеорит

3945

упал на ордовикские песчаники, содержащие 95% SiO_2, тогда как их стекло, собранное в этом кратере, содержит только 86-87% SiO_2, 5 - 6% Al_2O_3 2% K_2O и т.д.

Следует предположить существование какого-то "тектитного ядерного равновесия". Это равновесие было бы подобным равновесию посткинематических кислых гранитов, образующихся на небольшой глубине, и синкинематических гранодиоритов, которые зарождаются значительно глубже. Вопрос о существовании таких ядерных равновесий разрешится в будущем, когда ядерные трансмутационные реакции будут лучше известны. Сейчас же мы должны постараться определить при каком давлении и температуре "зажигаются" такого рода реакции в условиях поверхности земли.

По Чао (1968) удар большого метеорита вызывает плавление пород с 500 кбар и 1600°С; порода превращается в газ при 600 кбар и 2650°С. Штофер и Арнд (1969) приходят к несколько другим цифрам: по их расчетам плавление пород начинается уже при 500 кбар и 1200°С, - но полный расплав образуется только при 600 кбар и 2200°С. В это же время начинается и превращение в газ, но полная газификация достигается только при 1000 кбар и 5000°С. Цифры, приводимые Форэ, близки к цифрам Чао. Кроме того, все эти авторы дают суммарные энергетические оценки, так как они и не подозревают, что действие ударной волны может удвоиться в результате ядерной реакции. Несмотря на это, данные цифры кажутся слишком большими, в особенности если сравнить их с физическими условиями метаморфизма, где статическое давление не превышает 10 -15 кбар и температура всегда ниже 600 - 700°С (температура плавления в присутствии воды) (*Winkler*, 1965 г.).

По всей вероятности, когда ядерные трансмутации происходят на известной глубине под действием тектонических процессов, они не мгновенны, как на поверхности земли, но длятся некоторое время. Этот "фактор времени" должен зависеть от начального давления и температуры, которые царят на этой глубине.

Только что мы представили уже две новые гипотезы, которые объясняют главную гипотезу "ядерного палингенезиса", а именно гипотезу ядерных равновесий и гипотезу о "факторе времени". В нашем распоряжении имеется только два рода данных: I) ядерные трансмутации происходят в биологии под действием энзимов и 2) они протекают при образовании импактитов и тектитов.

Все процессы гранитизации происходят в интервале между этими двумя крайними случаями. Мы уже видели, что посткинематические граниты вероятно формируются при взрывной реакции; что синкинематические, более глубинные гранитоиды должны образовываться уже значительно медленнее, и что метасоматические граниты свидетельствуют о еще более медленном развитии гранитизации. Последний член этой линии - катагнейсы, так как их фельдшпатизация развивается в условиях медленного метаморфизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наши великие предки, которые I50 лет тому назад создали геологию, петрографию, литологию, минералогию и т.д., употребляли для своих гипотез те данные физико-химии, которые существовали в их время. Их последователи прилагали к тем же теориям и гипотезам новейшие данные той же науки, не замечая того, что они постепенно заходят в тупик. Но никто еще не решился использовать данные атомистики. Это произошло,

5945

вероятно потому, что авторитет наших великих предков был слишком высок, а также потому, что со школьной скамьи нам доказывают, что граниты приходят снизу. Другая причина - это страх перед точными науками (физикой и атомистикой). Все мы считаем себя некомпетентными, когда надо употреблять данные атомистики. Мы не решаемся порвать со старыми гипотезами, даже если они заведомо не приложимы к существующим данным, и мы боимся воспользоваться теми возможностями, которые нам даны атомистикой.

Но если бы открытия Беккереля и Юри произошли во времена Фукэ и Мишеля Леви, то можно быть уверенными, что эти ученые сразу же с энтузиазмом воспользовались бы этими новыми данными, чтобы создать новые гипотезы.

Мне кажется, что пришло время вдохновиться их примером, выйти из тупика, и попытаться найти новые объяснения непонятных нам явлений в области ядерной физики.

Применяя именно эти открытия, возникновение гранитов можно представить следующим образом.

Прежде всего, гранитизация образующихся горных цепей - явление не статическое, а динамическое. Она происходит во время горообразовательных процессов, развивающих колоссальную энергию. В течение этих процессов передвигаются громадные массы горных пород, мнутся мощные толщи осадочных формаций, огромные глыбы сдвигаются и трутся друг о друга, все ломается, дробится, раздавливается ; кроме того, все это происходит под очень большой нагрузкой. Имено в этот момент, момент пароксизма тектонических сил, в тех точках, где давление достигает максимальной величины(не может быть в течение очень короткого времени), и зажигается вероятно ядерная реакция, превращающая смятые и раздавленные осадочные комплексы в расплавленную гранитную магму.

Мы еще не знаем и, может быть, никогда не узнаем, как эта реакция эволюционирует. Тем не менее мы констатируем, что она дает гранитоиды различного химического состава в различных орогенических условиях. Может быть она мгновенна, подобна взрыву. Или она просто более или менее быстра? А не может ли она протекать сравнительно медленно на большой глубине? Разрешение этих вопросов потребует еще много времени и работы.

Но уже сейчас совершенно ясно, что никакие циркулирующие растворы или пары, никакие физико-химические процессы, которые можно вообразить в статических условиях (как например, в условиях метаморфизма), не приложимы к процессам гранитизации. Никакая магма, сформировавшаяся где-нибудь далеко, в каких-то других условиях, не может гранитизировать интенсивно тектонически проработанные (сжатые) зоны, если они находятся под действием орогенных сил.

Другие примеры: упомянем также пример прорастания зерна, баланс азота в земле, случай диатомей, которые размножаются и развиваются в воде, лишенной кремния и т.д.

Некоторые из приведенных примеров могут показаться мало убедительными для критически настроенных читателей. Так, в случае трансмитации азота чугун и сталь содержат уголь ; химический состав организма курицы в целом так сложен, что можно было искать ответ в биохимических реакциях ; то же касается и к рабочим, работающим под солнцем Сахары.

Но опыт с зернами, которые прорастают в дисциллированной воде, опыт с омаром, помещенным в определенные условия и т.д. были проделаны много раз в условиях строгого химического контроля.

Другие реакции, открытые К.Л. Керврaном:

$$_{23}Na + {}_{1}H \longrightarrow {}_{24}Mg \qquad Mg - H \longrightarrow Na$$

$$_{24}Mg + {}_{7}Li \longrightarrow {}_{31}P \qquad Fe - H \longrightarrow Mn$$

$$Si - H \longrightarrow Al$$

Наконец реакция $Mg + O \longrightarrow Ca$ может писаться по-другому:

$$(Na + H) + O \longrightarrow (K + H)$$

Большинство реакций биологических трансмутаций происходят благодаря работе энзимов. Они присутствуют в теле всех животных и во всех растениях.

Я закончу на этом перечень примеров, взятых из работ К.Л. Керврана, к которым и отсылаю читателя (I963-I970 гг.).

Затраченная энергия

Изучение состояния рабочих из Хасси Мессауд позволило К.Л. Керврану (I963 г.) определить количество энергии, затраченной на реакцию $Na + O \longrightarrow K$, приведенную выше (которая, впрочем, сопровождалась некоторыми другими реакциями).

Было бы слишком долго приводить здесь все рассуждения этого автора как и все фазы его расчетов. Читатель найдет их в его работах (I963 г. и т.д.).

При подсчете всех калорий, получаемых человеческим телом в Сахаре летом (в день) получается средняя величина в 7000 кал/д. Это - актив.

В пассиве есть только потеря тепла через потоотделение (несчитая мочеотделения: I л/д. при 37°С жары). Пот полностью испаряется, что составляет 580 кал. на литр воды (в действительности немного меньше ввиду концентрации солей). Средее количество потоотделения оказалось равным 4,I л/д. (6,I в июле). Тело смогло, следовательно, отдать только 2.380 кал./д.

Таким образом, количество тепла, которое развивает и получает человеческое тело, намного превосходит возможности его выделения. (даже с учетом различных отклонений). Следовательно, существует известное неравновесие и научная невозможность "предупредить" несчастные случаи от перегрева.

Это неравновесие составляет 3.923 кал. в июле, I.409 кал. в апреле, I.479 кал. в середине сентября. Количество кал. равно I.860 кал./день.

Но параллельно повышается соотношение :

			Расчет в гр:
	K/Na	калории	K/Na
Май	0,45	I.348	0,76
Июль	0,9I	3.923	I,57
Сентябрь	0,63	I,479	I,II

Следовательно, если у рабочих сохранялось тепловое равновесие, то это объясняется усиленным образованием K в результате трансмутации натрия. Тепловой баланс является результатом эндотермичной реакции происходящей в человеческом теле, позволяющей выделить в среднем I.800 кал в день.

Именно поэтому жители Сахары потребляют инстинктивно много соли. Морская соль - очень важный фактор в борьбе против жары: командующие армиями, действовавшими в пустыне во время последней войны, заставляли солдат принимать пилюли поваренной соли, впрочем не зная зачем.

Напомним, что при сгорании каменного угля выделяются 7.800 кал. на I гр. угля. Точно также один грамм Na при биологической нуклеарной реакции трансмутации с кислородом ($_{23}Na + _{16}O \rightarrow _{39}K$) поглощает 4.000 калорий.

Расчеты, исходя из I.800 кал., при переводе на электроновольты дают около 4 . Эта энергия необходима при сближении - "фриттовании" (frittage) - I6 ядер O с 23 ядрами *Na* . Однако К.Л. Кервран уточняет, что было бы беспредметным давать этот расчет для одного ядра, так как реакция трансмутации не затрагивает большую внутреннюю энергию *Na* и O, которые полностью сохраняются. Известно, что эта энергия равна I27,36 *Mev* (для кислорода), т.е. в 32 миллиона раз больше, чем энергия "фриттования".

Таким образом ясно, что для реакций, носящих название "атомных" требуется в миллион раз больше энергии, чем для биологических трансмутаций. Следовательно, нет ничего общего между этими двумя явлениями и кривая Нильса Бора, о которой говорилось выше, не применима к "трансмутациям при малых энергиях".

Все сказанное выше очень важно для применения этого рода реакций к гранитизации. Действительно, мне возражали, что, если для образования гранитного массива средней величины I0 проц. материи будет подвергнуто цепной атомной реакции, то земля взорвется. Но, если речь идет о реакциях при затратах, в миллион раз меньших количеств энергии, то этой энергии будет как раз достаточно для образования магмы путем плавления пород, участвующих в этом процессе. Следует, однако, заметить, что среди многочисленных трансмутаций (превращений), имеющих место при гранитизации, происходят без сомнения эндо- и экзотермические реакции: но мы рассматриваем только их глобальные результаты.

Структура атомов

Значительная часть произведений К.Л. Керврана посвящена восстановлению структуры атомов. Благодаря своим служебным обязанностям этот автор смог проследить шаг за шагом развитие ядерной физики. Он знает, о чем говорит и каковы пределы знаний физиков и что является только гипотезой или не всегда оправданной экстраполяцией.

Он считает (и с 1968 г. физики начали также соглашаться с тем), что ядра атомов гетерогенны. Вероятно, это - соединение масс с прочными внутренними связями (напр. масса О, масса С и т.д.), в некотором роде заранее созданные ансамбли (*ensembles préfabriqués* - точный термин Керврана), менее прочно связанные между собой (явление, называемое физиками "эффект К"). Благодаря этим слабым связям, или не очень прочным связям, имеет место с одной стороны "кливаж" в результате скольжения этих ансамблей по отношению друг к другу, а с другой, "фриттование" благодаря их сближению. Из этих различных реакций можно взять для примера поглощение одним атомом нейтрона ($_{I}H$) соседнего атома.

Эти различные реакции, развивающиеся в благоприятных условиях тектонического давления и тепла, могли бы дать объяснение появлению "привнесенного" и "вынесенного" материала, характерным для гринитизации, которое геологи тщетно искали в течение 150 лет.

В этой работе не может быть и речи о подробном рассмотрении проблемы строения атомов и объяснения внутреннего механизма трансмутаций. По этим вопросам автор отсылает еще раз читателя к работам К.Л.Керврана. Они содержат большое количество схем и моделей для различных атомов.

БИБЛИОГРАФИЯ

I. Литология

BACKLUND, H.G. - 1946 - The granitisation problem.
Geol.Mag. T.83, pp.105-117

BOISSONNAS, J. - 1963 - Les structures annulaires des granites des "taourirts" en Ahaggar occidental (Sahara).
Bull.Soc.Geol.Fr. (7), vol.5, pp.695-700.

BOWEN, N.L. - 1947 - Magmas.
Geol.Soc.Am.Bull. Vol.58, p.263.

BROOKS, E.R. - 1967 - Multiple metamorphism along the Grenville Front, north of Georgian Bay, Ontario.
Geol.Soc.Am.Bull. Vol.78, pp. 1267-1280.

BUDDINGTON, A.F. - 1963 - Metasomatic origin of large parts of the Adirondack phacoliths; a discussion.
Geol.Soc.Am.Bull. Vol.74, pp. 353-356.

CHOUBERT, G. - 1945 - Sur les enclaves de quelques filons des environs de La Bresse (Vosges).
C.R.Acad.Sci. T.200, p. 541.

CHOUBERT, G. - 1947 - Les conditions de la mise en place des granites hercyniens du Maroc.
C.R. somm. Soc.Géol.Fr. p. 262.

CHOUBERT, G. - 1947 - Recherche d'une explication de la mise en place des granites hercyniens du Maroc.
C.R. somm.Soc.Géol.Fr. p. 285.

CHOUBERT, G. - 1952 - L'origine des granites et la physique nucléaire.
Notes et Mém.Serv.Géol.Maroc N°95, Notes T.6, pp. 167-214.

CHOUBERT, G. - 1968 - Note sur le mécanisme probable des granitisations : application à certains granites africains.
in C.R. du Colloque sur les granites de l'Ouest Africain (Côte d'Ivoire, Nigeria, Cameroun ; Mars 1965).
Publ. UNESCO - Recherches sur les ressources naturelles VIII
Paris, pp.53-93.

CHOUBERT, G. - 1970 - Note au sujet des granites du Nord-Est brésilien.
Chronique Mines et Rech.Minières, 38ème année, NN°397-398.
pp.291-297 et 331-340.

CLOOS, H. - 1936 - Das Batholiten Problem - Berlin.

ESCOLA, P. - 1932 - On the origin of granitic magmas.
Tscherm.Min. and Petr.Mitt. T.42, pp.455-481.

5945

LANGEAUD, L. - 1933 - Etude pétrographique et minéralogique du laccolithe post-burdigalien du Djebel Arroudjaoud.
Bull.Soc.Géol.Fr. (5°), T.3, p.367.

LANGEAUD, L. - 1947 - Les états de la matière dans la pétrogenèse profonde.
Experientia, Vol. III, fasc.1, p.1 et fasc.2, p.58.

LUGEON, M. - 1930 - Sur l'origine du granite.
C.R.Acad.Sci.T.190, pp.1096-1099.

MAC CONNELL, R.B. - 1969 - The Association of granites with zones of stress and shearing.
Geol.Soc.Am.Bull.Vol.80, pp.115-120.

MARMO, V. - 1962 - On granites.
Bull.Comm.Geol.Finlande N°201.

MARMO, V. - 1967 - On granites, revised study.
Bull. Comm.Geol.Finlande N°227, 83 p.

NIGGLI, P. - 1942 - Das Problem des Granitenbildung.
Schw.Min.Petr.Mitt.; Vol.22, p.1.

PERRIN, R. et ROUBAULT, M. - 1939 - Le granite et les réactions à l'état solide.
Bull.Serv.Carte Géol.Algérie (5°), N°4, p.64.

PERRIN, R. et ROUBAULT, M. - 1951 - La révolution moderne des idées en pétrographie.
Rev. Scientif. N° 3310, pp. 101-109.

RAGUIN, E. - 1957 - Géologie du granite (2ème édition)
Masson et Cie édit. Paris, 275 p.

READ, H.H. - 1943 - 1944 - Meditation on granite.
Proc.Geol.Assoc.Vol.84, p.64 et Vol.55, p.45.

ROSENBUSCH, H. et OSANN, A. - 1923 - Elemente des Gesteinlehre.
Stuttgart.

SEDERHOLM, J.J. - 1907 - On granite and gneiss.
Bull.Comm.Geol.Finlande N°23.

SEDERHOLM, J.J. - 1923 - 1926 et 1934 - On migmatite and associated precambrian rocks of south-western Finland.
Bull.Comm.Geol.Finlande N°58, 1923; N°77, 1926 et N°107, 1934.

TUTTLE, O.F. - 1955 - Geothermal gradients and granite magmas.
Centre Nat.Rech.Scient.Colloque internat.Pétrogr.Nancy, pp.87-101.

WEGMANN, E. - 1935 - Zur Deutung der Migmatites.
Geol.Rundschau.Bd.26, p.305.

5945

WINKLER, H.G.F. - 1960 - La genèse du granite et des migmatites par anatexie expérimentale.
Rev.Géogr.Phys. et Géol.Dynam. (2) Vol.III, fasc.2, pp.67-76.

WINKLER, H.G.F. - 1960 - La genèse du granite et des granodiorites à partir des argiles (avec des commentaires de J. WYART et G.SABATIER).
C.R.Acad.Sci.Vol.250, pp.1088-1090.

WINKLER, H.G.F. - 1965 - La genèse des roches métamorphiques, traduction par J.P. von ELLER et M.WOLF.
Edit. Ophyrus (Gap) 188 p.

WYART, J. et SABATIER, G. - 1959 - Transformation des sédiments argileux sous l'action de l'eau à température et à pression élevées. Application au phénomène de granitisation.
C.R.Acad.Sci.Vol.248, pp.3371-3374.

YODER, Jr., H.S; - 1955 - Role of water in metamorphism.
in "Crust of the Earth" - A. Poldevaart (édit.)
Geol.Soc.Amer. Spec.Pap. 62, pp.505-524.

II. Атомистика

BAKER, G. - 1959 - Tektites.
Mem.Nat.Mus.Victoria N°23, pp.1-313.

BARNES, V.E. - 1940 - North American tectites. Catalogue of Texan meteorites.
The University of Texas Publications 3945, pp.477-656.

CAMPBELL-SMITH, W. et HEY, M.H. - 1952 - Le verre de silice d'Aouelloul (Adrar, Sahara occidental).
Bull.Direct.Mines A.O.F.Dakar, N°15, Vol.II, pp.443-446.

CHAO, E.C.T. - 1963 - The petrographic and chemical characteristics of tektites.
in Tektites, édité par J.A. O'Keefe - The University of Chicago Press, pp.51-94.

CHAO, E.C.T. - 1968 - Pressure and temperature histories of impact metamorphosed rocks - based on petrographic observations.
in Shock metamorphism of natural materials, édité par B.M. French et N.V.Short - Baltimore, pp.135-158.

COHEN, A.J. - 1961 - A semi-quantative asteroid impact hypothesis of tectite origin.
Journ. Geophys.Res. T.66, p. 2521.

COHEN, A.J. - 1963 - Asteroid - or comet-impact hypothesis of tektite origin : the moldavite-strewn field.
in Tektites, éd. par J.A.O'Keefe - The University of Chicago Press, pp. 189-211.

COMPTON, W. et TAYLOR, S.R. - 1969 - Rb-Sr study of impact glass and country rock from the Henbury meteorite crater field.
Third Intern.Tectites Symp.Corning, New-York, p.19.

DAVID, E. - 1967 - Ablauf eines Grossmeteoriteneinschlags und Tektitenflug.
Fortschr.Miner. T.44,1, p.149, Stuttgart.

DAVID, E. - 1969 - Das Ries - Ereignis als physikalischer Vorgang.
Geologica Bavarica, Vol.61, p.350-378, München 1969.

ENGELHARDT, W.von, et HÖRZ, F. - 1965 - Riesgläser und Moldavite.
Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 29, pp.609-620.

ENGELHARDT, W. von - 1967 - Chemical composition of Ries glass bombs.
Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol.31, pp.1677-1689.

ENGELHARDT, W. von, STÖFFLER, D. et SCHNEIDER, W. - 1969 - Petrologische Untersuchungen im Ries.
Geol.Bavarica 1969, Vol.61, pp.229-295, München.

FAURÉ, J. - 1970 - Recherches sur les effets géologiques d'explosions nucléaires souterraines dans un massif de granite saharien.
Thèse de doctorat, Nancy, 21 Déc. 1970, 3 Tomes, 398 p.

GENTNER, W. - 1964 - Das Rätseln um die Herkunft der Tektite
in Jahrb. 1964 Max-Planck Gesellschaft 3. Förder d. Wissensch. pp.90-106.

GENTNER, W., LIPPOLT, H.J. et MÜLLER, O. - 1964 - K-Ar-Alter des Bosumtwi-Kraters in Ghana und die chemische Beschaffenheit seiner Gläser.
Zeitschr. für Naturforsch., Tübingen, Bd 19a, h.1, pp.150-153.

GENTNER, W. - 1966 - Auf der Suche nach Kratergläsern, Tectiten und Meteoriten Afrikas.
Die Naturwissensch., H.12, pp.285-289.

GENTNER, W., STÖRZER, D. et WAGNER, G.A. - 1969 - Das Alter von tektiten und verwandten Gläsern.
Naturwissensch. Bd.56, pp.255-260.

GENTNER, W. et WAGNER, G.A. - 1969 - Alterbestimmungen an Riesgläsern und Moldaviten.
Geologica Bavarica, Vol.61, pp.296-303, München 1969.

GROSCHOPF, P. et REIFF, W. - 1969 - Das Steinheimer Becken in das Ries.
Géol.Bavarica, Bd. 61, pp.400-412.

JUNNER, N.R. - 1937 - The Geology of the Bosumtwi Caldera and surrounding country.
Gold Coast Geol.Survey, Bull.8, pp.1-38.

KERVRAN, C.L. - 1963 - Transmutations biologiques. Métabolismes aberrants de l'azote, du potassium et du magnésium.
Libr.Maloine S.A. Edit.Paris 112 p.

KERVRAN, C.L. - 1963 - Transmutations naturelles non-radioactives. Une propriété nouvelle de la matière.
Libr.Maloine S.A. Edit. Paris 164 p.

KERVRAN, C.L. - 1964 - Transmutations à faible énergie. Synthèse et développement.
Libr.Maloine S.A.Edit.Paris 264 p.

KERVRAN, C.L. - 1966 - A la découverte des transmutations biologiques.
"Le Courrier du Livre" Edit. Paris 186 p.

KERVRAN, C.L. - 1968 - Preuves relatives à l'existence des transmutations biologiques. Echecs en biologie à la loi de Lavoisier d'invariance de la matière.
Libr. Maloine S.A. Edit. Paris 231 p.

KERVRAN, C.L. - 1969 - Bilans non-nuls du calcium, du phosphore et du cuivre chez le homard.
Rev. Pathol. Comp. et Médecine expérim. 69ème année.
T. -6-5-804, pp.303-310.

KERVRAN, C.L. - 1970 - Transmutations biologiques en agronomie. Des exemples de travaux pratiques pour laboratoires.
(Conférence à l'Institut National Agronomique)
Libr. Maloine S.A. Edit. Paris 116 p.

KRAUT, F. - 1948 - Sur les éléments volcaniques des brèches de Mantoume (Haute-Vienne).
C.R. Acad. Sci. T.226, pp.939-940.

KRAUT, F. - 1969 - Sur la présence de cônes de pression ("shatter-cones") dans les brèches et roches éruptives de la région de Rochechouart.
C.R. Acad. Sci., T.269, pp.1486-1488.

KRAUT, F. - 1969 - Über eine neues Impaktit-Vorkommen im Gebiete von Rochechouart-Chassenon (Départements Haute-Vienne und Charente, Frankreich).
Geol. Bavarica, T.61, pp.428-450, Münich.

LACROIX, A. - 1932 - Les tectites de l'Indochine.
Arch. Mus. Nat. d'Hist. Natur. (6°), T.8, pp. 139-235.

LACROIX, A. - 1935 - Les tectites de l'Indochine et de ses abords et celles de la Côte d'Ivoire.
Arch. Muséum d'Hist. Natur. (6°), T. 12 , pp. 151-169.

LIPPOLT,H.J. et WASSERBURG, G.J. - 1966 - Rubidium-Strontium-Messungen an Gläsern vom Bosumtwi-Krater und an Elfenbeinküsten-Tektiten.
Z. für Naturf. Tubingen Bd.21a, H.3, pp.226-231.

LIPPOLT, H.J. - 1967 - Isotopische Zusammensetzung des Strontium in Gläsern von Bosumtwi-Krater und von Elfenbeinküste-Tektiten.
Forsch. Miner., Bd.44, h.1, pp.146-147.

MONOD, Th. et POURQUIÉ, A. - 1951 - Le cratère d'Aouelloul (Adrar, Sahara occidental).
Bull. Inst. Fr. Afr.Noire (IFAN) Vol.13, pp.293-311.

MONOD, Th. - 1965 - Contribution à l'établissement d'une liste d'accidents circulaires d'origine météorique, cryptoexplosive.
Catalogues et documents, XVIII, Université de Dakar, Institut Français d'Afrique Noire, 93 p.

MÜLLER, O. - 1967 - Chemische Analysen an Elfenbeinküste-Tektiten sowie Gläsern und einem Grundgebirgseinschluss des Bosumtwi-Kraters in Ghana.
Forsch. Miner., Bd.44, h.1, p.144.

O'KEEFE, J. et WEISKIRCHNER, W. - 1970 - Die Tektite als natürliche Gläser (Über den heutigen Stand des Tektit-Problems).
Glastechnische Berichte, Z. für Glaskunde.
Bd.43, H.5, pp.199-211.

SCHNETZLER, C.C. et PINSON, W.H. Jr. - 1963 - The chemical composition of tektites.
in Tektites, édité par J.A. O'Keefe, The University of Chicago Press, pp. 95-129.

SCHNETZLER, C.C., PINSON,W.H.et HURLEY P.M. - 1966 - Rubidium-Strontium age of the Bosumtwi-crater area, Ghana, compared with the age of the Ivory Coast tectites.
Science, Vol. 151, pp. 817-819.

SHORT, N.M. - 1968 - Experimental microformation of rock materials by shock pressures from laboratory-scale impacts and explosions.
in Shock metamorphism of natural materials, édité par B.M. French et N.M. Short - Baltimore, pp. 219-241.

SMIT, A.F.J. - 1964 - The origin of Lake Bosumtwi and some other problematic structures.
Ghana Journ. of Sciences, Vol.2, N°2, pp.176-196.

STÖFFLER, D. et ARNDT, J. - 1969 - Coesit und Stishovit Höchstdruckmodifikationen des Silicium Dioxids.
Naturwiss. Bd.56, pp.100-109.

WAGNER, G.A. - 1967 - "Fission-Track" - Datierungen von Tektiten und Gläsern.
Fortschr. Miner., Bd.44, h.1, p.145.

ZÄHRINGER, J. - 1963 - Radioactive dating.
Intern. Atom. Energy Agency, Vienne, pp. 289-305.

ZÄHRINGER, J. - 1963 - Isotopes in tectites.
in Tektites, édité par J.A. O'Keefe, The University of Chicago Press, pp. 137-149.

ОСОБЕННОСТИ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ ГРАНИТИЗАЦИИ ПОРОД

А.В.Миловский, С.С.Матвеева.
Кафедра геохимии геологического факультета
Московского государственного университета
им. М.В.Ломоносова

Под термином "гранитизация" нами понимается совокупность геохимических процессов, происходящих в глубинных зонах земной коры, в результате которых различные горные породы изменяют свой состав и структуру, превращаясь в граниты.

Задачей настоящего сообщения является изложение фактических данных по поведению химических элементов в процессе гранитизации пород и, главным образом, обсуждение геохимических аспектов, следующих из этой проблемы.

В течение ряда лет был собран и изучен обширный геологический материал по гранитизации пород из ряда районов распространения докембрия в Советском Союзе: Северного Приладожья, Южного Урала /Мугоджар/, Енисейского кряжа, Западного Прибайкалья и Украинского кристаллического массива.

В большинстве районов были отобраны два ряда последовательно гранитизированных пород. Первый ряд представлял метаморфизованные пелитовые породы (I) и их гранитизированные разности (II): I-кристаллические сланцы, гнейсы и II-гранито-гнейсы и граниты. Второй ряд представлял метаморфизованные эффузивно-осадочные и основные эффузивные породы (I) и их гранитизированные разности (II): I-амфиболовые сланцы и амфиболиты и II-амфиболовые плагиогнейсы и гранитизированные амфиболиты.

В результате микроскопического изучения и изучения химического состава последовательно гранитизированных пород удалось установить своего рода "порог" гранитизации, когда резко меняется состав и структура пород.

На рис.I в качестве примера приводятся содержания некоторых элементов в последовательно метаморфизованных пелитовых породах ладожской серии в Северном Приладожье. По горизонтали - номера образцов, расположенных по мере усиления степени метаморфизма. Порог гранитизации отмечен на графиках вертикальной пунктирной линией. По существу гранито-гнейсы располагаются справа от этой линии и до этого порога трудно выделить какие-либо тенденции в поведении элементов. Рисунок 2 показывает содержания элементов в различно гранитизированных эффузивно-осадочных породах питкярантской серии Приладожья. Следует отметить, что порог гранитизации отбивается более или менее четко по всем элементам, за исключением алюминия.

Везде в дальнейшем, на всех рисунках рисунках и в таблицах, также как на рис. I и 2, мы условно будем выделять негранитизированные (I) и гранитизированные (П) разности пород.

Сравнение составов негранитизированных и гранитизированных пород проводилось методом построения геохимических спектров и вычисления геохимических коэффициентов γ , предложенным Солововым А.П. (1968). Геохимическим спектром называется графическое изображение химических составов горных пород или руд, определенным образом упорядоченное и представленное в виде, удобном для сравнения со сходным объектом. Для каждой группы пород строился график, на котором по оси абсисс располагаются элементы,

5945

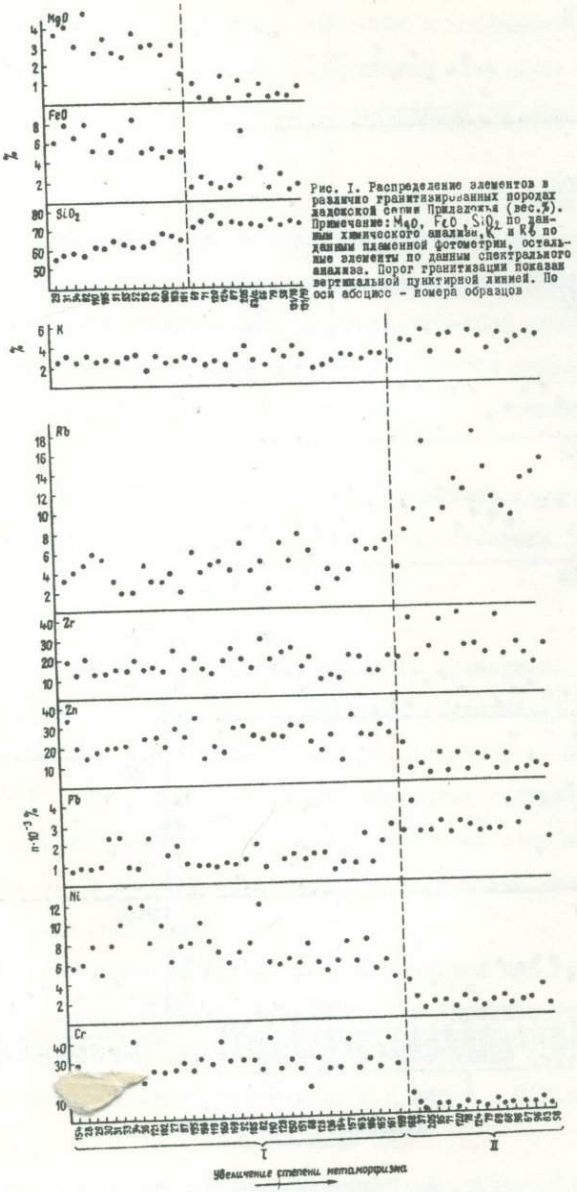


Рис. I. Распределение элементов в различно гранитизированных породах ладожской серии Приладожья (вес.%). Примечание: MgO, FeO, SiO_2 по данным химического анализа, K и Rb по данным пламенной фотометрии, остальные элементы по данным спектрального анализа. Порог гранитизации показан вертикальной пунктирной линией. По оси абсцисс - номера образцов

5945

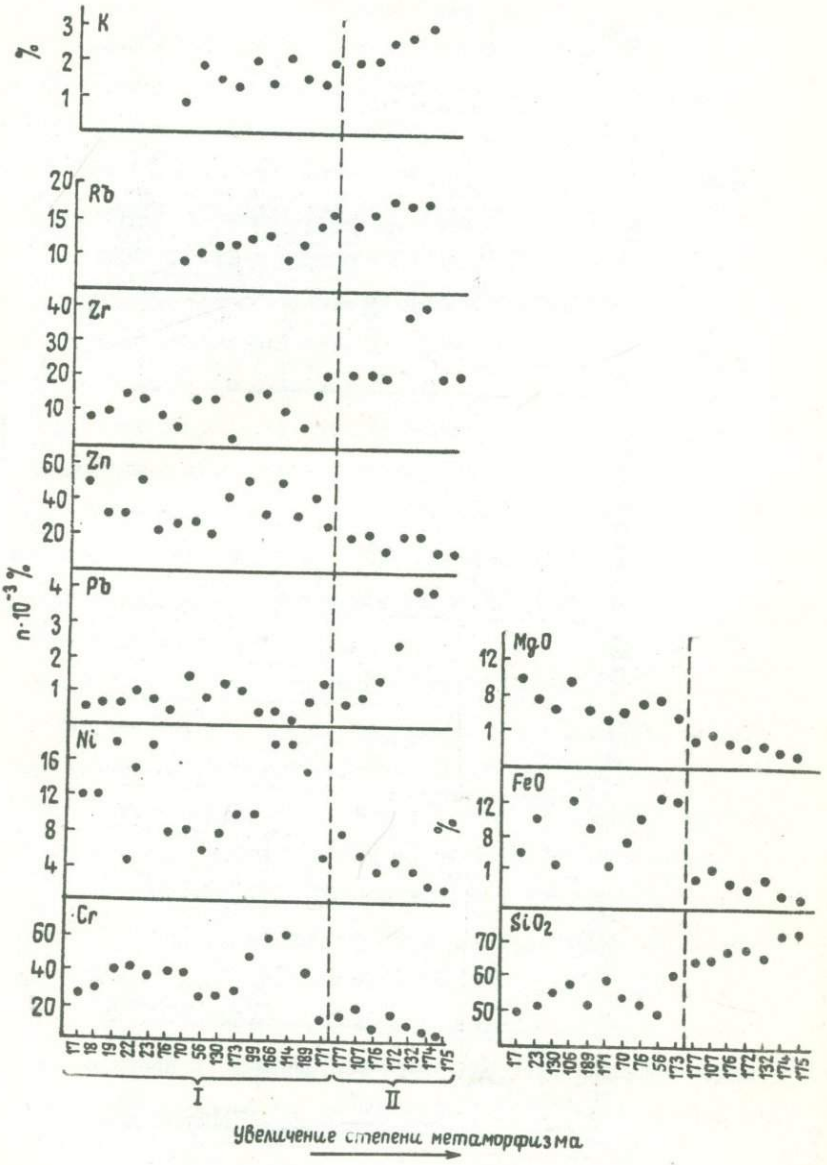


Рис. 2. Распределение элементов в различно гранитизированных породах питкярантской серии Приладожья (вес.%)
Примечание: см.примечание к рис. I

5948

а по оси ординат в логарифмическом масштабе откладываются содержания этих элементов. Порядок расположения элементов в принципе может быть любым, но обязательно одинаковым во всех сравниваемых группах пород.

На рис. 3 показаны геохимические спектры различногранитизированных гнейсов (а) и амфиболитов (б) Северного Приладожья по данным спектральных анализов. Видно, что поведение элементов в процессе гранитизации как первоначально пелитовых пород, так и основных пород одинаково: уменьшается содержание Zn, Cr, V, Cu, Ni, Co и увеличивается содержание Zr, Pb, Zn.

Геохимические спектры этих же пород по данным химического анализа показали увеличение в процессе гранитизации Si, K, Na и уменьшение Fe, Mg, Mn, Ca, P, Ti и H_2O (рис.4).

Совершенно аналогичную картину выявляют гранитизированные породы других районов. Так для Южного Урала (Мугоджары) при гранитизации гнейсов (а) и амфиболитов (б) уменьшается содержание V, Cr, Cu, Ni, Co и увеличивается содержание Zr (рис.5), а для главных петрогенных элементов увеличивается содержание Si и щелочей и уменьшается содержание всех остальных элементов (рис.6).

Такое же поведение элементов устанавливается при гранитизации пород Енисейского кряжа, Прибайкалья и Украинского кристаллического щита. Для Северо-западного Адирондака (США) аналогичное поведение элементов установлено Н.Е.Энгел и С.Г.Энгел (1958, 1960).

Для установления значимости различий средних содержаний

3945

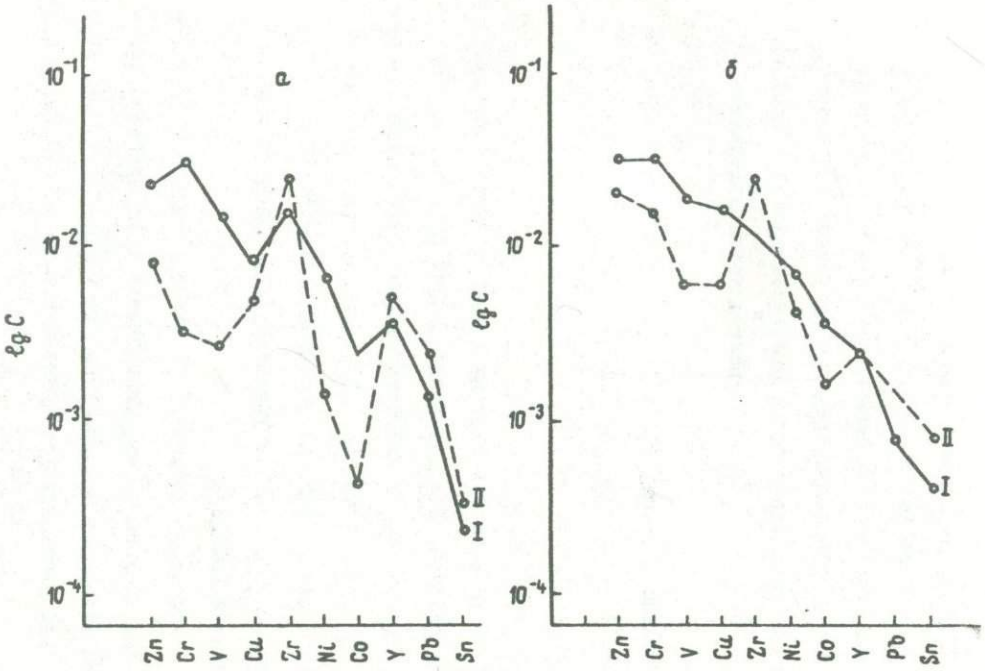


Рис. 3. Геохимические спектры различно гранитизированных гнейсов (а) и амфиболитов (б) Приладожья по данным спектральных анализов.

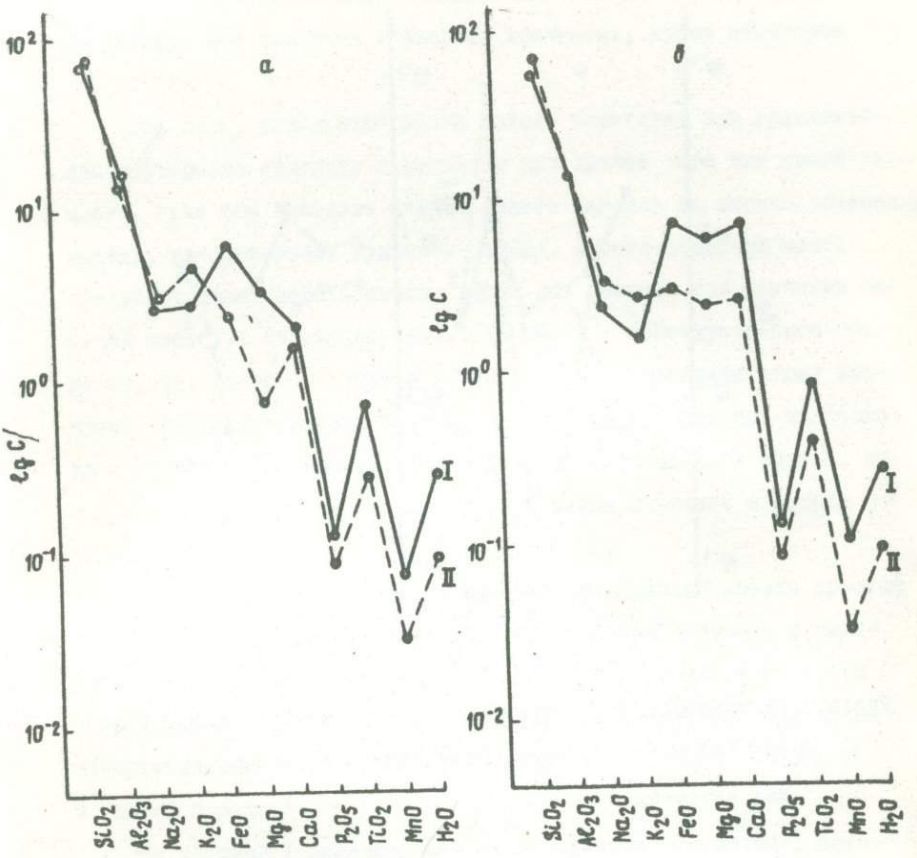


Рис.4. Геохимические спектры различно гранитизированных гнейсов (а) и амфиболитов (б) Приладожья по данным химических анализов.

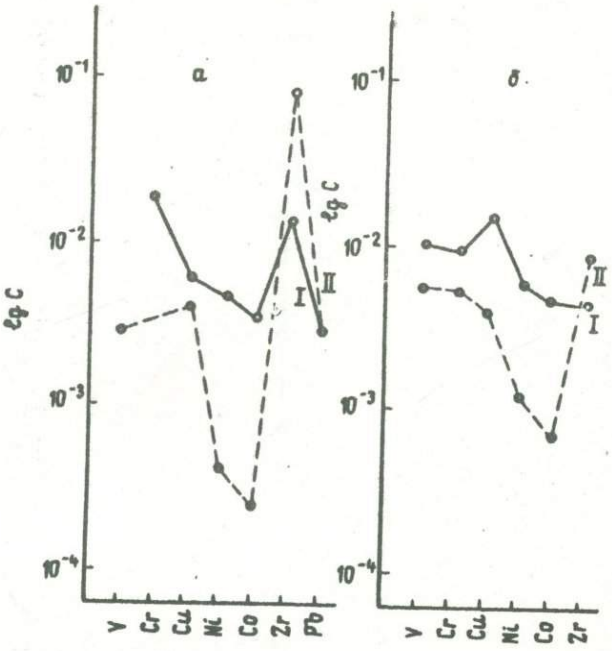


Рис.5. Геохимические спектры различно гранитизированных гнейсов (а) и амфиболитов (б) Мугоджар по данным спектральных анализов.

элементов в сравниваемых породах нами был использован графический метод. Все различия оказались значимыми, кроме некоторых Al и Na.

Для того, чтобы отобразить баланс элементов при гранитизации и уверенно говорить о привносе или выносе того или иного элемента, нами был выполнен расчет такого баланса по атомно-объемному методу, предложенному Рудником /1966/. Атомно-объемный метод предусматривает необходимость вести все расчеты при изучении баланса вещества их стандартного /10 000 $Å^3$/ геометрического объема породы, то-есть с учетом её пористости. Благодаря этому возможно определять величину привноса-выноса вещества при метасоматозе не только в условиях постоянного геологического объема, но и при его изменении в результате изменения порового пространства.

Характер и величина привноса-выноса устанавливается простым попарным сравнением количества атомов каждого элемента в стандартном геометрическом объеме 10 000 $Å^3$ исходной I и конечной П породы. Абсолютная разность Δ = П-I, относительное увеличение или уменьшение вычисляется в % к количеству атомов в 10000 $Å^3$ исходной породы.

На таблице I показаны обобщенные данные силикатных, спектральных и других анализов для гранитизированных пород Приладожья и Мугоджар и приведен расчет баланса элементов с учетом пористости пород. Как видно, выводы, полученные из этой таблицы очень хорошо совпадают с выводами, полученными из сравнения геохимических спектров, но теперь мы можем учесть и количественную сторону, увереннее говорить о привносе и выносе элементов.

ОРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ И РАСЧЕТ БАЛАНСА ПРИ ГРАНИТИЗАЦИИ

Вид анализа	Элементы	СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ											
		гнейсы /I/ → гранито-гнейсы /II/ /ладожская серия/						амфиболиты /I/ → гранитизированные амфиболиты /II/ /питкярантская серия/					
		содержание в вес. %		количество атомов в I0000Å³		привнос-вынос на I0000Å³		содержание в вес. %		количество атомов на I0000Å³		привнос-вынос на I0000Å³	
		I	II	I	II	абс. разность	в % к I	I	II	I	II	абс. разность	в % к I
химические		n = I4	n =II					n =I0	n =7				
	SiO_2	67,97	72,68	I64,00	I87,25	+23,25	+I4	56,08	67,50	I68,50	I85,76	+I7,26	+I0
	TiO_2	0,77	0,28	2,04	0,54	- I,50	-74	0,85	0,43	I,8I	0,89	-0,92	-5I
	Al_2O_3	I6,06	I3,54	42,50	4I,II	- I,39	- 3	I4,88	I5,4I	52,73	50,24	-2,49	-5
	Fe_2O_3	I,28	0,74	2,73	0,2I	- 2,52	-92	I,58	I,04	3,56	2,I7	-I,39	-39
	FeO	6,I8	2,4I	I3,68	5,I9	-8,49	-62	7,80	3,00	I9,6I	6,94	-I2,67	-65
	MnO	0,07	0,03	0,I6	0,07	-0,09	-56	0,I0	0,03	0,25	0,07	-0,I8	-72
	MgO	3,23	0,73	I2,74	2,80	-9,94	-78	5,98	2,40	26,80	9,90	-I6,90	-67
	CaO	2,00	I,63	5,67	4,50	-I,I7	-2I	7,56	2,67	24,35	7,9I	-I6,44	-68
	P_2O_5	0,I2	0,08	0,27	0,I7	-0,I	-37	0,I2	0,08	0,30	0,I9	- 0,II	-37
	H_2O	0,28	0,09	4,94	I,55	-3,39	-69	0,28	0,09	5,6I	I,66	- 3,95	-70
	$\mathcal{F}$	0,06	0,03	0,57	0,24	-0,33	-57	0,07	0,08	0,67	0,70	- 0,03	+4
фотометрия пламени		n=33	n=I5					n =9	n =5				
	Na	2,8	3,0	I9,37	20,2	+0,65	+3	2,5	3,5	I9,65	25,3	+5,65	+29
	K	2,7	4,3	I0,98	I7,03	+6,05	+55	I,7	2,4	7,86	I0,2I	+2,35	+30
	Li	0,0034	0,0057	0,08	0,I3	+0,05	+63	0,0I0	0,0I2	0,26	0,29	+0,03	+I2
	Rb	0,0043	0,0I09	0,0I	0,02	+0,0I	+I00	0,0I6	0,0I6	0,03	0,03	0	-
спектральные		n=36	n=I5					n=I5	n=7				
	Cr	0,0260	0,0036	0,08	0,0I	-0,07	-88	0,038	0,0I6	0,I3	0,05	-0,07	-54
	Ni	0,0067	0,00I7	0,02	0,00	-0,02	-I00	0,009	0,005	0,03	0,I0	-0,020	-66
	Co	0,0024	0,0004	0,0I	0,00	-0,0I	-I00	0,004	0,002	0,0I	0,00	-0,0I	-I00
	V	0,0I60	0,0035	0,05	0,0I	-0,04	-80	0,020	0,009	0,07	0,03	-0,04	-57
	Cu	0,0096	0,0063	0,02	0,0I	-0,0I	-50	0,0I2	0,006	0,03	0,0I	-0,02	-66
	Zn	0,0240	0,0080	0,06	0,02	-I,04	-67	0,032	0,022	0,09	0,05	-0,04	-44
	Pb	0,00I3	0,0080	0,00	0,00	-	-	0,0008	0,00I8	0,00	0,00	-	-
	Sn	0,00025	0,00032	0,00	0,00	-	-	0,0005	0,0008	0,00	0,00	-	-
	Zr	0,020	0,024	0,03	0,04	+0,0I	+33	0,0I2	0,023	0,02	0,04	+0,02	+I00
	Y	0,0035	0,0077	0,00	0,0I	+0,0I	привнос	0,003	0,003	0,0I	0,0I	0,00	-
	Σ_+					+30,08	+II					+25,34	+8
	Σ_-					-29,II	-I0					-55,25	-II
	Σ			280,0I	28I,II	+0,92	+I			332,36	302,46	-29,9I	-3
	плотность	δ_I=2,64 δ_{II}=2,57						δ_I=3,00 δ_{II}=2,76					

ПОРОД ПРИЛАДОЖЬЯ И МУГОДЖАР

Таблица I

МУГОДЖАРЫ													
плагиогнейсы /I/ → гранито-гнейсы /II/ /пионмугоджарская серия/							амфиболиты /I/ → гранитизированные амфиболиты /II/ /пионмугоджарская серия/					
содержание в вес. %		количество атомов на I0000Å³		привнос-вынос на I0000Å³			содержание в вес. %		количество атомов на I0000Å³		привнос-вынос на I0000Å³	
I	II	I	II	абс. разность	в % к I		I	II	I	II	абс. разность	в % к I
n=I4	n=I5						n =I8	n=I7				
65,43	74,90	I78,49	I97,48	+I8,99	+II		49,90	63,I8	I44,06	I69,74	+25,68	+I8
0,82	0,25	I,67	0,50	- I,I7	-70		I,5	0,60	3,26	I,2I	-2,05	-62
I5,28	I2,85	48,93	39,93	- 3,00	-6		I4,63	I5,30	49,78	48,40	-I,38	-3
I,9I	I,I6	3,90	2,30	-I,6	-4I		4,44	I,97	9,65	2,98	-6,67	-69
3,80	I,03	8,63	2,27	-6,36	-74		8,I3	3,46	I9,62	7,77	-II,85	-60
0,I2	0,06	0,28	0,I3	-0,I5	-54		0,20	0,I4	0,49	0,32	-0,I7	-35
2,I0	0,6I	8,50	2,40	-6,I0	-72		6,72	2,53	28,90	I0,I3	-I8,77	-65
2,28	I,35	6,64	3,8I	-2,83	-43		9,I2	4,45	28,2I	I2,80	-I5,4I	-55
-	-	-	-	-	-		0,22	0,I3	0,54	0,30	- 0,24	-44
0,34	0,I5	6,I6	2,64	-3,52	-57		0,27	0,06	5,I9	I,07	-4,I2	-79
-	-	-	-	-	-		-	-				
n=II	n=9						n=II	n=9				
3,53	3,98	25,06	27,42	+2,36	+9		3,34	3,63	25,20	25,49	+0,29	+I
2,93	3,43	I2,23	I3,90	+I,67	+I4		2,92	3,3I	I2,96	I3,70	+0,74	+6
0,006	0,005	0,I4	0,II	-0,03	-2I		0,005	0,004	0,I2	0,09	-0,03	-25
0,008	0,007	0,02	0,02	0,00	-		0,008	0,005	0,02	0,0I	-0,0I	-50
n=20	n=44						n=62	n=I0				
0,048	0,004	0,I5	0,0I	-0,I4	-93		0,0I5	0,006	0,05	0,02	-0,03	-60
0,006	0,0004	0,02	0,00	-0,02	-I00		0,007	0,002	0,02	0,0I	-0,0I	-50
0,004	0,0003	0,0I	0,00	-0,0I	-I00		0,006	0,0008	0,02	0,00	-0,02	-I00
0,04I	0,003	0,I3	0,0I	-0,I2	-92		0,0I5	0,006	0,05	0,02	-0,03	-60
0,0I3	0,004	0,03	0,0I	-0,02	-66		0,024	0,004	0,07	0,0I	-0,06	-85
-	-	-	-	-	-		-	-	-	-		
0,004	0,004	0,00	0,00	0,00	-		-	-				
-	-	-	-	-	-		-	-				
0,0I6	0,076	0,03	0,I3	+0,I0	+33		0,006	0,0II	0,0I	0,02	+0,0I	+I00
-	-	-	-	-	-							
				+23,I2	+8						+26,69	+8
				-25,08	-8						-60,83	-I9
		30I,02	293,06	-I,96	0				328,22	294,09	-34,I4	-II
δ_I=2,7I δ_{II}=2,63							δ_I=2,88 δ_{II}=2,68					

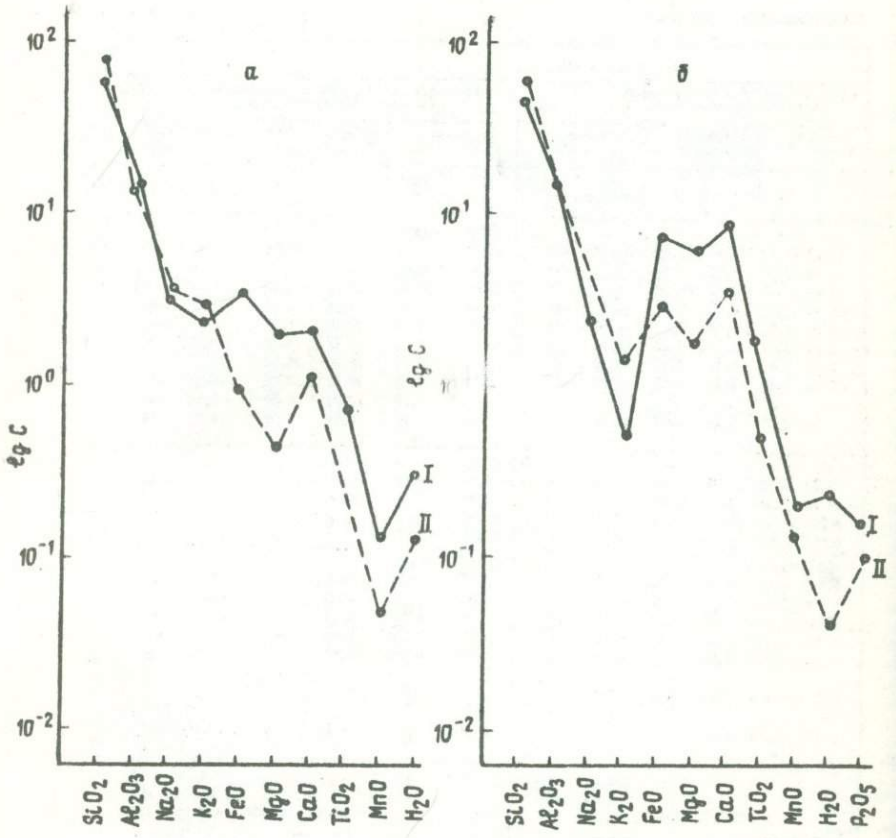


Рис. 6. Геохимические спектры различно гранитизированных гнейсов (а) и амфиболитов (б) Мугоджар по данным химических анализов.

Так, по сравнению с негранитизированными породами устанавливается привнос K /IO-90%/ и связанного с ним Rb /баланс Na и Li в разных провинциях различен/. Si во всех типах пород всех регионов привносится /IO-I8%/, содержание Al практически не изменяется.

Установлен вынос в % : Ca /20-60/, Mg , Fe , Mn , Ti /40-70/, Cr , V , Ni, Co /60-90/, Cu , Zn /50-90/, P /40/, H_2O /60-80/. Hg отгоняется на более ранних стадиях метаморфических изменений пород. Содержание Pb значимо растут в тех регионах, где наблюдается интенсивный привнос K.

Редкие элементы - Zr , Y , Be , Nb , а также Sn выявляют слабую тенденцию к накоплению.

Поскольку выявленные закономерности одинаковы для разных регионов, следует предположить, что они реально отображают общую направленность геохимического процесса образования гранитной оболочки в эволюции вещества земной коры.

Первоначальный состав пород влияет на конечные продукты их гранитизации. Так, при гранитизации богатых натрием и кальцием эффузивных и эффузивно-осадочных пород образуются гранитизированные амфиболиты и плагиограниты, а при гранитизации пелитовых пород - обычные или микроклиновые /калиевые/граниты. При этом последние содержат больше щелочей $Na + K > 7\%$, в то время как гранитизированные амфиболиты и плагиограниты имеют $Na+K < 7\%$.

Итак, для конкретно взятых пород, например гнейсов, гранитизация не изохимический процесс = существует вынос одних элементов и привнос других. Но гранитизации подвергаются все породы региона, все литологические разности пород, изначальный состав которых различен. Так, в Мугоджарах гранитизированные породы ряда гнейсы - граниты находятся и переслаиваются с амфиболитами,

5945

кварцитами и метаморфизованными аркозами. Расчеты для кварцитовидных пород и метаморфизованных аркозов показывают вынос Si и привнос таких элементов, как Fe, Mg, Ca в процессе их гранитизации. Прослои кварцитов в процессе гранитизации "худеют", отдают свой Si и принимают Fe, Mg, Ca и халькофильные элементы.

Таким образом в сложно построенных метаморфических комплексах ультраметаморфизм и гранитизация могут не изменить общий химический состав пород региона в целом. То есть, для крупного региона /например, для всех пород Мугоджар/ метаморфизм может быть и изохимическим, произойдет лишь перераспределение элементов между разными типами пород. Однако, чем к более детальным масштабам мы обращаемся в процессе исследований, чем меньший набор литологических разностей мы имеем, тем резче ощущается разница в содержании элементов в процессе гранитизации.

Нахождение среди гранитизуруемых комплексов химически активных карбонатных пород ведет к особенно резкому изменению состава, к образованию различных метасоматических пород и скарновых зон.

Следовательно, ультраметаморфизм и гранитизация отдельных, конкретно взятых пород, пачек, горизонтов, слоев, свит не изохимический процесс. Ультраметаморфизм и гранитизация пород региона в целом может быть изохимическим.

Ранее нами (Е.И.Донцова, А.В.Миловский, 1967) было изучено поведение стабильных изотопов кислорода в породах Енисейского кряжа в процессе их прогрессивного метаморфизма и гранитизации.

ТАБЛ. 2

Таблица 2

Содержание тяжелого изотопа кислорода в различно гранитизированных породах и в кварце, выделенном из этих пород (в ‰ к SMOW).

Номер образца	Порода	δO^{18} породы	δO^{18} кварца
420/2	Хлорит-серицит-кварцевый сланец (филлитовидный)	I4,8	I6,9
437/I	Мелкозернистый биотитовый кристаллический сланец	I5,2	I7,I
435/I	Среднезернистый биотитовый кристаллический сланец (с мусковитом), Порода является переходной между гнейсами и сланцами.	I4,0	I6,I
447/I	Среднезернистый биотитовый гнейс	II,9	I2,2
45I^{б}/I	Гнейс мигматизированный (послойная мигматизация)	II,I	I2,I
460/6	Порфиробластовый гнейс	II,2	II,8
454/I	Крупнозернистый гнейс	9,9	I0,0
454/2	Крупнозернистый гранито-гнейс	8,4	9,0
458	Гранито-гнейс с пегматоидными выделениями	I0,8	II,6

В различно гранитизированных породах и в кварцах из этих пород было определено отношение изотопов кислорода O^{18}/O^{16} и содержание элементов-примесей. Из рассмотрения таблицы 2 видно, что по мере усиления степени гранитизации наблюдается постепенное уменьшение содержания O^{18} как в самих породах, так и в кварцах из них. Значение δO^{18} в наиболее гранитизированных породах соответствует значениям δO^{18} в гранитах. Эти данные хорошо подтверждают точку зрения, что граниты образуются в результате ультраметаморфизма осадков. В изученном ряду гранитизированных пород значения δO^{18} для начальных и конечных образцов различаются в I,5 раза. При этом обращает внимание довольно резкий перепад значений δO^{18} для первых трех образцов и для пяти последних. Интересным и показательным является то, что этот перепад соответствует порогу гранитизации, когда перераспределение элементов происходит особенно резко /рис.7/. Этот порог связан, вероятно, с резким изменением температурного режима- началом локального плавления пород. Характерно, что O^{18} покидает породу /вероятно, это связано с отгоном воды/ и вместе с O^{18} породу покидают сидерофильные и халькофильные элементы. Это может указывать на то, что вынос элементов связан не с гипотетическими ювенильными водами, а с теми водами, которые отгоняются в процессе метаморфизма пород.

В результате перераспределения элементов в процессе гранитизации, при благоприятных структурных условиях и условиях среды возможно образование локальных скоплений отдельных элементов, то-есть образование минеральных тел и рудных месторождений. На возможность мобилизации рудогенных элементов в процессе прог-

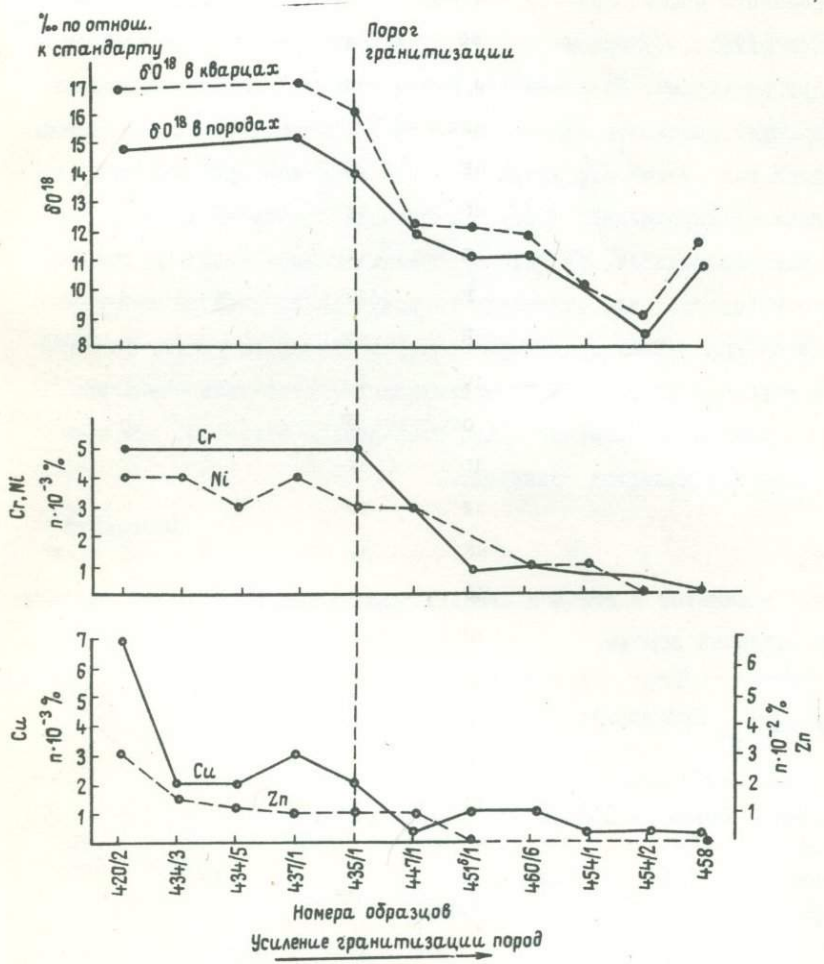


Рис. 7. Сопоставление изотопных отношений кислорода и содержания некоторых микроэлементов в гранитизированных породах Енисейского кряжа.

рессивного метаморфизма и гранитизации пород указывали Судовиков (1965), Сулливан (1957), Тугаринов (1963), Смирнов (1969) и другие ученые. По нашим данным количество вынесенных элементов может достигать больших величин и обязательно должно учитываться как весьма вероятный источник металлов при образовании рудных месторождений. Некоторые расчеты приведены в таблице 3 и, как нам кажется, реально отображают размах явлений. При этом интересно, что отношения выноса меди из амфиболитов и гнейсов для разных провинций примерно одинаковы /2:1/. То есть при образовании в процессе гранитизации натро-кальциевых гранитов выносится примерно в два раза больше металлов, чем при образовании калиевых гранитов.

Таблица 3

Вынос элементов в процесс гранитизации в тыс.т. из 1 км^3 негранитизированной породы.

Элемент	Приладожье		Мугоджары		Енисейский кряж	Украинский массив
	1	2	1	2	1	1
Железо	98150	151300	73860	170000		
Медь	130	240	237	600	78	160
Цинк	420	500			190	270

Примечание 1-гнейсы, 2-амфиболиты.

Может быть именно этим и объясняется преимущественная связь металлов с натро-кальциевыми гранитами, а не с калиевыми. Данные о выносе элементов в процессе ультраметаморфизма пород, возможно, могут характеризовать и относительную бедность или обогащение определенными элементами конкретных геологических провинций.

Заключение

I. В последовательном ряду гранитизированных пород установлен своеобразный "порог гранитизации", когда изменения в содержании элементов происходят достаточно резко что, связано, вероятно, с началом локального плавления пород.

II. В процессе гранитизации пород устанавливается:

Привнос Si во всех типах пород (кроме кварцитов) всех регионов; содержание Al практически не изменяется.

Привнос щелочных металлов, особенно K и связанного с ними Rb /баланс Na и Li в разных провинциях различен/.

Вынос щелочноземельных элементов Ca и Mg .

Вынос элементов семейства железа: Fe , Mn , Ti , Cr , V , Ni , Co а также P.

Вынос халькофильных элементов Cu , Zn ; Hg , вероятно, отгоняется на ранних стадиях метаморфизма пород.

Вынос H_2O.

Накопление Sn , Zr , Y и по отдельным данным Be и Nb .

III. В процессе гранитизации происходит перераспределение элементов между отдельными литологическими разностями пород и, по мере усиления процесса, происходит выравнивание их химических составов.

IУ. Перераспределение элементов при благоприятных геологических условиях может приводить к образованию локальных скоплений элементов, включая и рудные месторождения. При этом при образовании натро-кальциевых гранитов выносится в два раза больше металлов, чем при образовании калиевых гранитов.

Процесс гранитизации=планетарный процесс накопления кремния, щелочных и некоторых других элементов в верхней литосфере, граниты- бывшая биосфера, "кора выветривания" континентов.

ЛИТЕРАТУРА

I Донцова Е.И. Миловский А.В., 1967. Изотопы кислорода в процессе гранитизации пород. Геохимия, №6, 655-663.

2 Миловский А.В. и Матвеева С.С., 1970. Поведение элементов в процессе гранитизации пород. Геол.рудн.мест., №3 , 3-22.

3 Рудник В.А. 1966. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. Изд-во "Недра", Л., 117 стр.

4 Смирнов В.И., 1969. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. Изв.АН СССР, сер.геол., №3, 3-17.

5 Соловов А.П. Гаранин А.В., 1968. Геохимические спектры аномалий и дискриминантный анализ. В сборнике "Литохимические поиски рудных месторождений по их гипергенным ореолам и потокам рассеяния", Алма-Ата, стр.84-87.

6 Судовиков Н.Г., 1965. Метаморфогенное рудообразование. Сов.Геология, №1, 105-120.

7 Тугаринов А.И. 1963. О причинах формирования рудных провинций. В сборнике "Химия земной коры", т.I, отв.ред.А.П.Виноградов. Изд-во "Наука", М., стр.153-178.

8 Engel A.F.J. and Engel C.G., Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss norfhwest Adirondacn mountains. Bull. Geol. Soc, Am. 1958, 69, 1369-1414 1960, 71, 1-57

9. Sullivan C.J., 1957. Heat and temperature in ore deposition. Econ. Geol., vol. 52, N. 1,5--25

Т-11892 от 31/X-72 г. Тираж 1200 экз. Заказ 5945

Производственно-издательский комбинат ВИНИТИ
Люберцы, Октябрьский проспект, 403

Цена 1 р. 50 к.

429