

Литература

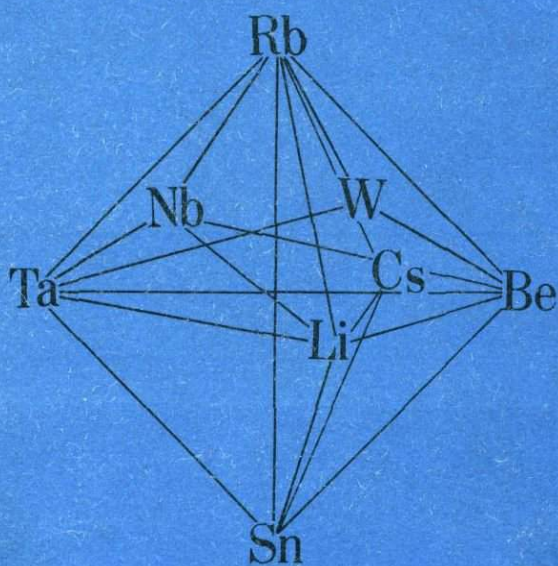


по геологии

«Наука»

И. В. Александров

Геохимические  
факторы  
и парагенезисы  
элементов  
в гранитоидах



ЛИТЕРАТУРА  ПО ГЕОЛОГИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ЛЕНИНА И ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ  
им. В.И. ВЕРНАДСКОГО

И.В.Александров

5141

# Геохимические факторы и парагенезисы элементов в гранитоидах

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук Ю.А. БАЛАШОВ



МОСКВА "НАУКА"  
1989



Геохимические факторы и парагенезисы элементов в гранитоидах /  
И.В. Александров. М.: Наука, 1989. - 184 с. - ISBN 5-02-003233-6

В книге с применением корреляционных методов рассматриваются геохимические факторы, влияющие на распределение редких и рудных элементов в гранитоидах и характеризующие эти факторы парагенезисы элементов. Данные приводятся для гранитоидов в целом, их петрографических и формационных типов, отдельных тектоно-магматических циклов, некоторых регионов (Украинский щит, Тянь-Шань, Памир) и находящихся в них массивов, а также обсуждаются вопросы рудообразования, связанного с гранитоидами.

Для геологов, геохимиков

Табл. 73. Ил. 20. Библиогр. : 131

Рецензенты: С.М.Александров, С.М. Кравченко

Редактор Т.А. Касаткина

*Geochemical factors and paragenesises of elements in granitic rocks*/I.V.Aleksandrov. M.: Nauka, 1989. - 184 p. - ISBN 5-02-003233-6

The geochemical factors governing the distribution of rare and oreforming elements in granitic rocks and paragenesises of elements are considered using the correlation method. These data are given in relation to granitic rocks as a whole, their petrographic and formation types, separate tectono-magmatic cycles, separate regions (Ukrainian shield, Tien-Shan, Pamiр) and massives involved. The problems of oreformation connected with granites are discussed.

Recommended for geologists, geochemists.

A 1804020000-320 220-89, кн.2  
055(02)-89

© Издательство "Наука", 1989

## ВВЕДЕНИЕ

Гранитоиды активно участвовали в рудообразовании, происходившем в земной коре. С ними связаны месторождения ряда редких и рудных элементов, и они неизменно привлекают внимание исследователей. Изучением генезиса, петрологии и минералогии гранитоидов занимались многие ученые и коллективы во всем мире. Большое внимание было уделено геохимическим особенностям гранитоидов и рудообразованию. В советской литературе широкое освещение эти вопросы получили в работах В.Л. Барсукова, А.А. Бууса, А.И. Гинзбурга, И.Н. Говорова, Ф.А. Летникова, В.В. Ляховича, Д.А. Минеева, Д.Н. Овчинникова, А.С. Павленко, В.И. Смирнова, Н.А. Солодова, О.Д. Ставрова, Л.В. Таусона и др. [22, 60, 81, 82, 108 и др.]. Значительный материал накоплен по гранитоидам отдельных регионов. Существенное влияние оказали эксперименты в области высоких температур и давлений, а также термодинамические исследования С.В. Бернема, Н.Л. Боузана, Р. Горансона, А.А. Кадика, В.И. Коваленко, И.Д. Рябчикова, О.Ф. Таттла, Н.И. Хитарова и др. Использование математической статистики с применением ЭВМ, в частности корреляционного и факторного анализов, позволили расширить базу геохимических исследований.

Предлагаемая работа не претендует на всестороннее освещение геохимии гранитоидов. Она посвящена изучению геохимических факторов, влияющих на распределение редких и рудных элементов в породах. Во многом она является продолжением предыдущей книги [3], где с помощью отношения  $K:R$  была показана роль кристаллизационной дифференциации и в общем виде охарактеризована геохимическая специализация. Здесь же в качестве геохимических индикаторов в основном будут использованы парагенезисы элементов, являющиеся более информативными по сравнению с отдельными элементами и их отношениями.

Понятия "парагенезис элементов" и "парагенезис минералов" связаны между собой. Известно, что в 1849 г. А. Брейтгауит дал определение парагенезиса минералов. Опираясь на последнее, В.И. Вернадский [29] ввел понятие "парагенезис элементов". За основу для выделения парагенезисов элементов он взял известные к тому времени изоморфные ряды. Позднее В.И. Вернадский отметил роль физических и химических свойств элементов при их совместном накоплении. Большое внимание парагенези-

сам минералов и элементов уделял А.Е. Ферсман, привлекая геоэнергетический анализ [115]. В.В. Щербина подчеркивал значение химических свойств элементов и условий минералообразования при формировании парагенезисов и привел ряд конкретных примеров [121]. К парагенезисам элементов обращались и другие исследователи. С применением ЭВМ появилась возможность выделения парагенезисов элементов на статистической основе.

История вопроса достаточно подробно и критически рассмотрена Б.И. Смирновым [103]. Им же дано определение, которого мы будем придерживаться, а именно, под парагенезисом будем понимать группу сонаходящихся в конкретном геологическом объекте элементов, сходно реагирующих на изменение параметров среды и характеризующихся в связи с этим сопряженностью и однонаправленностью изменения их содержания в пространстве объекта.

Математическая сущность корреляционного и факторного анализов описана в литературе [24, 47, 53, 72, 103]. Основное внимание мы уделим геохимической интерпретации статистического материала.

Распределение элементов связано со многими факторами, причем в зависимости от масштаба исследования гранитоидов (глобальный, региональный, локальный) роль факторов меняется. Соответственно в книге последовательно будут рассмотрены гранитоиды в целом, их петрографические и формационные типы, гранитоиды разных тектоно-магматических циклов, затем гранитоиды отдельных регионов и находящихся в них массивов, а также некоторые вопросы рудообразования.

Работа проводилась в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР (ГЕОХИ), статистическая обработка материала осуществлялась на ЭВМ ЕС-1010 по программе, составленной Н.В. Соловьевой при консультации А.В. Гаранина. В полевых работах и на ЭВМ участвовали Р.М. Галлямов, А.М. Красов и О.В. Фокин. Всем сотрудникам, оказавшим помощь, автор приносит искреннюю благодарность.

# ЧАСТЬ I. ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

## Г л а в а I. СВЕДЕНИЯ О ВЫБОРКЕ ГРАНИТОИДОВ

В первой части книги использована выборка гранитоидов из 1218 проб, представляющих средние содержания элементов в отдельных массивах, фациях этих массивов, иногда средние содержания элементов в отдельных комплексах. В нее не включены гранитоиды с отчетливыми признаками приконтактных и постмагматических изменений. Данные относятся к гранитоидам разных районов Советского Союза и Монголии. При составлении выборки использованы материалы из многочисленных статей и книг, опубликованных до 1983 г. Ниже перечисляются работы, из которых были заимствованы анализы пяти и более проб: Карелия и Кольский полуостров [23, 25, 45], Украина [40, 96, 98, 110, 111], Прибалтика [37]. КМА [73], Урал [42, 43, 44, 80, 116], Казахстан [34, 36, 41, 56, 87], Средняя Азия [20, 58, 68, 88, 94], Алтай-Саянская область [13, 33], Восточная Сибирь [15, 16, 62, 65, 66, 67, 70, 71, 75, 76, 93, 108, 119, 120], Дальний Восток [38, 51, 91, 113, 114], Монголия [15, 52, 60, 63, 64, 92, 97, 108]. Кроме того, в выборку входят анализы автора, относящиеся к гранитоидам Балтийского и Украинского щитов, Кавказа, Тянь-Шаня, Памира, Восточного Казахстана, Забайкалья и Приморья. Ряд анализов включен в монографию [3], другие приводятся во второй части этой книги, остальные будут опубликованы в дальнейшем. В выборке представлены 27 элементов (Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, W, Sn, U, Th, Ga, Tl, Mo, Fb, Zn, Zr, Sr, Ba, Cu, Ti, V, Cr, Ni, Co, F, B, P) и отношение K:Rb. Естественно, в литературных источниках приводились данные не по всем 27 элементам, поэтому выборку следует рассматривать как неполную.

Каждая проба гранитоидов была охарактеризована формулой из пяти членов: 1) петрографический тип гранитоида, 2) формационный тип, 3) тектоно-магматический цикл, 4) стадия тектоно-магматического цикла, 5) петрографическая провинция, где расположен объект.

Петрографические типы гранитоидов и их символы (здесь и далее: в скобках - число проб):  $\phi$  - гранодиориты (195),  $\epsilon$  - граносиениты (49),  $\gamma$  - граниты (480),  $\rho$  - плагиограниты (36),  $\eta$  - лейкократовые граниты (435),  $\zeta$  - щелочные граниты (23).

При определении петрографического типа гранитоидов использовалась принятая в настоящее время классификация [59]. В петрографический тип "граниты" включены биотитовые, биотит-роговообманковые граниты и адамеллиты. К лейкократовым гранитам отнесены мусковит-биотитовые и лейкократовые биотитовые, включая аляскитовые, граниты. Была попытка разделить лейкократовые и аляскитовые граниты, но по литературным данным этого сделать не удалось. В ряде случаев оказалось сложным разделить граниты и щелочные граниты. К последним были отнесены граниты магматического генезиса, содержащие щелочные амфиболы и пироксены. Некоторые исследователи понимают термин "щелочные граниты" шире, и, может быть, поэтому в выборке щелочных гранитов оказалось меньше, чем описывается в литературе. В выборку не включены эгиринрибекит-альбитовые и литионит-альбитовые граниты (апограниты), при формировании которых существенную роль играли метасоматические процессы. В большинстве случаев при составлении формул были использованы названия пород, приводимые в литературных источниках.

Формационные типы: а - габбро-плагиогранитный (7), б - габбро-гранодиоритовый (78), в - габбро-граносиенитовый (II), г - мигматит-гранитоидный (77), д - гранодиорит-гранитный (42I), е - гранит-лейкогранитный (5I4), ж - сиенит-граносиенит-гранитный (II0).

Формационный тип определяет генетически связанную ассоциацию магматических пород. Термины "формационный тип" и "формация" чаще всего рассматриваются как синонимы, хотя им можно придать и разное толкование. Наиболее распространены двух- и трехчленные формационные типы.

Классификации магматических формационных типов посвящены многие работы [57, 77, 83, 89]. Автором за основу взята классификация, принятая составителями "Карты магматических формаций СССР" м-ба I : 2 500 000 [57]. Некоторые изменения сделаны в связи с особенностями выборки анализов. В частности, родственные по генезису мигматит-плагиогранитовая и мигматит-гранитовая формации объединены в мигматит-гранитоидную, так как для корреляционного анализа данных по каждой из этих формаций в отдельности не хватало. Гранит-лейкогранитовая и аляскитовая формации объединены в гранит-лейкогранитный формационный тип, поскольку не удалось расчленить лейкократовые и аляскитовые граниты. Габбро-плагиогранитный формационный тип, относящийся к геосинклинальной стадии, охарактеризован небольшим количеством проб.

Мигматит-гранитоидный формационный тип представляет автохтонные недифференцированные или слабо дифференцированные гранитоиды, связанные с мигматитами. Наряду с гранитами и плагиогранитами в его состав могут входить двуслюдяные граниты, гранодиориты и кварцевые диориты. Габбро-гранодиоритовый и габбро-граносиенитовый формационные типы характеризуют нормальную и щелочную ветви гранитоидов, связанных с габброидами. При их формировании, кроме дифференциации, существенное

влияние имел гибризм, обусловивший большое разнообразие пород. Гранодиорит-гранитный, гранит-лейкогранитный и сиенит-граносиенит-гранитный формационные типы представляют нормальную и щелочную ветви аллохтонных палингенных гранитоидов. Отнесение субщелочных гранитов к той или иной формации зависит от их связи с гранитами или сиенитами. Подробная характеристика формационных типов приведена в объяснительной записке к карте [57].

Тектоно-магматические циклы: П - тектоно-магматические циклы в архее и протерозое до байкальского цикла (I53), Б - байкальский (I4), К - каледонский (I68), Г - герцинский (444), А - альпийский (439). Возрастные границы тектоно-магматических циклов: байкальский - 1000-600 млн лет, каледонский - 600-400, герцинский - 400-250, киммерийский - 250-100, альпийский - 100-0 млн лет [105]. Киммерийский цикл в книге объединен с альпийским.

Стадии тектоно-магматических циклов: 1 - геосинклиальная (5), i - инверсионная (399), в - консолидационная и t - активизации (8I4).

Деление тектоно-магматического цикла на стадии производилось в соответствии с принятым составителями "Карты магматических формаций СССР" [57]. Геосинклиальная стадия является ранней в тектоно-магматическом цикле. В это время преобладали нисходящие движения и происходило заложение первичных или собственно геосинклиальных прогибов. Проявление гранитоидного магматизма было незначительным. Инверсионная стадия в развитии геосинклиналей отвечает переходу от общих нисходящих движений к преобладанию восходящих, сопровождавшихся интенсивной региональной складчатостью и разрывными нарушениями. Гранитоидный магматизм получает достаточно широкое развитие. Для консолидационной стадии, поздней в тектоно-магматическом цикле, типичны сводово-глыбовые движения с образованием крупных разломов. К этой стадии приурочено наиболее интенсивное проявление гранитоидного магматизма. Стадия активизации связана с магматической деятельностью в консолидированных областях. Различают автономную активизацию, не связанную с тектоно-магматическим развитием данного или смежного с ним региона, и отраженную активизацию, сопряженную с тектоно-магматической деятельностью в смежных областях. В последнем случае переход от консолидационной стадии к активизации может происходить без существенного перерыва, и отнесение тех или иных гранитоидов к той или иной стадии бывает спорным. Поэтому в итоге гранитоиды консолидационной стадии и стадии активизации пришлось рассматривать совместно. В конкретных случаях, когда представлялось возможным, в формулах показаны в или t. Описание магматизма на разных стадиях тектоно-магматического цикла можно найти в книге [89].

При определении для формул тектоно-магматического цикла и его стадии наряду с данными из работ, откуда были заимствованы анализы, ис-

пользовались "Карта магматических формаций СССР" и монография [35].

Петрографические провинции. Деление территории Советского Союза на петрографические провинции было взято из [89]:

Древние складчатые области (щиты, кристаллические массивы): Ia - Балтийский, Ib - Украинский, Ic - Воронежский, Id - Анабарский, Ie - Алданский щит и Становая система.

Геосинклинальные складчатые области и системы - фемического типа: IIA - Уральская, IIB - Малокавказская, IIC - Корякско-Камчатская;

салифемического типа: IIIa - Северо-Тяньшаньская, IIIб - Казахская, IIIв - Алтае-Саянская, IIIг - Енисейская, IIIд - Байкальская.

фемисалифического типа: IVa - Карпатская, IVб - Северо-Кавказская, IVв - Южно-Тяньшаньская, IVг - Памирская, IVд - Джунгаро-Балхашская, IVе - Зайсанская, IVж - Забайкальская, IVз - Монголо-Охотская, IVи - Сихотэ-Алиньская; салического типа: Va - Верхояно-Колымская.

Провинции по количественному соотношению в них магматических пород (фемические, салифемические, фемисалифические и салические) в книге не рассматриваются.

Как уже отмечалось, формула состоит из пяти членов. Например,  $\eta$ -е-К-в-IIIa означает, что проба представлена лейкократовым гранитом ( $\eta$ ), относящимся к гранит-лейкогранитному формационному типу (е), образовался гранит во время каледонского тектоно-магматического цикла (К) в консолидационную стадию (в) и находится в Северо-Тяньшаньской провинции (IIIa). С применением формул познакомимся во второй части книги.

Формулы позволили с помощью ЭВМ рассмотреть геохимические особенности гранитоидов отдельных петрографических и формационных типов, а также тектоно-магматических циклов. Трудности с составлением формул к анализам, опубликованным в иностранной литературе, не позволили ввести их в выборку. Независимо от этого благодаря разнообразию геологических условий, в которых формировались гранитоиды Советского Союза и Монголии, их общие особенности можно отнести к глобальным.

По сравнению с предыдущей книгой [3] выборка возрасла от 446 до 1218 проб, количество элементов увеличилось с 17 до 27, кроме того, добавлены формулы гранитоидов. Следует учитывать особенности выборки, которая создавалась прежде всего для изучения редких литофильных элементов, содержание которых, например в гранодиоритах, часто было ниже чувствительности анализа. Такие пробы не включались в выборку, поэтому в ней количество гранодиоритов по отношению к гранитам несколько занижено. Наоборот, количество лейкократовых гранитов оказалось завышенным. Вообще в настоящее время при расчете средних содержания элементов в глобальном масштабе трудно избавиться от многих недостатков. Замечу, что в широко известной сводке по распространенности элементов в горных породах А.П. Виноградова [30] средние содержания элементов в кислых породах рассчитаны по данным, относящимся преимущественно к гранитам с небольшим количеством гранодиоритов.

Средние содержания редких и рудных элементов  
(в г/т) в гранитоидах

Элементы	n	$\bar{\vartheta}_r$	$\overline{\lg \vartheta}_r$	Элементы	n	$\bar{\vartheta}_r$	$\overline{\lg \vartheta}_r$
Li	1013	51	1,55	Zn	781	53	1,66
Rb	1146	226	2,29	Zr	402	141	2,01
Cs	409	8,0	0,77	Sr	493	194	2,07
Be	1004	4,6	0,56	Ba	473	646	2,62
Nb	732	23	1,24	Cu	503	22	1,24
Ta	420	2,7	0,27	Ti	619	1870	3,16
W	373	4,0	0,43	V	428	40	1,42
Sn	1097	6,2	0,67	Cr	370	22	1,19
U	287	3,7	0,45	Ni	432	9,6	0,83
Th	270	20	1,24	Co	430	7,0	0,67
Ga	333	26	1,38	F	807	1100	2,89
Tl	211	1,4	0,04	B	607	17	1,09
Mo	752	1,9	0,17	P	412	456	2,52
Pb	942	30	1,41	K+Rb	887	195	2,243

П р и м е ч а н и е. n - здесь и далее число проб.

Для характеристики средних содержаний элементов пользуются средними арифметическими ( $\bar{\vartheta}$ ) и средними геометрическими ( $\tilde{\vartheta}$ ):

$$\bar{\vartheta} = \frac{\vartheta_1 + \vartheta_2 + \dots + \vartheta_n}{n};$$

$$\tilde{\vartheta} = \sqrt[n]{\vartheta_1 \cdot \vartheta_2 \cdot \dots \cdot \vartheta_n}$$

или в логарифмическом виде

$$\lg \bar{\vartheta} = \lg(\vartheta_1 + \vartheta_2 + \dots + \vartheta_n) - \lg n;$$

$$\lg \tilde{\vartheta} = \frac{\lg \vartheta_1 + \lg \vartheta_2 + \dots + \lg \vartheta_n}{n}.$$

Логарифм среднего геометрического содержания какого-либо элемента равен среднему арифметическому логарифмов содержаний этого элемента, т.е.  $\lg \tilde{\vartheta} = \lg \bar{\vartheta}$ . В табл. I приведены средние арифметические содержания элементов в выборке и средние арифметические логарифмов содержаний. В дальнейшем средние арифметические содержания элементов в гранитоидах ( $\bar{\vartheta}_r$ ) используем при расчете коэффициентов концентрации в отдельных объектах  $K_r = \bar{\vartheta}_I / \bar{\vartheta}_r$  (где  $\bar{\vartheta}_I$  - среднее арифметическое содержания элемента в объекте I), а средние арифметические логарифмов содержаний ( $\overline{\lg \vartheta}_r$ ) - при построении диаграмм, поскольку между элементами обычно бывает логарифмическая зависимость. Коэффициенты концентрации можно рассчитывать и на основе средних геометрических, как это сделано в книге [3].

В тексте и таблицах при необходимости будут применяться следующие символы минералов: Аб — альбит, Амф — амфибол, Бт — биотит, Кв — кварц, Кпш — калиевый полевой шпат, Мк — микроклин, Му — мусковит, Пл — плагиоклаз, Сл — слюда.

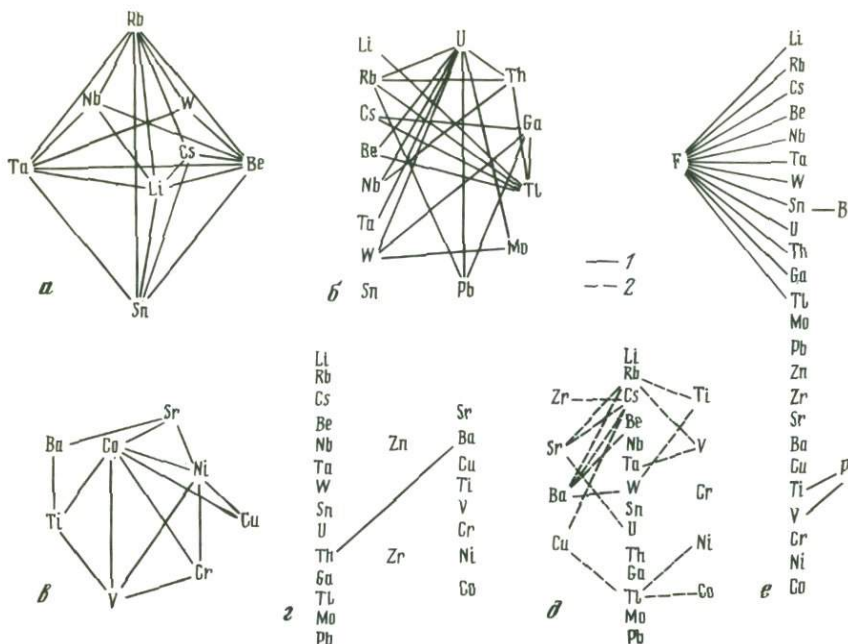
## Г л а в а 2. КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ГРАНИТОИДОВ

Оценка величин выборочных коэффициентов корреляции ( $r_B$ ) между содержаниями редких и рудных элементов в гранитоидах (корреляционная матрица) приведена в табл. 2. Там же указано количество случаев каждой парной корреляции. Анализ корреляционной матрицы был сделан в статье [4], основные положения которой использованы в этой главе.

В дальнейшем будем считать корреляцию высокой при  $r_B \geq |0,6|$ , средней — от  $|0,4|$  до  $|0,6|$ , а вместе, т.е. при  $r_B \geq 0,4$  — повышенной. От  $|0,1|$  до  $|0,4|$  корреляцию будем называть низкой, при  $r_B < |0,1|$  примем, что корреляция отсутствует. Будем использовать 5%-й уровень значимости  $r_B$ , незначимые величины в таблицах, когда не указаны  $r_{B, Kp}$ , заключены в скобки.

Обратимся к корреляционной матрице. По знаку  $r_B$  между отношением  $K : Rb$  и отдельными элементами их можно разбить на три группы. Отрицательную корреляцию имеют  $Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, W, Sn, U, Th, Ga, Ti, Mo, Pb$ ; положительная корреляция у  $Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu, Sr, Ba$ ; корреляция отсутствует у  $Zn$  и  $Zr$ . Элементы, представляющие анионы и называемые в литературе элементами магматических эманаций, летучими или минерализаторами ( $F, B, P$ ), также имеют разные знаки  $r_B$ : фтор — отрицательный, фосфор — положительный, у бора корреляция отсутствует. Известно, что отношение  $K : Rb$  в общем отражает дифференцированность гранитоидов: с усилением дифференцированности величина отношения  $K : Rb$  понижается [3, 106]. Возьмем две частные выборки (табл. 3). Одна из них представляет породы с  $K : Rb > 280$ , т.е. наименее дифференцированные гранитоиды (среднее  $K : Rb$  равно 340). Другая — представляет породы с  $K : Rb < 100$ , т.е. наиболее дифференцированные породы (среднее  $K : Rb$  равно 90). Коэффициент  $K'_K$  показывает на обогащение или обеднение поздних дифференциатов теми или иными элементами. По величине  $K'_K$  (больше, меньше или  $\approx 1$ ) выделяются те же три группы элементов; отсутствие наблюдается лишь у бора. Первой группой элементов ( $Li, Rb, Cs$  и др.) обогащены наиболее дифференцированные гранитоиды, второй ( $Ti, V, Cr$  и др.) — наименее дифференцированные. Дифференцированность гранитоидов связана с кристаллизационной дифференциацией, соответственно с нею связаны две выделенные ассоциации элементов.

Для облегчения анализа корреляционных матриц часто пользуются схемами (графами) с указанием корреляционных связей между элементами. Очевидно, если поместить на одну схему все 27 элементов, то она будет плохо читаема. Поэтому воспользуемся несколькими схемами, на ко-



Р и с. 1. Схемы корреляционных связей между элементами в гранитоидах [4].  $r_B > |0,4|$

1 - положительная корреляция, 2 - отрицательная

торых, исходя из табл. 2, сплошными линиями покажем повышенные положительные корреляционные связи, пунктирными линиями - повышенные отрицательные корреляционные связи (рис. 1).

Первая схема (а) представляет парагенетическую ассоциацию литофильных элементов  $Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, W, Sn$ . Она приводилась и комментировалась в книге [3]. Все элементы ассоциации имеют повышенную отрицательную корреляцию с отношением  $K : Rb$ , между собой у них проявлена преимущественно повышенная корреляция, реже - низкая, положительная. В магматическую стадию для элементов литофильного парагенеза характерно накопление совместно с водой и фтором в остаточных расплавах. При осаждении они в основном распределяются в разных породообразующих и акцессорных минералах. По своим кристаллохимическим свойствам и способности к накоплению в минералах они заметно различаются, и поэтому кристаллохимический и минералогический факторы не являются причиной объединения элементов в парагенетическую ассоциацию.

Вторая схема (см. рис. 1, б) посвящена элементам, сопутствующим литофильной ассоциации. На ней показаны связи  $U, Th, Ga, Tl, Mo, Pb$  между собой и элементами последней. Наиболее отчетливо положительная корреляция с другими элементами выражена у урана, несколько слабее у галлия и еще слабее у остальных. В целом внутренние связи у перечисленных элементов слабее, чем у литофильного парагенезиса, и поэтому

Коэффициенты корреляции между содержаниями редких и рудных элементов

Т а б л и ц а 2

Компоненты	K:Rb	Li	Rb	Ca	Be	Nb	Ta	W	Sn	U	Th	Ga	Tl
K:Rb	1,00	-0,58	-0,93	-0,59	-0,65	-0,56	-0,67	-0,65	-0,46	-0,52	-0,36	-0,31	-0,58
Li	847	1,00	0,58	0,71	0,57	0,42	0,50	0,33	0,58	0,19	(0,07)	0,20	0,41
Rb	887	1004	1,00	0,60	0,67	0,58	0,67	0,63	0,48	0,53	0,46	0,18	0,46
Ca	295	396	408	1,00	0,47	0,16	0,39	0,30	0,57	(0,03)	(-0,09)	0,51	0,63
Be	741	861	972	334	1,00	0,60	0,66	0,55	0,56	0,54	0,37	(-0,06)	0,44
Nb	512	588	702	232	631	1,00	0,80	0,34	0,33	0,45	0,42	(-0,01)	0,25
Ta	338	409	415	163	338	401	1,00	0,49	0,50	0,59	(0,32)	(-0,01)	0,30
W	277	333	334	113	325	162	133	1,00	0,35	0,66	(0,32)	0,40	(0,11)
Sn	824	915	1036	341	915	664	366	324	1,00	0,36	(0,10)	(0,09)	(0,06)
U	162	184	284	124	274	193	17	20	269	1,00	0,52	0,28	(0,20)
Th	144	165	266	111	255	193	16	12	256	257	1,00	0,21	0,44
Ga	239	282	287	129	230	255	183	75	268	61	56	1,00	0,41
Tl	124	210	205	128	183	117	91	78	169	51	51	90	1,00
Mo	493	573	683	209	616	538	296	239	684	177	157	242	115
Pb	687	748	870	239	780	605	308	308	868	210	195	322	154
Zn	550	605	711	178	651	472	248	287	706	181	171	272	142
Zr	330	340	354	98	291	322	200	83	363	86	86	250	57
Sr	459	460	482	123	401	251	197	198	463	42	39	147	54
Ba	433	434	447	105	386	249	194	198	440	24	21	199	61
Cu	318	326	435	66	366	390	206	94	466	133	132	213	31
Ti	547	549	568	159	488	377	200	133	563	150	149	280	84
V	349	351	367	132	298	296	208	101	395	56	57	253	57
Cr	309	306	320	106	245	256	173	90	347	36	37	221	32
Ni	365	365	381	105	308	308	183	96	401	47	47	219	31
Co	364	363	381	106	305	304	195	98	399	40	40	225	36
F	690	787	792	289	680	426	338	286	760	128	112	188	162
B	483	562	563	267	485	279	243	230	581	99	86	186	113
P	338	379	397	131	343	245	104	90	393	120	116	170	57

Т а б л и ц а 2 (окончание)

Компоненты	Mo	Pb	Zn	Zr	Sr	Ba	Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	F	B	P
K:Rb	-0,24	-0,38	0,09	(0,09)	0,46	0,58	0,14	0,45	0,40	0,22	0,18	0,22	-0,59	-0,09	0,34
Li	0,14	0,26	(-0,04)	(0,03)	-0,14	-0,33	-0,17	-0,18	-0,19	(-0,07)	(-0,04)	(-0,10)	0,54	0,31	(0,03)
Rb	0,25	0,42	-0,15	(0,06)	-0,46	-0,47	-0,16	-0,43	-0,56	-0,23	-0,26	-0,31	0,60	0,10	-0,33
Ca	-0,15	0,30	(-0,08)	-0,56	-0,54	-0,50	-0,52	-0,36	(-0,09)	(-0,09)	(-0,03)	-0,34	0,44	0,25	0,21
Be	0,26	0,31	-0,12	0,17	-0,23	-0,39	-0,13	-0,23	-0,38	(-0,12)	(-0,03)	(-0,08)	0,50	0,31	(-0,05)
Nb	0,29	0,14	(0,03)	0,30	-0,17	-0,20	0	-0,25	-0,38	-0,25	(-0,03)	(-0,09)	0,48	0,21	-0,31
Ta	0,27	(0,08)	(-0,07)	0,22	-0,22	-0,39	-0,14	-0,31	-0,41	-0,25	(-0,14)	-0,20	0,45	0,24	(-0,06)
W	0,47	0,28	0	(-0,09)	-0,32	-0,40	(0,07)	-0,42	(-0,09)	(-0,01)	(-0,06)	(-0,14)	0,57	0,17	-0,25
Sn	0,14	0,31	(0,05)	(0,06)	-0,27	-0,33	-0,22	-0,14	-0,22	(-0,05)	-0,11	-0,18	0,41	0,41	0,15
U	0,43	0,49	(-0,10)	(0,12)	-0,63	(-0,08)	-0,23	-0,23	(-0,25)	0	(0,11)	(-0,03)	0,65	(0,05)	(-0,07)
Th	(0,15)	0,32	-0,19	0,22	(-0,15)	0,59	(-0,16)	(-0,10)	-0,28	(-0,29)	(-0,12)	(-0,15)	0,54	-0,24	(-0,07)
Ga	(-0,06)	0,48	0,21	(-0,01)	-0,33	-0,17	-0,19	-0,14	(-0,02)	0,15	(-0,10)	-0,14	0,44	(0,02)	-0,18
Tl	(0,04)	0,31	(-0,11)	(-0,09)	-0,33	(-0,23)	-0,70	(-0,17)	(-0,09)	(-0,11)	-0,48	-0,45	0,41	-0,21	0,39
Mo	1,00	(0,06)	0,12	0,31	(-0,02)	(0,02)	0,28	(0,09)	(-0,11)	(-0,06)	(0,05)	(-0,06)	0,29	0,17	-0,23
Pb	673	1,00	0,15	(-0,09)	-0,19	-0,15	-0,22	-0,23	-0,17	(-0,07)	-0,15	-0,16	0,15	-0,16	(-0,10)
Zn	546	769	1,00	0,25	(0,10)	0,26	0	0,26	(0,06)	(-0,02)	(-0,02)	0,22	0,16	-0,19	0,27
Zr	273	356	270	1,00	0,25	0,25	0,17	0,30	(-0,05)	(0,02)	0,28	0,22	(0,10)	0,25	(0,04)
Sr	278	431	358	214	1,00	0,81	0,22	0,35	0,24	0,18	0,43	0,44	-0,19	0,20	0,16
Ba	252	416	380	224	413	1,00	0,28	0,45	0,27	0,13	0,33	0,35	-0,22	(-0,04)	0,25
Cu	423	483	449	256	197	208	1,00	0,30	0,38	0,29	0,42	0,43	(-0,08)	(0,11)	(0,11)
Ti	348	503	402	330	266	285	318	1,00	0,47	0,37	0,37	0,49	-0,23	(0,03)	0,51
V	304	409	360	296	248	273	323	316	1,00	0,42	0,42	0,54	-0,15	(0,09)	0,43
Cr	256	351	310	261	243	257	280	254	351	1,00	0,46	0,45	(-0,01)	0,15	0,20
Ni	341	415	368	262	236	247	337	323	352	334	1,00	0,63	-0,18	0,23	0,21
Co	334	411	366	269	249	256	341	323	370	334	404	1,00	-0,16	(0,08)	0,28
F	437	580	476	259	384	370	258	408	374	241	260	259	1,00	0,09	-0,14
B	297	452	367	214	312	303	226	307	248	218	208	209	532	1,00	0,17
P	191	332	247	206	179	189	181	411	183	141	183	188	294	227	1,00

Примечание. В верхней правой половине таблицы - парные коэффициенты корреляции, в нижней левой - числ. количество анализов; здесь и далее при расчете корреляции использованы логарифмы содержаний компонентов.

Сравнение содержания элементов (в г/т) в наименее и наиболее дифференцированных гранитоидах

Параметры	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	W	Sn	U	Th	Ga	Tl	Mo	Pb
$\bar{\Sigma}_1$ при (K:Rb) =340	23	90	3,5	2,3	12	1,2	2,0	3,7	2,0	14	25	1,1	1,5	20
$\bar{\Sigma}_2$ при (K:Rb) = 90	107	480	18	8,9	40	6,7	9,5	12	8,0	28	34	2,8	3,0	43
$K'_K = \bar{\Sigma}_2/\bar{\Sigma}_1$	4,7	5,3	5,1	3,9	3,3	5,6	4,7	3,2	4,0	2,0	1,4	2,5	2,0	2,15

Параметры	Zn	Zr	Sr	Ba	Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	F	B	P
$\bar{\Sigma}_1$ при (K:Rb) =340	57	125	334	1030	23	2540	63	26	13	11	566	15,5	585
$\bar{\Sigma}_2$ при (K:Rb) = 90	54	136	74	229	15	890	19	11	5,2	4,4	2635	29,5	329
$K'_K = \bar{\Sigma}_2/\bar{\Sigma}_1$	0,95	1,1	0,22	0,22	0,65	0,35	0,42	0,40		4,7		1,9	0,56
							0,30			0,40			

назовем их спутниками. Они неоднородны по своим физико-химическим свойствам, к ним относятся как литофильные, так и халькофильные элементы, но у всех в той или иной степени проявлена тенденция к накоплению в остаточном расплаве и поздних гранитоидах.

Среди элементов, имеющих положительную корреляцию с отношением K : Rb, устойчивыми в основном средними корреляционными связями между собой, выделяются Ti, V, Cr, Ni, Co, которые объединяются в сидерофильную парагенетическую ассоциацию. В качестве спутников выступают Sr, Ba, и Cu. На третьей схеме (см. рис. 1, в) отражены связи в этой группе элементов, наиболее выраженные у Ni и Co.

Для элементов сидерофильного парагенезиса (Ti, V, Cr, Ni, Co) характерно комплексобразование с хлором, сравнительно слабое и необеспечивающее накопление в остаточном расплаве, и близость кристаллохимических свойств, в частности величин ионных радиусов, способствующая изоморфизму с железом и магнием и совместному накоплению в темноцветных минералах. Sr и Ba по кристаллохимическим и физико-химическим свойствам существенно отличаются от элементов сидерофильного парагенезиса, но их сближает отчетливо выраженная тенденция к осаждению при кристаллизационной дифференциации и обогащению ранних гранитоидов. У Cu эта тенденция выражена слабее, но проявлено кристаллохимическое сходство с ассоциацией сидерофильных элементов, что обеспечивает устойчивые положительные связи с ними.

Zn и Zr являются нейтральными по отношению к кристаллизационной дифференциации и соответственно к литофильному и сидерофильному парагенезисам. Четвертая схема (см. рис. I, г) приведена, чтобы показать возможные положительные связи нейтральных элементов с другими элементами (кроме F, B и P), а также положительные связи между элементами литофильного и сидерофильного парагенезиса, включая спутники. В нашем случае имеется одна такая связь между торием и барием и то непредставительная, поскольку в расчете участвовала всего 2I проба.

Если на предыдущих схемах показаны только положительные связи, то на пятой схеме (см. рис. I, д) – только отрицательные. В сочетании с корреляционной матрицей можно констатировать, что между литофильным и сидерофильным парагенезисами, включая спутники, типична средняя и преимущественно низкая отрицательная корреляция, отражающая различия в накоплении при кристаллизационной дифференциации. Парагенезисы, разделенные отрицательной корреляцией, будем называть антиподами. Иногда такие парагенезисы называют антагонистами. Но антагонисты – противники, а мы имеем дело с ассоциациями, обладающими не исключаящими друг друга свойствами, хотя и противоположными.

Шестая схема (см. рис. I, е) отведена фтору, бору и фосфору. На ней приводятся как положительные, так и отрицательные связи этих элементов с остальными. В данном случае повышенные отрицательные связи отсутствуют. Фтор отчетливо связан с литофильным парагенезисом и является его спутником. Не столько схема, сколько корреляционная матрица позволяют отнести фосфор к спутникам сидерофильного парагенезиса. У бора заметна корреляционная связь с литием, бериллием и оловом, проявляющимися в некоторых регионах тенденцию к совместному с бором накоплению [3]. Но в целом бор является нейтральным элементом.

Таким образом, кристаллизационную дифференциацию в глобальном масштабе характеризуют отношение K : Rb, литофильный парагенезис – Li, Cs, Be, Nb, Ta, W, Sn, Rb, со спутниками – U, Th, Ga, Tl, Mo, Pb, F и его антипод сидерофильный парагенезис – Ti, V, Cr, Ni, Co со спутниками – Cu, Sr, Ba, P. К нейтральным относятся Zn, Zr, B.

С построением схем (см. рис. I) происходит переход от парных корреляций к многокомпонентным системам. Существует мнение, что образование многокомпонентных ассоциаций элементов не регулируется какими-либо формальными закономерностями. В действительности это не так, что можно показать с помощью правил коэффициентов корреляции (правил  $r_B$ ), доказанных автором в статье [4].

Суть их состоит в следующем. Если в трехкомпонентной системе коэффициенты парной корреляции равны +I или -I, то согласно правила знаков  $r_B$  возможны следующие сочетания по знакам  $r_B$ : +, +, +; +, -, -; и невозможны: -, -, -; +, +, -. Если в трехкомпонентной системе коэффициенты парной корреляции равны 0 или принимают значения +I или -I, то согласно правилу нулевых значений  $r_B$  возможны сочетания: 0, 0, 0;

0, 0, +; 0, 0, - и невозможны: 0, +, +; 0, -, +; 0, -, -. На трехкомпонентных диаграммах с проекциями обобщенных линий (MN) показаны возможные сочетания по знакам  $r_B$  (рис. 2, а). Другие сочетания невозможны.

Поскольку от парных корреляций к многокомпонентным системам типа изображенных на рис. 1 переход осуществляется через трехкомпонентные системы, то правила  $r_B$  должны соблюдаться и в многокомпонентных системах. Хотя в правиле знаков говорится о  $r_B$ , равных +1 или -1, рассмотрение корреляционной матрицы гранитоидов (см. табл. 2) показывает, что обычно, когда между тремя компонентами наблюдается повышенная корреляция ( $r_B > 0,4$ ), правило соблюдается.

С помощью правил  $r_B$  рассмотрим три крайних типа систем.



I. Многокомпонентных ассоциаций в системе нет, компоненты обособлены или имеются парные парагенезисы (рис. 2, б, I). Такое типично для системы, в которой главный фактор отсутствует, действие других факторов разнородно, также как разнородны свойства отдельных компонентов или пар компонентов.

II. В системе присутствуют две или несколько многокомпонентных парагенетических ассоциаций, не связанных между собой (см. рис. 2, б, II). В такой системе действуют два или несколько независимых факторов, и каждая ассоциация связана со своим фактором.

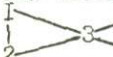
III. Все компоненты взаимосвязаны ( $|r_B| \gg 0$ ). Согласно правил  $r_B$  в такой системе возможны или одна многокомпонентная парагенетическая ассоциация, или две ассоциации, разделенные отрицательной корреляцией, т.е. являющиеся антиподами (см. рис. 2, б, III). Примем, что на рис. 2б, III между компонентами 3 и 7 имеется положительная корреляция. Тогда, согласно правил  $r_B$ , у компонента 7 будет положительная корреляция с компонентами 1 и 2 и отрицательная корреляция с компонентами 4, 5 и 6. Если мы и дальше будем добавлять в систему компоненты на том же условии (т.е. известна их корреляция, хотя бы с одним компонентом), то существующие ассоциации будут увеличиваться, но третьей ассоциации не возникнет.

В системе III типа действует один фактор (или существует главный фактор среди остальных) при противоположном влиянии на каждую из двух ассоциаций.

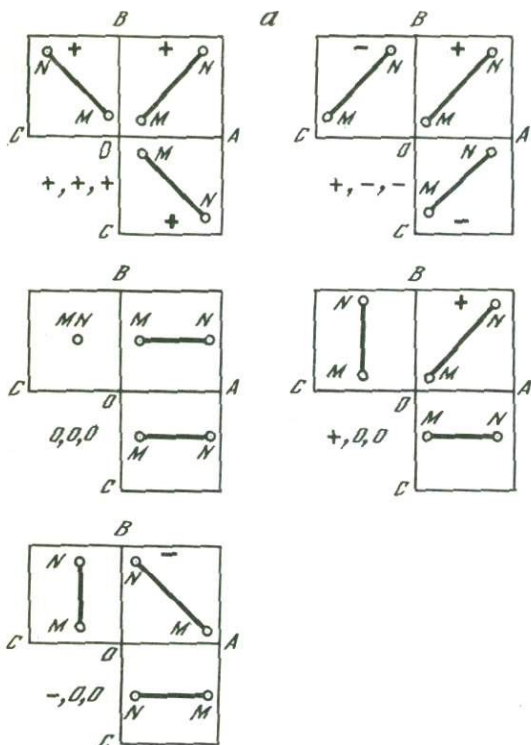
Имеются и отступления от правил  $r_B$ . Наиболее частая причина отступлений связана с наложением ассоциаций компонентов, связанных с разными факторами, когда в этих ассоциациях присутствует один или несколько одинаковых компонентов. Например, в двух трехкомпонентных ассоциациях а) и б), связанных с разными факторами, находится компонент 3:

а)  3; б)  1. Тогда в корреляционной матрице из-за наложения

ассоциаций будет наблюдаться отступление от правил  $r_B$  (0, +, +):

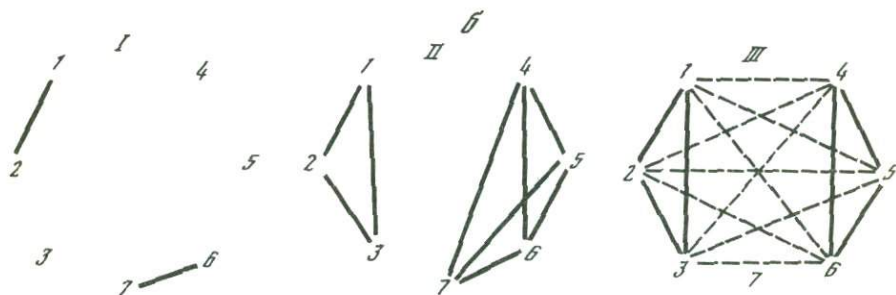
 1. Очевидно, что вероятность отступлений от правил  $r_B$

увеличивается в системах I и II типа, где действуют равносильные не-



Р и с. 2. Корреляционные связи между компонентами

$\Gamma_B$  - зависимость знаков в трехкомпонентных системах (A, B, C);  $\sigma$  - ассоциации элементов в системах I, II и III типа  
 условные обозначения см. на рис. 1



зависимые факторы. Отступления от правил  $\Gamma_B$  могут быть связаны с неполнотой выборки [4].

Три выделенных типа систем представляют крайние случаи. Реальные системы чаще всего бывают смешанного типа. Гранитоиды в глобальном масштабе, как геохимическая система, ближе всего к третьему типу. В ней присутствуют две многокомпонентные парагенетические ассоциационно-антиподы, указывающие на существование главного фактора, которым является кристаллизационная дифференциация. Как фрагмент системы первого типа находятся нейтральные элементы.

### Глава 3. ПОКАЗАТЕЛИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ

В этой главе кристаллизационная дифференциация рассматривается на уровне статистической модели. Модель не отражает всего разнообразия формирования гранитоидов, например многостадийности процесса и т.п. она исходит из того, что граниты образовывались при кристаллизации расплава и что поведение элементов определялось особенностями их распределения между расплавом и образующейся породой, т.е. величинами комбинированных коэффициентов распределения ( $K_3$ ):

$$K_3 = C_3^B / C_3^A,$$

где  $C_3^B$  — концентрация элемента в образующейся твердой фазе,  $C_3^A$  — концентрация элемента в расплаве, который реагирует с твердой фазой.

Естественно, что для характеристики процесса информация о величинах  $K_3$  представляет большой интерес. Имеющиеся в литературе данные получены при экспериментальном изучении распределения элементов между расплавом и некоторыми минералами и преимущественно при сравнении содержания элементов во вкрапленниках и основной массе в кислых вулканических породах. Опубликована сводная работа с материалами по количественной оценке коэффициентов распределения редких элементов в магматических породах со ссылками на литературные источники [17]. Приведенные в ней сведения к гранитам имеют лишь косвенное отношение. Они показывают, что в однотипных породах наблюдаются значительные колебания величин коэффициентов распределения.

Непосредственно определить комбинированные коэффициенты распределения для гранитоидного процесса невозможно. Делаются попытки использовать с этой целью статистический материал. Автор также выступил с предложением [5], которое в более подробном виде будет рассмотрено ниже. Очевидно, что в этом случае может идти речь не о собственно коэффициенте распределения, а о его смысловом аналоге. Назовем такой аналог показателем распределения  $P_3$ .

При определении  $K_3$  в физико-химических и геохимических исследованиях нередко применяют модель фракционной кристаллизации Релея. Известно, что фракционная кристаллизация представляет процесс, при котором кристаллизующийся расплав реагирует лишь с вновь образующейся твердой фазой; ранее образовавшаяся твердая фаза в реакции не участвует, состав ее не изменяется. В природе такой процесс может проявиться при гравитационном отделении кристаллов или при отжимании остаточного расплава. Наиболее простая модель фракционной кристаллизации описывается уравнением Релея

$$C_3^B = C_3^O \cdot K_3 \left(1 - \frac{M^B}{M}\right)^{K_3 - 1} \quad (2)$$

$$\text{или } \lg C_3^B = (K_3 - 1) \cdot \lg \left(1 - \frac{M^B}{M}\right) + \lg C_3^O \cdot K_3, \quad (2a)$$

где  $M$  — общая масса системы;  $M^B$  — масса выделившейся из расплава

твердой фазы;  $C_3^0$  – средняя концентрация элемента для системы в целом.

По уравнению Релея можно судить об условиях и допущениях, при которых в данной модели рассматривается фракционная кристаллизация. Принимается, что средняя концентрация элемента в системе и коэффициент распределения элемента в процессе кристаллизации остаются постоянными. Твердая фаза может быть одноминеральной или состоять из нескольких минералов, тогда количественное соотношение между минералами в ходе кристаллизации также остается постоянным.

Представим себе начало кристаллизации, когда в системе, целиком сложеной расплавом, выделяется самая первая твердая фаза. В этом случае из уравнения (2) получаем

$$K_3 = C_3^{\text{нач}} / C_3^0 \text{ или } \lg K_3 = \lg C_3^{\text{нач}} - \lg C_3^0, \quad (3)$$

Для модели гранитоидов примем те же допущения, что и в модели Релея. В качестве индикатора кристаллизационной дифференциации будем использовать отношение  $K : Rb$ , а изменение содержания элементов в породе в ходе процесса будем рассматривать в функциональной зависимости от этого отношения. Такая зависимость устанавливается с помощью выборочных уравнений регрессии

$$\bar{y}_x - \bar{y} = r_B \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x - \bar{x}), \quad (4)$$

где  $\bar{y}_x$  – условное среднее содержание  $y$ , являющегося функций  $x$ ;  $\bar{x}$  и  $\bar{y}$  – выборочные средние  $x$  и  $y$ ;  $\sigma_x$  и  $\sigma_y$  – выборочные средние квадратичные отклонения.

Уравнение (4) можно записать в виде уравнения прямой линии

$$\bar{y}_x = ax + b, \quad (5)$$

где  $a$  – угловой коэффициент (коэффициент регрессии);  $a = r_B \frac{\sigma_y}{\sigma_x}$ ;  $b = \bar{y} - a\bar{x}$ .

Примем в модели гранитоидов обозначения, соответствующие модели Релея, с которой в этой главе будем иметь дело:  $C_3$  – содержание элемента в породе;  $C_K : C_{Rb}$  – отношение  $K : Rb$  в породе.

Если  $x = \lg(C_K : C_{Rb})$   $y_x = \lg C_3$  то уравнение (5) примет вид

$$\lg C_3 = a \lg(C_K : C_{Rb}) + b. \quad (6)$$

Выборочные уравнения регрессии (6) характеризуют функциональную зависимость элементов от отношения  $K : Rb$  в среднем для системы. В модели гранитоидов при сделанных допущениях они справедливы от начала до конца кристаллизации расплава. Хотя модель фракционной кристаллизации не идентична модели гранитоидов, построенной на статистической основе, есть такое состояние, при котором первую модель можно совместить со второй – это упоминавшееся выше начало кристаллизации, когда в системе, целиком сложеной расплавом, выделяется самая первая твердая фаза. Прием с использованием начального состояния систем применялся в [126] для сравнения уравнений, характеризующих модели разных процессов.

Запишем уравнение (6) для начального и среднего содержания элемента Э и начального и среднего значений отношения  $K : Rb$ . Вычтем второе уравнение из первого

$$\begin{aligned} \lg C_{\text{Э}}^{\text{нач}} &= a \lg(C_K : C_{Rb})^{\text{нач}} + b \\ - \lg C_{\text{Э}} &= a \lg(C_K : C_{Rb}) + b \\ \hline \lg C_{\text{Э}}^{\text{нач}} - \lg C_{\text{Э}} &= a \cdot [\lg(C_K : C_{Rb})^{\text{нач}} - \lg(C_K : C_{Rb})]. \quad (7) \end{aligned}$$

По аналогии с уравнением (3) запишем  $\lg \Pi_{\text{Э}} = \lg C_{\text{Э}}^{\text{нач}} - \overline{\lg C_{\text{Э}}}$  и  $\lg \Pi_{K:Rb} = \lg(C_K : C_{Rb})^{\text{нач}} - \overline{\lg(C_K : C_{Rb})}$ . Тогда из уравнения (7) получаем

$$\lg \Pi_{\text{Э}} = a \cdot \lg \Pi_{K:Rb} \quad (8)$$

и выборочное уравнение регрессии (6) при  $a = \lg \Pi_{\text{Э}} / \lg \Pi_{K:Rb}$  и  $b = \overline{\lg C_{\text{Э}}}$

$\lg \Pi_{\text{Э}} \cdot \overline{\lg(C_K : C_{Rb})}$  примет вид

$$\lg \Pi_{K:Rb} \cdot \lg C_{\text{Э}} = \frac{\lg \Pi_{\text{Э}}}{\lg \Pi_{K:Rb}} \cdot \lg(C_K : C_{Rb}) + \overline{\lg C_{\text{Э}}} - \frac{\lg \Pi_{\text{Э}}}{\lg \Pi_{K:Rb}} \cdot \overline{\lg(C_K : C_{Rb})}. \quad (9)$$

Выборочные уравнения регрессии (в обычном их виде) для элементов, имеющих повышенную корреляцию с отношением  $K : Rb$  ( $r_B > |0,4|$ ), приведены в табл. 4.

Чтобы с помощью уравнения (8) определить  $\Pi_{\text{Э}}$ , нужно знать  $a$  и  $\lg \Pi_{K:Rb} = \lg(C_K : C_{Rb})^{\text{нач}} - \overline{\lg(C_K : C_{Rb})}$  или  $\Pi_{K:Rb} = (C_K : C_{Rb})^{\text{нач}} / \overline{(C_K : C_{Rb})}$ .

Величины  $a$  имеются в табл. 4,  $\overline{\lg(C_K : C_{Rb})} = 2,243$  (см. табл. 1) и соответственно  $\overline{(C_K : C_{Rb})} = 175$ . Необходимо найти величину  $K : Rb$  в начале кристаллизационной дифференциации.

Геохимические наблюдения показывают, что эффект кристаллизационной дифференциации затухает в интервале  $K : Rb = 300-400$ . Для иллюстрации на рис. 3 приведена диаграмма зависимости содержания  $Rb$  в гранитах от величины  $K : Rb$ . Условно можно принять, что кристаллизационная дифференциация началась при  $K : Rb = 350$ , т.е.  $(C_K : C_{Rb})^{\text{нач}} = 350$ . Тогда  $\Pi_{K:Rb} = 350/175 = 2,0$  и  $\lg \Pi_{K:Rb} = 0,3$ . В соответствии с этим уравнение (8) запишем в виде

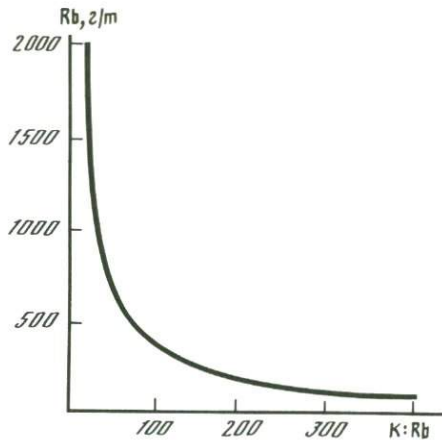
$$\lg \Pi_{\text{Э}} = 0,3 a \quad (10)$$

С использованием уравнения (10) рассчитаны показатели распределения элементов, которые показаны в табл. 5. Там же приведены величины  $\Pi_{\text{Э}}$ , рассчитанные из предположения, что кристаллизационная дифференциация началась при  $(C_K : C_{Rb})^{\text{нач}} = 300$  и 400. Для элементов литофильного парагенезиса различия между полученными цифрами незначительные, не меняют общей картины и в дальнейшем мы будем исходить из  $(C_K : C_{Rb})^{\text{нач}} = 350$ .

Сравним статистическую модель гранитоидов с моделью фракционной

Выборочные уравнения регрессии и стандартные обобщенные уравнения

x	y	n	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\sigma_x$	$\sigma_y$	$r_B$	Выборочные уравнения регрессии, г/т	Стандартные обобщенные уравнения, г/т
lg (K:Rb)	lgLi	847	2,24	1,58	0,21	0,37	-0,58	lgLi=-1,02lg(K:Rb) +3,86	lgLi= -1,76 lg(K:Rb)+5,52
	lgRb	887	2,24	2,31	0,21	0,24	-0,93	lgRb=-1,06lg(K:Rb) +4,68	lgRb= -1,14lg(K:Rb)+4,86
	lgCs	295	2,22	0,81	0,19	0,34	-0,59	lgCs=-1,06lg(K:Rb) +3,16	lgCs= -1,79lg(K:Rb)+4,78
	lgBe	741	2,23	0,61	0,21	0,28	-0,65	lgBe=-0,87lg(K:Rb) +2,55	lgBe= -1,33lg(K:Rb)+3,57
	lgNb	512	2,225	1,24	0,22	0,33	-0,56	lgNb=-0,84lg(K:Rb) +3,11	lgNb= -1,50lg(K:Rb)+4,57
	lgTa	338	2,24	0,25	0,22	0,38	-0,67	lgTa=-1,16lg(K:Rb) +2,85	lgTa= -1,73lg(K:Rb)+4,12
	lgW	277	2,18	0,45	0,22	0,38	-0,65	lgW= -1,12lg(K:Rb) +2,89	lgW = -1,73lg(K:Rb)+4,22
	lgSn	824	2,25	0,71	0,21	0,31	-0,48	lgSn -0,71lg(K:Rb) +2,31	lgSn= -1,48lg(K:Rb)+4,02
	lgF	690	2,24	2,91	0,21	0,35	-0,59	lgF= -0,98lg(K:Rb) +5,11	lgF= -1,67lg(K:Rb)+6,64
	lgTi	547	2,22	3,15	0,20	0,35	0,45	lgTi= 0,79lg(K:Rb) +1,40	lgTi= 1,75lg(K:Rb)-0,74
	lgV	349	2,32	1,43	0,19	0,41	0,40	lgV= 0,86lg(K:Rb) -0,68	lgV = 2,16lg(K:Rb)-3,58
	lgSr	459	2,29	2,06	0,20	0,47	0,46	lgSr= 1,08lg(K:Rb) -0,49	lgSr= 2,35lg(K:Rb)-3,32
	lgBa	433	2,28	2,61	0,195	0,44	0,58	lgBa= 1,31lg(K:Rb) -0,43	lgBa= 2,26lg(K:Rb)-2,54



Р и с. 3. Зависимость между содержанием рубидия и отношением  $K : Rb$  в гранитоидах

кристаллизации Релея, предварительно проведя некоторые операции с уравнением (2).

Записав уравнение (2) для  $K$  и  $Rb$  и разделив первое на второе, получим уравнение для отношения этих элементов

$$C_K^B : C_{Rb}^B = (C_K^O : C_{Rb}^O) \cdot (K_K : K_{Rb}) \cdot (1 - M^B/M)^{K_K - K_{Rb}} \quad (II)$$

$$\text{или } \lg(C_K^B : C_{Rb}^B) = (K_K - K_{Rb}) \cdot \lg(1 - M^B/M) + \lg(C_K^O : C_{Rb}^O) \cdot (K_K : K_{Rb}) \quad (IIa)$$

Решая совместно уравнение (2a) для элемента Э и уравнение (IIa) для отношения  $K : Rb$  и исключая  $1 - \frac{M^B}{M}$ , получим уравнение, похожее на уравнение регрессии:

$$\lg C_{\text{Э}}^B = \frac{K_{\text{Э}} - I}{K_K - K_{Rb}} \cdot \lg(C_K^B : C_{Rb}^B) + \lg C_{\text{Э}}^O \cdot K_{\text{Э}} - \frac{K_{\text{Э}} - I}{K_K - K_{Rb}} \cdot \lg \frac{C_K^O \cdot K_K}{C_{Rb}^O \cdot K_{Rb}} \quad (I2)$$

$$\text{т.е. } \lg C_{\text{Э}}^B = \alpha \lg(C_K^B : C_{Rb}^B) + \beta, \quad (I3)$$

$$\text{где } \alpha = \frac{K_{\text{Э}} - I}{K_K - K_{Rb}} \quad \text{или } K_{\text{Э}} = \alpha (K_K - K_{Rb}) + I; \quad (I4)$$

$$\beta = \lg C_{\text{Э}}^O \cdot K_{\text{Э}} - \frac{K_{\text{Э}} - I}{K_K - K_{Rb}} \cdot \lg \frac{C_K^O \cdot K_K}{C_{Rb}^O \cdot K_{Rb}}$$

## Показатели распределения элементов

Компонент	Li	Rb	Cs	Be	Nb
a	-1,02	-1,06	-1,06	-0,87	-0,84
$\Pi_3$	0,49	0,48	0,48	0,55	0,56
	0,57; 0,43	0,56; 0,42	0,56; 0,42	0,63; 0,49	0,64; 0,50

Компонент	Ta	W	Sn	F	Ti
a	-1,16	-1,12	-0,71	-0,98	0,79
$\Pi_3$	0,45	0,46	0,61	0,51	1,73
	0,54; 0,38	0,55; 0,39	0,68; 0,56	0,59; 0,45	1,53; 1,92

Компонент	V	Sr	Ba
-a	0,86	1,08	1,31
$\Pi_3$	1,81	2,11	2,47
	1,59; 2,02	1,79; 2,44	2,02; 2,94

Примечание. В числителе  $\Pi_3$  рассчитаны при  $(C_K : C_{Rb})^{нач} = 350$ ; в знаменателе — при  $(C_K : C_{Rb})^{нач} = 300$  и 400.

С помощью уравнения (IIa) не сложно определить зависимость  $C_K : C_{Rb}$  от  $I - \frac{M^B}{M}$  и сделать подстановку в уравнение (2a) отношения  $C_K : C_{Rb}$  вместо  $I - \frac{M^B}{M}$ . Но следует учитывать, что после этого полученное уравнение (I2) не превратится в выборочное уравнение регрессии, а останется по-прежнему уравнением модели Релея. Также, сделав подстановку  $I - \frac{M^B}{M}$  вместо  $C_K : C_{Rb}$  в уравнение регрессии (9), мы не получим модель Релея.

Для сравнения особенностей изменения содержания элементов в модели гранитоидов ( $C_3$ ) и модели Релея ( $C_3^B$ ) примем, что средние содержания элементов, а также  $P_3$  и  $K_3$  в этих моделях одинаковы ( $\tilde{C}_3 = C_3^0$  и  $P_3 = K_3$ ). Мы уже отмечали, что имеется такое состояние, при котором одну модель можно совместить с другой, а именно, начало кристаллизации с выделением самой первой твердой фазы. Во всех остальных состояниях (кроме  $P_3 = K_3 = 1$ ) в общем случае модели несовместимы. Это объясняется прежде всего тем, что в модели гранитоидов средние содержания элементов ( $C_3 = \tilde{C}_3$ ) связаны со средним значением  $K : Rb$  ( $C_K : C_{Rb}$ ) вне зависимости от  $P_3$ , в чем нетрудно убедиться, сделав подстановку  $\lg(C_K : C_{Rb})$  вместо  $\lg(C_K : C_{Rb})$  в уравнение (9). А в уравнении модели Релея средние содержания элементов в твердой фазе ( $C_3^B = C_3^0$ ) достигаются в зависимости от величин  $K_3$  при разных значениях  $I - \frac{M_B}{M}$  (2а) или  $C_K : C_{Rb}$  (12). В этом причина отличия угловых коэффициентов  $a$  и  $\alpha$  в уравнениях (6) и (13).

Соотношение уравнений, характеризующих модель гранитоидов и модель Релея, явилось предметом дискуссии между мною и И.Д. Рябчиковым [5, 101]. И.Д. Рябчиков [100] считает, что угловые коэффициенты  $a$  и  $\alpha$  в уравнениях (6) и (13) равны между собой, против чего я возражаю. В ответе на мои замечания И.Д. Рябчиков остался на прежней позиции. Приводимые им расчеты справедливы для уравнения Релея, но не имеют отношения к модели гранитоидов и критикуемому им уравнению (8) [101].

Чтобы определить сходимость и различия в величинах  $\alpha$  и  $a$ , примем в модели Релея и модели гранитоидов  $K_{Rb} = P_{Rb} = 0,48$ ;  $K_{K : Rb} = P_{K : Rb} = 2,0$ . С помощью  $K_{K : Rb} = K_K / K_{Rb}$  находим для калия  $K_K = P_K = 0,96$ . Задавая  $K_3$  и  $P_3$  значения от 0,2 до 2,5 с использованием уравнений  $\alpha = \frac{(K_3 - 1)}{(K_K - K_{Rb})}$  и  $a = \lg P_3 / \lg K_{K : Rb}$  определим величины  $\alpha$  и  $a$ . Результаты расчетов приведены в табл. 6 и на рис. 4. Они показывают, что в интервале  $K_3 = P_3 = 0,4 - 1,1$  сходимость  $\alpha$  и  $a$  вполне удовлетворительная и, следовательно, установленные для элементов литофильного парагенезиса показатели распределения:  $P_{Li} = 0,49$ ;  $P_{Rb} = 0,48$ ;  $P_{Cs} = 0,48$ ;  $P_{Be} = 0,55$ ;  $P_{Nb} = 0,56$ ;  $P_{Ta} = 0,45$ ;  $P_W = 0,46$ ;  $P_{Sn} = 0,61$ ;  $P_F = 0,51$ , отражают не только особенности модели гранитоидов, но и модели фракционной кристаллизации.

При  $P_3 < 0,4$  и  $P_3 > 1,1$  различия между  $\alpha$  и  $a$  становятся существенными. Тем не менее сравнение между собой разных элементов с использованием величин угловых коэффициентов  $a$  может дать информацию о приближенной величине комбинированных коэффициентов распределения и, в частности, расположить элементы в ряд по возрастанию (или убыванию)  $K_3$ .

При кристаллизационной дифференциации  $K_3$  элементов литофильного парагенезиса был устойчиво меньше 1, что приводило к их накоплению в поздних дифференциатах,  $K_3$  элементов сидерофильного парагенезиса был устойчиво больше 1, что вызывало накопление элементов в ранних гранитоидах.

Зависимость  $\alpha$  и  $a$  от величины коэффициентов и показателей распределения элементов  $K_3, P_3$

Угловые коэффициенты	0,2	0,4	0,47	0,6	0,8	1,0	1,1	1,2	1,5	2,0	2,5
$\alpha$	-1,66	-1,25	-1,10	-0,83	-0,42	0	0,21	0,42	1,04	2,08	3,12
$a$	-2,33	-1,33	-1,10	-0,73	-0,33	0	0,13	0,27	0,59	1,00	1,33

Примечание. Расчеты производились при  $K_K = P_K = 0,96$ ;  
 $K_{Rb} = P_{Rb} = 0,48$ ;  $K_K : R_b = P_K : R_b = 2,0$

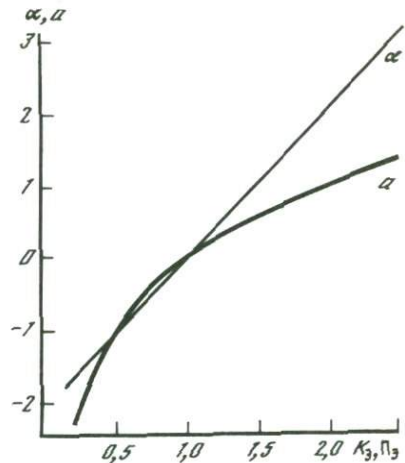


Рис. 4. Зависимость  $\alpha$  и  $a$  от величины коэффициентов и показателей распределения элементов (см. табл. 6)

При  $K_3 = P_3 = 0,47$  и  $K_3 = P_3 = 1,0$  угловые коэффициенты  $\alpha$  и  $a$  становятся равными. Поскольку  $P_{Rb}$  близко к первой из указанных величин, а  $P_K$  — к второй, постольку отношение  $K : R_b$  в модели гранитоидов удовлетворительно отражает дифференцированность пород. О дифференцированности конкретных объектов будем судить по величине коэффициента дифференциации —  $K_d$ , представляющего отношение среднего арифметического для гранитоидов  $K : R_b = 195$  к среднему арифметическому  $\overline{K : R_b}$  для конкретного объекта. Можно пользоваться и средними геометрическими, как было сделано в книге [3].

#### Глава 4. ФАКТОРНЫЙ АНАЛИЗ

Факторному анализу гранитоидов в глобальном масштабе была посвящена статья [12], откуда заимствован ряд сведений. Факторный анализ проводится на основе корреляционных матриц с применением метода главных

компонент [47]. В данном случае используется корреляционная матрица (см. табл. 2), которая, чтобы сделать представительней результаты, сокращена за счет элементов с низким  $n$  при парной корреляции ( $Ca, W, U, Th, Ga, Tl$ ). В табл. 7 даны собственные значения факторов, их вклад в дисперсию и суммарная дисперсия для первых семи факторов. Табл. 8 представляет матрицу факторных нагрузок. В дальнейшем применяются такие обозначения:  $F_1, \dots, F_K, F_{P-1}, F_P$  - факторы;  $\lambda_1$  - собственное значение фактора 1;  $\omega_{K-1}$  - факторные нагрузки, где  $k$  - компоненты ( $K: Rb, Li, \dots, P$ ),  $l$  - факторы;  $V_1$  - вклад фактора 1 в общую дисперсию. Факторная нагрузка  $\omega_{K-1}$  характеризует связь компонента  $k$  с фактором 1 и по своему статусу соответствует коэффициенту корреляции. Критические значения для  $\omega$  устанавливаются так же, как для  $r_B$ . Поскольку используемая выборка не полностью определенная, то примем критическое значение факторных нагрузок по паре  $lg A - lg B$ , имеющей наименьшее  $n = 104$ . При 5%-м уровне значимости получаем  $\omega_{кр} = 0,19$ .

Особенности расчетов при факторном анализе поясним на примере табл. 9, где приведены матрица факторных нагрузок  $\omega$ , матрица квадратов факторных нагрузок  $\omega^2$  и величины  $\lambda$  и  $V, \%$ . Максимальное число факторов равно числу компонент, в данном случае - 4;  $\lambda_1 = \omega_{1-1}^2 + \omega_{2-1}^2 + \omega_{3-1}^2 + \omega_{4-1}^2$ ;  $\Sigma \lambda = \lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3 + \lambda_4 = 4$ ;  $\omega_{K-1}^2 + \omega_{K-2}^2 + \omega_{K-3}^2 + \omega_{K-4}^2 = 1$ ;  $V_1 = \lambda_1 / 4 \cdot 100\%$ .

Знак факторной нагрузки является относительной характеристикой: если  $\omega_{1-1}$  имеет знак "+", а  $\omega_{2-1}$  знак "-", то это означает, что фактор 1 оказывает на элементы 1 и 2 противоположное влияние. Сущность влияния фактора 1 не изменится, если в графе  $F_1$  помножить все факторные нагрузки на -1. У элемента 2:  $\omega_{2-2} = \omega_{2-3} = 0,65$  (см. табл. 9), и хотя эти факторные нагрузки связаны с разными по силе факторами, они равноценны. Сила факторов в первую очередь зависит от количества компонент, имеющих высокую факторную нагрузку. В системах с большим количеством компонент с первыми факторами, если сравнивать их с последующими, бывают связаны многокомпонентные ассоциации.

Нахождение главных компонент геометрически выражается в переходе от обычной при геохимических исследованиях системы координат, когда по осям откладываются содержания элементов, к новой ортогональной системе координат. Первая координатная ось проводится так, чтобы дисперсия соответствующего ей фактора составляла возможно большую часть общей дисперсии; далее отыскивается следующая (ортогональная первой) ось с аналогичными требованиями по отношению к оставшейся части общей дисперсии и т.д. Суммарная дисперсия равна дисперсии исходных данных, т.е. она насчитает всю заложенную в них информацию. Факторы взаимно независимы.

Факторы, рассчитанные с помощью метода главных компонент, отражают структуру корреляционной матрицы, которая, в свою очередь, характеризует совместную изменчивость химических элементов в геологичес-

Т а б л и ц а 7

Собственные значения и вклад факторов в дисперсию

Фактор F	Собственные значения, $\lambda$	Вклад в дисперсию, V, %	Суммарная дисперсия, %
1	6,44	30,7	30,7
2	3,13	14,9	45,6
3	1,68	8,0	53,6
4	1,48	7,1	60,7
5	1,28	6,1	66,8
6	1,02	4,8	71,6
7	0,85	4,1	75,7

Т а б л и ц а 8

Матрица факторных нагрузок

Компоненты	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	F <sub>5</sub>	F <sub>6</sub>	F <sub>7</sub>
K:Rb	0,85	-0,13	-0,09	0,09	-0,26	0,07	-0,07
Li	-0,61	0,37	0,29	0,11	-0,08	-0,15	-0,08
Rb	-0,87	0,13	-0,02	-0,05	0,18	-0,10	0,01
Be	-0,71	0,40	0,09	-0,02	-0,07	-0,09	0,07
Nb	-0,65	0,38	-0,33	-0,08	-0,03	-0,02	0,30
Ta	-0,74	0,34	-0,11	-0,04	-0,19	0,10	0,29
Sn	-0,58	0,32	0,37	0,25	-0,22	0,04	-0,20
Mo	-0,24	0,38	-0,44	-0,07	0,23	0,34	-0,50
Pb	-0,38	-0,05	0,13	0,38	0,37	-0,45	-0,25
Zn	0,13	0,20	-0,20	0,75	0,25	0,14	0,10
Zr	0,02	0,56	-0,47	0,12	-0,16	0,13	0,08
Sr	0,54	0,38	-0,30	0,04	-0,27	-0,48	-0,12
Ba	0,63	0,26	-0,39	0,23	-0,11	-0,31	-0,14
Cu	0,34	0,44	-0,13	-0,37	0,34	0,22	-0,07
Ti	0,58	0,44	0,06	0,24	0,03	0,25	0
V	0,61	0,27	0,39	-0,05	0,20	0,13	-0,02
Cr	0,37	0,36	0,41	-0,20	0,29	-0,08	-0,12
Ni	0,41	0,60	0,08	-0,29	0,11	-0,25	0,13
Co	0,49	0,56	0,11	-0,06	0,26	-0,17	0,33
F	-0,59	0,31	0	0,15	0,23	0,06	-0,10
B	-0,13	0,52	0,20	-0,26	-0,53	0,05	-0,30
P	0,36	0,32	0,47	0,44	-0,26	0,22	0,13

Примечание.  $\omega_{кр} = 0,19$ .

Пример матрицы факторных нагрузок

э	$\omega$				$\omega^2$					$\lambda$ и $V, \%$		
	$F_1$	$F_2$	$F_3$	$F_4$	$F_1$	$F_2$	$F_3$	$F_4$	$\Sigma \omega_{K-1}^2$	$F$	$\lambda$	$V, \%$
1	0,45	0,70	-0,55	0,12	0,20	0,49	0,30	0,01	I	$F_1$	1,83	45,75
2	0,40	0,65	0,65	-0,04	0,16	0,42	0,42	0	I	$F_2$	1,18	29,5
3	0,89	-0,27	-0,14	-0,34	0,79	0,07	0,02	0,12	I	$F_3$	0,75	18,75
4	0,82	-0,45	0,11	0,33	0,68	0,20	0,01	0,11	I	$F_4$	0,24	6,0
					$\lambda$ 1,83	1,18	0,75	0,24	4		4,00	100,0

ких объектах. Наиболее сильным факторам обычно удается установить геохимический смысл.

Первый фактор ( $F_1$ ). Согласно матрицы факторных нагрузок (см. табл. 8) с  $F_1$  связаны элементы двух ассоциаций-антиподов: I - Li, Rb, Be, Nb, Ta, Sn, F, Mo, Pb; II - Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu, Sr, Ba, P. Высокую факторную нагрузку имеет отношение  $K:Rb$ . По знаку факторные нагрузки элементов ассоциации I отличаются от  $\omega_{K:Rb}$  у элементов ассоциации II - совпадают. Нейтральными элементами являются Zn, Zr, В. Аналогичная ситуация наблюдалась при обсуждении корреляционной матрицы во 2-й главе (см. табл. 2). Соответственно можно считать, что  $F_1$  представляет кристаллизационную дифференциацию, ассоциация I - литофильный парагенезис со спутниками, ассоциация II - сидерофильный парагенезис со спутниками. Вклад  $F_1$  в общую дисперсию ( $V_1 = 30,7\%$ ) существенно превышает вклады других факторов, что показывает на ведущую роль кристаллизационной дифференциации в распределении элементов.

Второй фактор ( $F_2$ ). Обратимся к диаграммам типа  $\lg(K:Rb) - \lg \Sigma$  и в качестве примера возьмем диаграмму  $\lg(K:Rb) - \lg Rb$  со стандартной обобщенной линией I-I (рис. 5). Рассеивание анализов около стандартных линий объясняется геохимической специализацией, т.е. отклонениями содержания элементов в отдельных объектах от средних, выраженных этими линиями [3]. Если рассматривать соотношение факторов графически, то координата  $F_1$ , характеризующая кристаллизационную дифференциацию, соответствует стандартной обобщенной линии I-I, координата  $F_2$  перпендикулярна  $F_1$  и отражает геохимическую специализацию, т.е. вариации содержания рубидия относительно среднего вне зависимости от кристаллизационной дифференциации:  $\omega_{(K:Rb)-2} = (-0,13)$ .

В связи с  $\omega$  факторные нагрузки элементов имеют одинаковый знак ( $\omega_{Rb-2}$  и  $\omega_{Pb-2}$  незначимые), т.е. в глобальном масштабе противоположная специализация не проявлена. Известно, что такая специализация

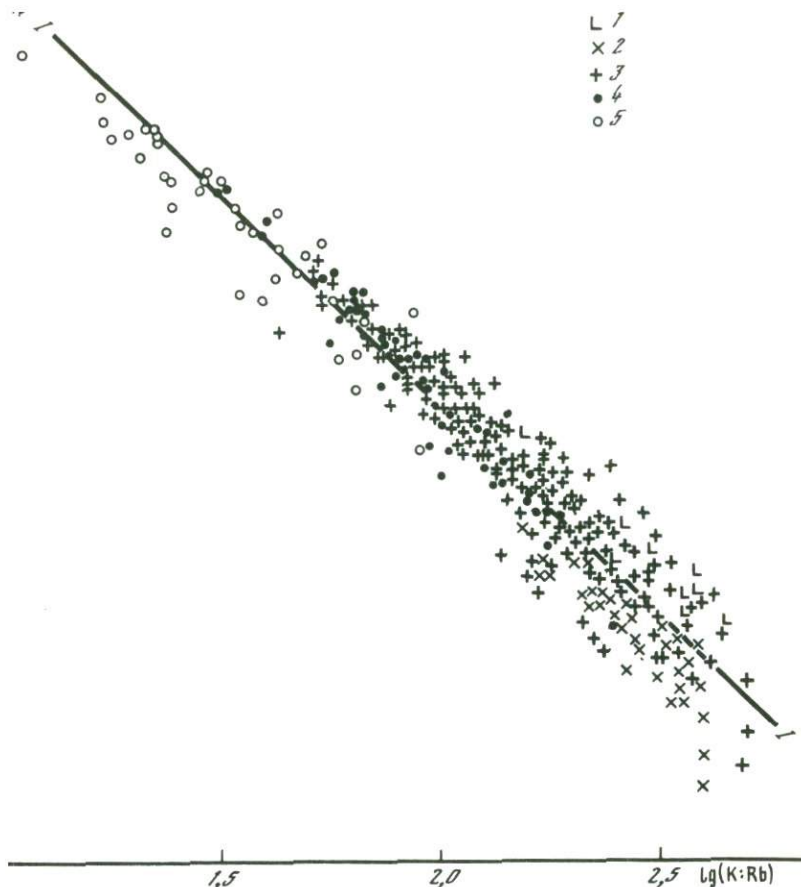


Рис. 5. Зависимость между содержанием рубидия (в мас.%) и отношением  $K:Rb$  в гранитоидах: 1- аносиениты, 2- гранодиориты, 3- граниты биотит-амфиболовые и биотитовые, 4 - граниты двуслюдяные и мусковитовые, 5- граниты литионитовые; — стандартная обобщенная линия

дается в частных объектах. Следовательно, она нивелируется с переходом к гранитоидам в целом. С причинами специализации мы еще встретимся в дальнейшем, а пока остановимся на двух примерах.

В выборке присутствуют плагиограниты ( $n = 36$ ). Если сравнить их с гранодиоритами (табл. 10), то при одинаковой дифференцированности можно судить по величине отношения  $K:Rb$ , содержание подавляющего большинства элементов как литофильного, так и сидерофильного незначительно ниже. Поскольку в качестве нормального дифференциатора принимается переход от гранодиоритов к гранитам, то образование плагиогранитов можно считать отклонением от нормальных условий кристаллизационной дифференциации.

Таблица 10

Сравнение содержания элементов в гранодиоритах и длагиогранитах

Порода	K:Rb	Li	Rb	Be	Nb	Ta	Sn	Mo	Pb	Zn	Zr
θ	287	31	115	2,4	12	1,2	4,4	1,7	22	62	143
	106	147	174	158	101	57	175	108	150	145	51
ρ	289	22	83	1,8	8,8	-	2,9	0,9	21	66	91
	23	30	33	21	19	10	32	26	33	23	29
$\bar{\omega}_\theta/\bar{\omega}_\rho$	1,0	1,41	1,39	1,33	1,36	-	1,52	1,89	1,05	0,94	1,57

Порода	Sr	Ba	Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	F	B	P
θ	403	1079	30	3503	71	43	16	13	663	17	663
	79	74	92	86	77	58	71	72	119	101	42
ρ	236	663	22	1483	63	19	11	11	501	8,7	475
	29	24	27	31	29	27	28	27	24	19	25
$\bar{\omega}_\theta/\bar{\omega}_\rho$	1,71	1,63	1,36	2,36	1,13	2,86	1,45	1,18	1,32	1,95	1,40

Примечание. В числителе - средние содержания элементов, в г/т, в знаменателе - число проб.

2. Чтобы проиллюстрировать особенности геохимического различия отдельных регионов для случая, когда противоположность между литофильным и сидерофильным парагенезисами стирается, сравним в одинаковой степени дифференцированные гранитоиды-альпиды Южного Памира и гранитоиды-каледониды Северного Тянь-Шаня (табл. II). Данные показывают, что наряду с положительной специализацией первых на бор в них по сравнению со вторыми отмечаются повышенные содержания как элементов литофильного парагенезиса Li, Be, Sn, так и сидерофильного - Ti, P, выпадает лишь фтор. Различия в содержании рубидия и величинах отношения K:Rb незначительные, что соответствует низким значениям  $\omega_{Rb-2}$  и  $\omega_{(K:Rb)-2}$ . Остальными элементами гранитоиды Южного Памира не охарактеризованы.

F<sub>2</sub> не нарушает литофильный и сидерофильный парагенезисы, но в отличие от F<sub>1</sub> не вызывает противоположности между ними, что приводит к ослаблению отрицательной корреляции между элементами парагенезисов-антиподов, наблюдаемой в корреляционной матрице (см. табл. 2). Гео-

Сравнение содержания элементов в гранитоидах Южного Памира и Северного Тянь-Шаня

Регион	K:Rb	Li	Rb	Be	Sn	Ti	F	B	P
Южный Памир	174	59	226	6,3	11,5	2785	945	37	790
	65	73	74	59	70	64	68	68	61
Северный Тянь-Шань	177	38	222	1,9	4,7	1850	1470	7,6	350
	29	29	29	22	26	24	28	29	21
$\bar{x}$ ю.п./с.тш.	0,98	1,55	1,02	3,32	2,45	1,50	0,64	4,87	2,26

П р и м е ч а н и е. В числителе - средние содержания элементов, в г/т, в знаменателе - число проб.

химическая специализация отражает суммарное влияние разных факторов, поэтому ассоциацию элементов, связанную с  $F_2$ , не следует рассматривать как парагенетическую. Вклад  $F_2$  в общую дисперсию ( $V_2 = 14,9\%$ ) в 2 раза меньше, чем вклад  $F_1$ .

Третий фактор ( $F_3$ ). По сравнению с  $F_1$  и  $F_2$  третий фактор играет подчиненную роль ( $V_3 = 8,0\%$ ). Выпишем из табл. 8 ( $F_3$ ) элементы для каждой парагенетической ассоциации (кроме халькофильных) от максимального значения  $\omega$  до максимального значения  $|\omega|$ ; элементы с незначимой  $\omega$  заключим в скобки. Тогда для литофильной ассоциации получаем Sn-Li-[Be-F-Rb-Ta]-Nb, для сидерофильной ассоциации будем иметь P-Cr-V-[Co-Ni-Ti]-Sr-Ba, а нейтральные элементы расположатся в таком порядке: B-Zr.

Если брать элементы со значимыми  $\omega$ , то в связи с  $F_3$  среди литофильных элементов Nb будет антиподом Sn-Li, в сидерофильной ассоциации антиподами будут Ba-Sr и P-Cr-V, среди нейтральных элементов Zr будет антиподом B.

Попытаемся выяснить для литофильной ассоциации и нейтральных элементов геохимический смысл  $F_3$  с помощью рибекит-альбитовых и литионит-альбитовых гранитов, формирование которых начиналось в позднемагматическую стадию и завершалось в постмагматическую. Хотя по генезису они отличаются от нормальных гранитоидов, но их сравнение может дать полезную информацию. Воспользуемся данными, характеризующими средние содержания элементов в отдельных массивах Дальнего Востока, Восточной Сибири, Монголии, Казахстана, Средней Азии, Урала, Украины, Карелии [3, 60, 62, 69, 86, 91, 97, 108]. Эти данные не входят в выборку из 1218 проб, содержащую гранитоиды, образовавшиеся в магматическую стадию. Геолого-петрографическую характеристику альбитизированных гранитов можно найти в указанных работах.

Т а б л и ц а 12

Химический состав альбитизированных гранитов

Породы	K	Na	K:Rb	Li	Rb	Be	Nb
Рибекит-альбитовые граниты	3,67	3,49	190	III	322	7,6	136
	24	24	24	24	24	22	17
Литионит-альбитовые граниты	3,31	3,47	42	524	957	6,9	84
	39	28	47	46	47	41	41
K <sub>I</sub>	1,11	1,00	-	0,21	0,34	1,1	1,62

Породы	Ta	Sn	Zr	F	B	Nb:Ta
Рибекит-альбитовые граниты	13,7	12,8	1217	1750	10,2	10,0
	15	22	9	23	14	15
Литионит-альбитовые граниты	34	58	104	5381	13,5	2,5
	40	43	31	38	31	40
K <sub>I</sub>	0,40	0,22	11,7	0,33	0,75	-

Примечание. В числителе - содержание элементов (K, Na - в мас.%, остальные - в г/т); в знаменателе - число проб.

В табл. 12 приведены средние содержания элементов для выборок, представляющих рибекит-альбитовые и литионит-альбитовые граниты, а также значения коэффициента K<sub>I</sub>, показывающего отношение содержания элементов в рибекит-альбитовых гранитах к их содержанию в литионит-альбитовых гранитах и характеризующего накопление элементов в одном или другом типе пород. Если расположить элементы в возрастающей по величине K<sub>I</sub> последовательности, то получаем такие ряды: для литофильной ассоциации Li-Sn-F-Rb-Ta-Be-Nb, для нейтральных элементов B-Zr.

Нетрудно заметить сходство между рядами элементов, записанных в связи с F<sub>3</sub> и по K<sub>I</sub>. Можно предположить, что и причина такой последовательности была общей. Чтобы выяснить эту причину, воспользуемся индикаторными свойствами отношения Nb:Ta, которое охарактеризовано геохимически и экспериментально /2/.

Как показывают экспериментальные данные, отношение Nb:Ta из-за некоторого различия кислотно-основных свойств ниобия и тантала наиболее чувствительно к pH среды: при повышении pH растворов оно растет, при понижении - уменьшается. Некоторые вариации Nb:Ta могут быть связаны с понижением температуры и с изменением концентрации

натрия, но нет достаточных оснований считать, что по этим признакам условия образования рибекит-альбитовых и литионит-альбитовых гранитов существенно различались.

Влияние кислотности-щелочности отражают и такие типоморфные минералы, как лепидолит с мусковитом в литионит-альбитовых гранитах и рибекит с эгирином в рибекит-альбитовых гранитах. Из экспериментов известно, что они могут образовываться в нейтральных условиях, но вместе с тем лепидолит и мусковит тяготеют к кислой, а рибекит и эгирин - к щелочной среде [1, 95, 112].

Накопление разных летучих в остаточных расплавах при кристаллизационной дифференциации расширяет диапазон pH среды, вызывая разделение Nb и Ta в поздних дифференциатах и ослабляя корреляционную связь между ними [16]. Изложенное позволяет считать, что F<sub>3</sub> отражает некоторые различия в кислотности-щелочности расплавов, с которыми связано формирование гранитоидов. Эти различия в наибольшей степени проявились на заключительной стадии кристаллизационной дифференциации. Насколько можно судить по альбитизированным гранитам, влияние кислотности-щелочности продолжало проявляться и в постмагматическую стадию.

Элементы сидерофильной ассоциации накапливались в ранних гранитоидах. Альбитизированные граниты ими обеднены, причем в рибекит-альбитовых гранитах по сравнению с литионит-альбитовыми содержание всех элементов повыше. Как уже отмечалось, в сидерофильной ассоциации антиподами являются P-Cr-V и Ba-Sr. В первой группе находятся элементы, склонные к образованию кислот, во второй - щелочноземельные элементы, склонные к образованию оснований.

Третий фактор осложняет литофильный и сидерофильный парагенезисы, накладывая на них некоторый отпечаток. Например, можно отметить, что корреляция у Nb с Sn и Li более низкая, чем с другими литофильными элементами (см. табл. 2).

Четвертый фактор (F<sub>4</sub>). Выделяется цинк, имеющий по сравнению с другими элементами высокую факторную нагрузку. Это можно связать со специализацией на цинк отдельных объектов, например протерозойских гранитов-рапакиви и рапакививидных гранитов Коростеньского, Салминского и Выборгского массивов ( $Zn = 118 \text{ г/т}$ ;  $n = 31$ ) и т.д.

Возьмем из общей выборки по 15 проб с наиболее высоким и низким содержанием цинка и сравним в этих частных выборках содержание других элементов (взяты элементы, количество анализов которых в каждой из них не меньше 10):

Li	Rb	Be	Sn	Mo	Pb	Zn	Cu	Ti	Ni	Co
37	199	4,4	4,1	1,9	26	12	30	1210	8,3	3,9
43	226	4,5	5,8	2,5	45	213	24	2400	8,5	11

С повышением содержания Zn повышается содержание ряда элементов как литофильного, так и сидерофильного парагенезиса (Li, Rb, Sn, Ti, Co), т.е. они не выступают как антиподы, и обогащение гранитов цин-

ком не связано с кристаллизационной дифференциацией. С другой стороны, специализацию на цинк не характеризуют какие-либо многокомпонентные парагенезисы, поскольку высокую факторную нагрузку с  $F_4$  имеет только цинк, а факторные нагрузки остальных элементов по величине ей существенно уступают.

Последующие факторы, как и  $F_4$ , представляют частные случаи. Обращают внимание разные сочетания халькофильных элементов: свинец с медью ( $F_5$ ), свинец антипод молибдена ( $F_6$ ), один молибден ( $F_7$ ), показывающие на отсутствие устойчивой зависимости между ними. По этой причине халькофильные элементы не рассматривались при обсуждении третьего фактора.

Таким образом, первый фактор является ведущим. Он отражает влияние кристаллизационной дифференциации, в связи с которой выделяются два парагенезиса-антипода: литофильный с сопутствующими элементами (Li, Rb, Be, Nb, Ta, Sn, Pb, Mo, F) и сидерофильный со спутниками (Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu, Sr, Ba, P). Нейтральные элементы представлены Zn, Zr и В. У литофильного парагенезиса отрицательная, а у сидерофильного положительная связь с отношением  $K:Rb$ .

Второй фактор характеризует геохимическую специализацию, т.е. обогащение или обеднение элементами отдельных объектов вне зависимости от кристаллизационной дифференциации. Противоположность между элементами литофильного и сидерофильного парагенезиса не проявляется.

Третий фактор отражает различия в кислотности-щелочности расплавов при формировании гранитоидов. Nb выступает как антипод Li и Sn, Sr и Ba как антиподы Cr и V, цирконий является антиподом бора. Последующие факторы характеризуют частные случаи распределения элементов.

Ю.Б. Мариным и др. [84] для изучения закономерностей распределения петрогенных элементов была использована выборка гранитоидов, включающая 750 объектов разного возраста и формационной принадлежности. Результаты корреляционного и факторного анализа показаны в табл. I3. Первый фактор ( $V_1 = 73,4\%$ ) представляет противоположность кислых и основных гранитоидов (в петрохимическом понимании). С  $F_1$  связаны два парагенезиса-антипода: I -  $SiO_2$ ,  $H_2O$  со спутником  $Na_2O$  и II -  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ . Первый из них обычно бывает аналогом литофильного парагенезиса и отражает преимущественное образование кислых гранитоидов на поздней стадии кристаллизационной дифференциации, второй - аналогом сидерофильного парагенезиса и, в свою очередь, отражает преимущественное развитие основных гранитоидов среди ранних дифференциатов. Второй фактор ( $V_2 = 9,7\%$ ) связан с формированием щелочных гранитов, содержащих щелочные амфиболы и пироксены и обогащенных  $Na_2O$  и  $Fe_2O_3$ . Третий фактор ( $V_3 = 5,8\%$ ) в отличие от второго связан со случаями, когда  $Fe_2O_3$  и  $Na_2O$  выступают как антиподы.

Матрица парных коэффициентов корреляции и факторных нагрузок пертогенных окислов в гранитоидах [84]

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Окислы	$\bar{X}$	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>
1,00	-0,92	-0,91	-0,67	-0,88	-0,75	-0,95	-0,96	0,30	0,85	SiO <sub>2</sub>	71,89	0,98	-0,07	0,09
	1,00	0,81	0,63	0,84	0,72	0,88	0,88	-0,36	-0,80	TiO <sub>2</sub>	0,31	-0,94	0,01	-0,01
		1,00	0,46	0,75	0,66	0,83	0,85	-0,33	-0,78	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,19	-0,88	-0,06	-0,24
			1,00	0,45	0,60	0,61	0,62	-0,08	-0,61	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,17	-0,68	0,46	0,52
				1,00	0,67	0,85	0,86	-0,40	-0,79	FeO	1,81	-0,90	-0,14	-0,18
					1,00	0,71	0,71	-0,30	-0,66	MnO	0,06	-0,80	0,09	0,28
						1,00	0,94	-0,38	-0,86	MgO	0,87	-0,96	-0,02	-0,07
							1,00	-0,41	-0,88	CaO	1,84	-0,97	-0,04	-0,06
								1,00	0,24	Na <sub>2</sub> O	3,80	0,40	0,85	-0,33
									1,00	K <sub>2</sub> O	4,05	0,90	-0,12	0,12

Примечание. Приведены результаты статистической обработки 750 усредненных выборок. Слева — коэффициенты корреляции, справа — факторные нагрузки;  $\bar{X}$  — средние значения.

Факторным анализом вскрываются не все геохимические факторы. Если последние выразить векторами, то при их однонаправленности и совпадении со статистическим фактором, он покажет суммарное влияние геохимических факторов. Если геохимические факторы действуют в противоположном направлении, то статистический фактор выразит влияние наиболее сильного из них, скрыв влияние более слабого. Могут быть случаи, когда геохимический фактор по направлению располагается между статистическими факторами и влияние его трудно установить.

Геохимической интерпретации статистических данных может помочь анализ соотношения связей между компонентами, в частности, между калием, рубидием и отношением  $K:Rb$ . Рассмотрим это на искусственных примерах.

Возьмем исходный гранит с содержанием калиевого полевого шпата — 25 %, биотита — 10 %. Известно, что содержание калия в калиевом полевоом шпате и биотите редко достигает теоретического значения и что рубидия в биотите в среднем содержится примерно в 2 раза больше, чем в калиевом полевоом шпате (по В.В. Ляховичу [81]  $Rb_{Би} = 1054,2$ ;  $Rb_{Кшп} = 552,7$  г/т). Соответственно будем считать, что в калиевом полевоом шпате содержится:  $K = 12$  %,  $Rb = 500$  г/т, а в биотите —  $K = 8$  %,  $Rb = 1000$  г/т. Примесями калия и рубидия в кварце и плагиоклазе пренебрегаем. Остановимся на нескольких примерах с разным соотношением породообразующих минералов и определим, как это отразится на соотношении  $K, Rb$  и  $K:Rb$  (табл. 14, рис. 6).

Т а б л и ц а 14

Изменение содержания К, Rb и отношения К : Rb в зависимости от дифференцированности условного гранита и соотношения в нем калиевого полевого шпата и биотита

Примеры*	Кпш, %	Би, %	К, %	Rb, г/м	К : Rb
Исходный состав	25	10	3,8	225	169
I. Дифференциация	25	10	3,8	175	217
	25	10	3,8	275	138
II. Вариации Би при неизменном Кпш	25	15	4,2	275	153
	25	5	3,4	175	194
III. Вариации Кпш при неизменном Би	20	10	3,2	200	162
	30	10	4,4	250	176
IV. Меньше (или больше) одновременно Кпш и Би	20	8	3,04	180	169
	30	12	4,56	270	169
V. Больше Кпш меньше Би	20	12,5	3,4	225	151
	30	7,5	4,2	225	187
VI. Больше Кпш меньше Би	20	15	3,6	250	144
	30	5	4,0	200	200
VII. Больше Кпш меньше Би	20	17,5	3,8	275	138
	30	2,5	3,8	175	217

\* См. рис. 6.

Пример I характеризует влияние кристаллизационной дифференциации при условии, что содержание рубидия в калиевом полевоом шпате и биотите возрастает без изменения минерального состава гранита. В последующих примерах влияние кристаллизационной дифференциации отсутствует.

Пример II показывает изменение содержания биотита при неизменном содержании калиевого полевого шпата. Пример III относится к изменению содержания калиевого полевого шпата при неизменном содержании биотита. При одновременном уменьшении или увеличении содержания калиевого полевого шпата и биотита с соблюдением исходной пропорции между ними (Кпш : Би = 2,5 : 1) будем иметь пример IV. Вообще сектор между линиями II и III, внутри которого находится линия IV (см. рис.6), характеризует совместное увеличение (или уменьшение) содержания калиевого полевого шпата и биотита за счет других минералов. В примерах V, VI и VII повышение содержания биотита сопровождается понижением содержания калиевого полевого шпата или, наоборот, понижение содержания биотита происходит при повышении содержания калиевого полевого шпата. В этих примерах разные соотношения между К, Rb и К : Rb

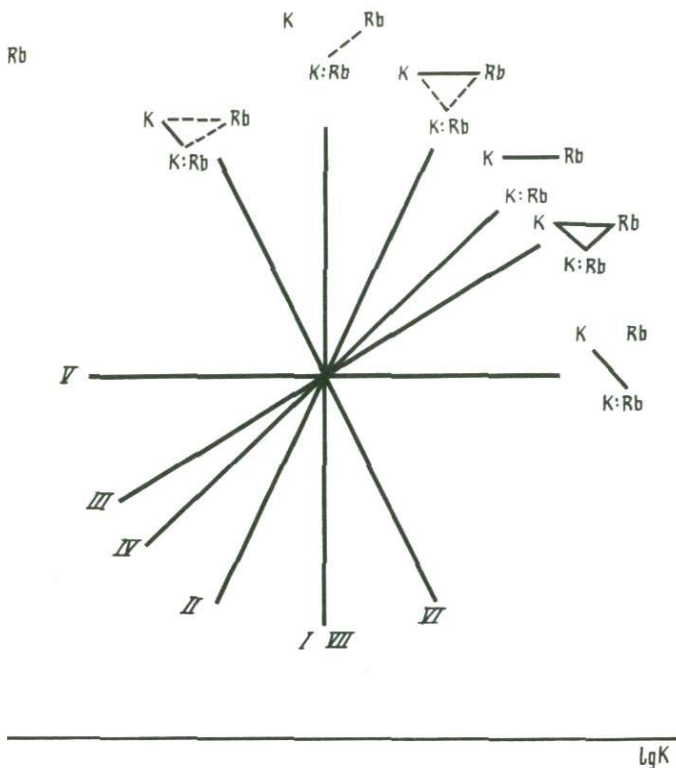
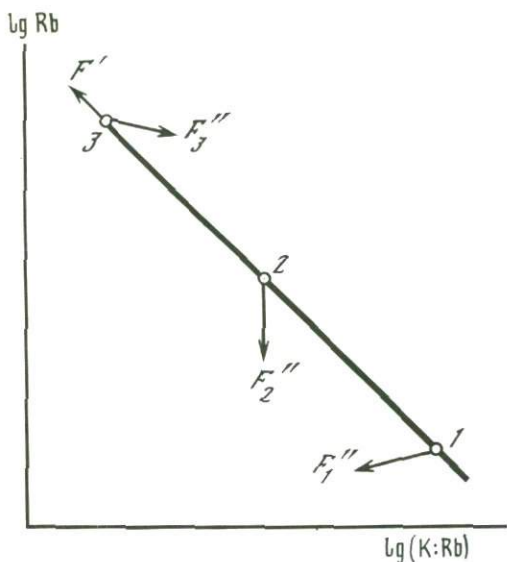


рис. 6. Диаграмма к примерам из табл. I4  
 обозначения см. рис. I

6). Пример VII показывает, что повышение содержания калиевого шпата при определенном уменьшении содержания биотита звать эффект, подобный кристаллизационной дифференциации, имере I. Поэтому статистический анализ нужно сочетать с изучением минерального состава и содержания элементов в гранитоидах. также учитывать, что при одновременном влиянии кристаллизационной дифференциации и изменений минерального состава интерпретация между компонентами усложняется.

аграмме  $lg K - lg Rb$  (см. рис. 6) приведены возможные соотношения  $K, Rb$  и  $K : Rb$ . Сочетание в трехкомпонентных схемах калия, с  $K : Rb$  делает невозможными среди допустимых правилами  $r_B$  отношения:  $K \text{---} Rb, K \text{---} Rb, K \text{---} Rb, K \text{---} Rb$ .

изменении масштаба исследований, например с переходом от комплексов гранитоидов к отдельным массивам, типична смена ведущих факторов комплекса, представленный в разной степени дифференциро-



Р и с. 7. Соотношение ведущих факторов в комплексе ( $F'$ ) и в отдельных массивах  $F_1''$ ,  $F_2''$ ,  $F_3''$  гранитоидов

ванными гранитами (рис. 7, массивы 1, 2 и 3). Тогда ведущим будет фактор  $F'$ , определяющий распределение рубидия при кристаллизационной дифференциации. Если же рассматривать массивы в отдельности, то роль кристаллизационной дифференциации бывает скрыта и в качестве ведущих выступают факторы  $F''$ , влияющие на распределение рубидия в зависимости от соотношения калиевого полевого шпата и биотита или от какой-либо иной причины, имеющей местное значение.

С одним фактором может быть связано не более двух ассоциаций элементов, отличающихся по знаку факторных нагрузок. Эти ассоциации не обязательно являются парагенезисами. При однонаправленности геохимических факторов они будут объединять элементы, связанные с разными факторами. Обычно, выделяя парагенезисы, бывает достаточным одинаковое изменение содержания элементов в объекте при наличии значимой положительной корреляции между ними, хотя, вероятно, возможны и исключения. Поэтому полезно иметь любое петрографическое, минералогическое или физико-химическое подтверждение парагенезиса.

При факторном анализе на ЭВМ получают статистические факторы. В дальнейшем при их интерпретации в зависимости от используемого материала происходит переход к геохимическим, минералого-геохимическим, петролого-геохимическим, физико-химическим факторам. Один и тот же статистический фактор может иметь разную интерпретацию. Например, если установлено, что ведущее значение в распределении элементов имеет дифференцированность пород, то фактор будет петролого-геохимическим. Если идти дальше и на уровне модели связать дифференцированность с кристаллизационной дифференциацией и коэффициентами распределения

элементов, то фактор станет физико-химическим. Статистический фактор сам по себе не является причиной, влияющей на распределение элементов. Он лишь отражает влияние геохимического или физико-химического факторов.

Следует обратить внимание, что мы, по существу, имеем дело с двумя типами парагенезисов элементов: а) с парагенезисами систем, характеризующими системы в их окончательном состоянии, и б) с парагенезисами факторов, характеризующими процессы и явления, которые влияли на распределение элементов. Первые устанавливаются с применением корреляционных матриц, вторые - с помощью матриц факторных нагрузок, хотя в некоторых случаях о ведущих процессах можно судить по парагенезисам систем.

При анализе матриц с целью выделения ассоциаций элементов факторные нагрузки нами делятся на значимые и незначимые, а также по знаку (плюс или минус), т.е. по качественным признакам. Поэтому при работе на ЭВМ была использована самая простая программа без каких-либо усложнений, в которых не было необходимости.

## Г л а в а 5. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ

В этой главе рассмотрим геохимические особенности гранодиоритов, гранитов и лейкократовых гранитов. Данных для корреляционного и факторного анализов граносиенитов, плагиогранитов и щелочных гранитов недостаточно. По той же причине в корреляционном и факторном анализе не участвуют некоторые элементы.

### Гранодиориты

Гранодиориты относятся к слабо дифференцированным породам ( $K : Rb = 2.67$ ). По сравнению со средним для гранитоидов они обеднены элементами литофильного парагенезиса ( $Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, W, Sn$ ) и их спутниками ( $U, Th, Tl, Pb, F$ ) и обогащены элементами сидерофильного парагенезиса ( $Ti, V, Cr, Ni, Co$ ) со спутниками ( $Sr, Ba, Cu, Zn, P$ ). Близкими к среднему остаются содержания  $B, Zr, Mo, Ga$  (табл. 15, 16).

В корреляционной матрице (табл. 17) литофильный и сидерофильный парагенезисы просматриваются слабо. Они не являются антиподами. Первый из них (кроме  $Nb$ ) имеет отрицательную корреляцию с отношением  $K : Rb$ . Выделяется ассоциация  $Sr-Ba-Zr$ . У  $Sr$  и  $Ba$  повышенная положительная корреляция с  $K : Rb$ . Многочисленные отступления от правил  $r_B$  показывают на наложение факторов. Для  $Cs, W, U, Th, Ga, Tl$  данных недостаточно.

Вклады в общую дисперсию первых трех факторов (табл. 18) отличаются незначительно ( $V_1 = 18,6; V_2 = 16,9; V_3 = 13,9\%$ ). В связи с  $F_1$  значимые положительные  $\omega$  имеют отношение  $K : Rb, Sr, Ba$  и  $Zr$ , отрицательные  $\omega$  у  $Li, Rb, Sn$ . На диаграмме (рис. 8) показана зависимость между  $lg(K : Rb)$  и  $lgBa$ , имеющими наиболее высокие  $\omega$ . На ней выделены две группы проб. Первая (I) из них представляет гранодиори-

## Средние содержания элементов в петрографических типах гранитоидов

Порода	Сим-вол	n	K:Rb	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	W	Sn	U
Гранодиорит	ø	195	287	31	115	4,4	2,4	12	1,2	2,1	4,4	2,0
			106	147	174	58	158	101	57	52	175	51
Гранит	γ	480	198	51	215	8,2	4,5	20,5	2,5	2,7	6,4	3,7
			360	409	445	197	383	260	172	152	428	121
Лейкогранит	η	435	149	64	308	9,6	6,1	30	3,8	6,4	7,4	5,2
			352	374	417	135	373	291	154	152	386	77

Порода	Сим-вол	n	Th	Ga	Tl	Mo	Pb	Zn	Zr	Sr	Ba	Cu	Ti
Гранодиорит	ø	195	15	22	0,8	1,7	22	62	143	403	1080	30	3500
			50	44	49	108	150	145	51	79	74	92	86
Гранит	γ	480	18,5	26	1,2	1,6	31	55	145	184	646	20	2090
			110	159	85	292	365	304	161	205	195	179	244
Лейкогранит	η	435	25	28	2,0	2,3	36	43	134	103	374	19,5	995
			73	83	54	260	329	246	139	157	154	157	231

Порода	Сим-вол	n	V	Cr	Ni	Co	F	B	P
Гранодиорит	ø	195	71	43	16	13	660	17	660
			77	58	71	72	119	101	42
Гранит	γ	480	33	19	9,4	6,1	1010	19	550
			191	161	171	176	326	272	174
Лейкогранит	η	435	20	15	7,1	4,7	1490	17	254
			103	99	136	127	289	184	163

Примечание. В числителе - средние содержания элементов, в г/т, в знаменателе - число проб.

## Коэффициенты концентрации элементов в петрографических типах гранитоидов

Порода	Сим-вол	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	W	Sn	U	Th
Гранодиорит	ø	0,61	0,51	0,55	0,52	0,52	0,44	0,52	0,71	0,54	0,75
Гранит	γ	1,00	0,95	1,02	0,98	0,89	0,92	0,68	1,03	1,00	0,92
Лейкогранит	η	1,25	1,36	1,20	1,33	1,30	1,40	1,60	1,19	1,40	1,25

Порода	Сим-вол	Ga	Tl	Mo	Pb	Zn	Zr	Sr	Ba	Cu	Ti
Гранодиорит	ø	0,85	0,57	0,89	0,73	1,17	1,01	2,08	1,67	1,36	1,87
Гранит	γ	1,00	0,86	0,84	1,03	1,04	1,03	0,95	1,00	0,91	1,11
Лейкогранит	η	1,08	1,43	1,21	1,20	0,81	0,95	0,53	0,58	0,89	0,53

Порода	Сим-вол	V	Cr	Ni	Co	F	B	P	K <sub>д</sub>
Гранодиорит	ø	1,78	1,95	1,67	1,86	0,60	1,00	1,45	0,68
Гранит	γ	0,82	0,86	0,98	0,87	0,91	1,12	1,20	0,98
Лейкогранит	η	0,50	0,68	0,74	0,67	1,35	1,00	0,56	1,31

П р и м е ч а н и е. K<sub>д</sub> - коэффициент дифференциации.

ты Станового хребта, где при высокой величине отношения K : Rb отмечается повышенное содержание Ba [18, 76], во второй (2) собраны некоторые гранодиориты из Восточного Забайкалья, Северного Тянь-Шаня и Дальнего Востока [3, 67, 91 и материалы автора], где сравнительно низкое по величине отношение K : Rb сочетается с пониженным содержанием Ba. Средние содержания элементов в этих группах пород таковы (табл. 19).

Во второй группе гранитоидов по сравнению с первой вместе с понижением отношения K : Rb повышается содержание литофильных элементов и Rb, что можно связать с кристаллизационной дифференциацией. По содержанию сидерофильных элементов группы не различаются. Существенно понижается содержание Sr, Ba и Zr.

В Дирин-Юряхском массиве Станового хребта наблюдается переход от гнейсовидных гранодиоритов через зону интенсивной мигматизации к кристаллическим сланцам, показывающий на неперемещенную природу гранодиоритов. Хотя в других массивах такие переходы не отмечены, и в статье [76] гранодиориты района рассматриваются как палингенные, сле-

Матрица парных коэффициентов корреляции (гранодиориты)

K:Rb	Li	Rb	Be	Nb	Ta	Sn	Mo	Pb	Zn	Zr	Sr	Ba	Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	F	B	lg	
1,00	-0,57	-0,89	-0,39	(-0,02)	-0,49	-0,43	(-0,03)	-0,28	(0,08)	(0,22)	0,51	0,64	(-0,08)	(-0,13)	(0,06)	(-0,08)	(-0,06)	(-0,07)	(0,08)	(-0,04)	K:Rb	
	1,00	0,49	0,30	(0,01)	(0,07)	0,48	(-0,12)	0,37	(0,12)	(0,06)	(-0,11)	-0,39	(0,12)	0,22	0	(0,15)	(0,26)	(0,23)	(-0,01)	(0,21)	Li	
		1,00	0,24	(0,18)	0,42	0,25	(0,11)	0,21	(-0,04)	(-0,07)	-0,41	-0,50	(0,09)	(-0,06)	-0,29	(0,03)	-0,22	(-0,19)	(0,04)	(0,07)	Rb	
			1,00	(0,20)	(0,25)	0,39	(0,18)	0,20	(0,06)	(0,32)	(-0,07)	(0,18)	(-0,05)	0,33	-0,39	-0,39	(0,01)	(0,25)	(0,04)	(0,14)	Be	
				1,00	0,59	-0,12	(0,13)	(0,01)	0,31	(0,18)	(0,27)	0,30	(0,23)	(0,24)	(-0,08)	(-0,25)	(0,10)	0,37	(-0,22)	0,39	Nb	
					1,00	(0,32)	(0,15)	(-0,10)	(0,20)	(0,22)	(-0,09)	(-0,14)	(0,25)	(0,33)	(-0,12)	(-0,29)	-0,32	(0,02)	-0,36	0,34	Ta	
						1,00	(-0,12)	(0,26)	(0,03)	(-0,14)	(-0,20)	(-0,33)	(-0,13)	0,35	(0,02)	(0,20)	(-0,08)	(0,11)	(-0,06)	0,28	Sn	
							1,00	(-0,02)	(-0,05)	(0,26)	(0,01)	(-0,09)	0,31	(0,01)	(-0,04)	(-0,25)	(-0,23)	(-0,26)	(0,13)	(0,10)	Mo	
								1,00	0,23	(-0,03)	(-0,05)	(-0,21)	(-0,09)	(-0,02)	(0,01)	0,41	0,36	0,29	(-0,16)	(0,07)	Pb	
									1,00	(0,22)	(0,19)	0,53	(0,11)	(0,27)	(0,02)	(-0,23)	(0,18)	0,36	(-0,17)	(0,03)	Zn	
										1,00	0,77	0,64	(0,12)	(0,12)	(-0,10)	(-0,02)	(0,20)	(0,22)	(0,07)	0,44	Zr	
											1,00	0,77	(0,17)	(0,26)	(-0,16)	(0,04)	(0,11)	(0,28)	(0,16)	0,29	Sr	
												1,00	(-0,06)	0,42	(-0,04)	(-0,19)	(0,19)	(0,27)	(0,18)	(0,16)	Ba	
													1,00	(0,04)	(0,29)	(-0,03)	(0,17)	0,37	(-0,18)	(0,06)	Cu	
														1,00	0,39	(0,19)	0,32	0,35	0,25	(-0,02)	Ti	
															1,00	0,39	0,39	0,38	(-0,01)	(0,04)	V	
																1,00	0,59	0,31	0,41	(0,14)	Cr	
																	1,00	0,73	(-0,05)	(0,01)	Ni	
																		1,00	-0,23	(-0,07)	Co	
																			1,00	0	F	
																					1,00	B

Матрица факторных нагрузок и вклад факторов в общую дисперсию ( $v$ ). (Петрографические типы гранитоидов)

Компоненты	Гранодиориты $\omega_{кр} = 0,40$				Граниты $\omega_{кр} = 0,35$				Лейкограниты $\omega_{кр} = 0,32$			
	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>
K:Rb	0,82	-0,42	0	0	0,79	-0,07	-0,19	0,08	0,87	0	0,10	0,16
Li	-0,46	0,54	0,20	-0,20	-0,62	0,24	0,23	-0,15	-0,74	0,04	0,15	-0,22
Rb	-0,74	0,29	-0,22	-0,10	-0,85	0,07	0,08	0	-0,87	0,05	-0,12	-0,13
Be	-0,17	0,51	-0,35	-0,33	-0,66	0,44	0,04	-0,06	-0,78	0,31	0,13	-0,07
Nb	0,18	0,54	-0,41	0,32	-0,61	0,38	-0,39	0,05	-0,70	0,19	-0,12	0,10
Ta	-0,29	0,50	-0,56	0,26	-0,70	0,33	-0,35	-0,14	-0,82	0,22	0,02	0
W	-	-	-	-	-0,48	0,10	0,10	0,10	-	-	-	-
Sn	-0,47	0,41	0,10	-0,29	-0,61	0,35	0,30	-0,02	-0,67	-0,10	0,22	-0,05
Mo	-0,02	0,10	-0,41	-0,02	-0,12	0,22	-0,10	0,52	-0,32	0,54	-0,11	-0,19
Pb	-0,25	0,39	0,38	-0,11	-0,21	-0,18	0,51	0,31	-0,24	-0,34	-0,45	-0,37
Zn	0,30	0,46	-0,11	0,22	-0,07	0,03	0,26	0,80	-0,17	-0,04	-0,70	0,27
Zr	0,53	0,44	-0,31	-0,33	0	0,52	-0,35	0,45	-0,06	0,61	-0,21	0,52
Sr	0,77	0,26	-0,15	-0,27	0,22	0,53	-0,53	-0,03	0,48	0,37	0,02	-0,58
Ba	0,89	0,20	-0,19	-0,16	0,47	0,37	-0,37	0,38	0,60	0,34	-0,09	-0,50
Cu	0,07	0,31	-0,04	0,51	0,35	0,51	-0,05	0,07	0,18	0,71	-0,04	-0,28
Ti	0,18	0,57	0,13	-0,15	0,40	0,42	0,23	0,17	0,31	0,59	-0,36	0,06
V	0,14	0,12	0,57	0,35	0,57	0,38	0,42	-0,04	-	-	-	-
Cr	-0,02	0,13	0,80	-0,29	0,24	0,38	0,30	-0,17	-	-	-	-
Ni	0,27	0,46	0,68	0,08	0,32	0,66	0,10	-0,27	0,08	0,74	0,18	0,05
Co	0,29	0,67	0,41	0,31	0,41	0,66	0,21	-0,01	0,16	0,62	-0,16	0,22
F	0,12	-0,15	0,15	-0,69	-0,66	0,06	0,09	0,38	-0,74	0,15	-0,12	-0,14
B	0,07	0,40	-0,24	-0,26	-0,30	0,72	-0,11	-0,26	-0,13	0,39	0,68	0,19
P	-	-	-	-	0,15	0,58	0,50	-0,04	-	-	-	-
V, %	18,6	16,9	13,9	8,7	24,7	17,5	9,0	7,9	32,1	17,7	8,6	7,8

дует признать, что они менее дифференцированы по сравнению с породами второй группы.

Если расположить факторные нагрузки  $F_1$  от максимального значения  $[-\omega\{k$  максимальному значению  $+\omega\{[Sn-Li-Ta-Be-F-Nb], [Cr-V-Ti-Ni-Co]-Sr-Ba, B-Zr,$  то последовательность элементов напоминает ту, которая встречается с  $F_3$  для гранитоидов в глобальном масштабе и характеризовала различия в кислотности-щелочности расплавов. Учитывая, что в Становом хребте с гранитами встречаются сиенит-диориты (Чильчинский

## Сравнение двух групп гранодиоритов

Группа	n	K:Rb	K	Na	Li	Rb	Be	Nb	Ta	Sn	Pb
I	10	438	2,72	3,15	20	62	1,7	8,6	0,55	2,6	21
2	9	178	2,57	2,42	42	144	2,3	10,6	1,1	5,2	33

Группа	Zn	Zr	Sr	Ba	V	Cr	Ni	Co	F	Nb:Ta
I	69	246	740	2100	81	48	26	16	840	15,6
2	50	78	220	490	85	51	22	13	751	9,6

П р и м е ч а н и е. Содержания K, Na - в мас.%, остальных элементов - в г/т.



Р и с. 8. Зависимость между содержанием Ba (в г/т) и отношением K:Rb в гранодиоритах

массив) и отношение Nb : Ta в гранодиоритах района (15,6) выше, чем в гранодиоритах второй группы (9,6), можно считать, что F<sub>1</sub> отражает также различия в кислотности-щелочности расплавов при формировании гранитоидов. На Rb основное влияние оказывала кристаллизационная дифференциация.

В гранитоидах Станового хребта отмечается необычно высокое содержание Sr и Ba. Это дает основание принять, что F<sub>1</sub> характеризует геохимическую специализацию гранитоидов.

Таким образом, получаем, что с первым статистическим фактором связаны, как минимум, три геохимических и физико-химических фактора, накладывающиеся друг на друга: кристаллизационная дифференциация, кислотность-щелочность расплавов и геохимическая специализация на  $\text{Sr}$  и  $\text{Ba}$ .

Второй и третий факторы связаны с частными геохимическими особенностями отдельных объектов. Рассмотрим это на примере пар  $\text{Nb} - \text{Ta}$  и  $\text{Ni} - \text{Co}$ . Факторные нагрузки  $\omega_{\text{Nb}-2}$ ,  $\omega_{\text{Ta}-2}$ ,  $\omega_{\text{Ni}-2}$ ,  $\omega_{\text{Co}-2}$  имеют одинаковый знак, отражая случаи, когда отмечается или повышенное (палеозойские граниты МНР [92]) или пониженное (Восточный Саян [33]) содержание этих элементов. С  $F_3$  знаки  $\omega$  у  $\text{Nb}-\text{Ta}$  и  $\text{Ni}-\text{Co}$  разные: встречаются случаи, когда повышенное содержание  $\text{Nb}$  и  $\text{Ta}$  сочетается с пониженным содержанием  $\text{Ni}$  и  $\text{Co}$  (Кураминский хребет) и, наоборот, пониженное содержание  $\text{Nb}$  и  $\text{Ta}$  сочетается с повышенным содержанием  $\text{Ni}$  и  $\text{Co}$  (Становой хребет [18, 76]). Четвертый фактор ( $V_4 = 8,7\%$ ) отражает независимое от других элементов распределение  $\text{Cu}$  и  $\text{F}$ . Нет основания рассматривать  $\text{Cu}$  с  $\text{F}$  как парагенные элементы.

В целом относительно гранодиоритов можно заключить, что ведущий геохимический фактор в распределении элементов отсутствует. В равной степени проявляется влияние кристаллизационной дифференциации, кислотности-щелочности расплавов и геохимических особенностей отдельных объектов.

### Граниты

Геохимическая характеристика гранитов сходна с таковой для гранитоидов в целом. Средние содержания редких и рудных элементов в них достаточно близки (см. табл. 15, 16). Несколько выше в гранитах содержание  $\text{P}$  и ниже -  $\text{W}$  и  $\text{V}$ .

Корреляционная матрица (табл. 20) позволяет выделить литофильный ( $\text{Li}, \text{Rb}, \text{Be}, \text{Nb}, \text{Ta}, \text{W}, \text{Sn}, \text{F}$ ), сидерофильный со спутниками ( $\text{Ti}, \text{V}, \text{Cr}, \text{Ni}, \text{Co}, \text{Cu}, \text{Sr}, \text{Ba}, \text{P}$ ) парагенезисы и нейтральные элементы ( $\text{Pb}, \text{Mo}, \text{Zn}, \text{Zr}, \text{B}$ ). Отсутствуют из-за недостатка данных  $\text{S}, \text{Ga}, \text{Tl}, \text{U}, \text{Th}$ . Противоположность между литофильным и сидерофильным парагенезисами выражена слабо, из сидерофильных элементов она заметно проявлена лишь у  $\text{V}$  и  $\text{Ti}$ . У  $\text{V}$  и  $\text{Zr}$  отмечается положительная корреляция с некоторыми элементами как литофильного, так и сидерофильного парагенезиса, что показывает на наложение процессов.

По вкладу в общую дисперсию  $F_1$  и  $F_2$  отличаются незначительно:  $V_1 = 24,7$ ;  $V_2 = 17,5\%$  (табл. 18). С  $F_1$  связаны преимущественно элементы литофильного парагенезиса; из сидерофильных только ванадий имеет достаточно высокую факторную нагрузку. Сочетание разных по знаку и высоким по величине факторных нагрузок у отношения  $\text{K}$ :  $\text{Rb}$  и элементов литофильного парагенезиса может служить указанием на то, что  $F_1$  характеризует влияние кристаллизационной дифференциации.

С  $F_2$  теснее связан сидерофильный парагенезис и слабее - литофильный. Факторные нагрузки обоих парагенезисов совпадают по знаку. Из

Матрица парных коэффициентов корреляции (граниты)

K+Rb	Li	Rb	Be	Nb	Ta	W	Sn	Mo	Pb	Zn	Zr	Sr	Ba	Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	F	B	P	Ig
1,00	-0,51	-0,89	-0,52	-0,46	-0,55	-0,36	-0,41	(-0,02)	-0,22	(-0,07)	(0,11)	0,23	0,43	0,26	0,21	0,34	(0,11)	0,14	0,11	-0,54	-0,25	(0,01)	K+Rb
	1,00	0,52	0,53	0,35	0,34	0,17	0,60	(0,06)	0,18	(-0,04)	(-0,05)	(-0,01)	-0,24	-0,22	(-0,11)	(-0,14)	(-0,02)	(-0,03)	(-0,10)	0,46	0,40	(0,12)	Li
		1,00	0,55	0,53	0,51	0,43	0,47	(0,08)	0,18	(0,05)	(0,02)	-0,24	-0,37	-0,17	-0,27	-0,51	(-0,14)	-0,22	-0,23	0,61	0,29	(-0,06)	Rb
			1,00	0,51	0,52	0,37	0,58	0,15	0,17	(-0,02)	0,18	(0,14)	-0,19	(-0,06)	(-0,06)	-0,28	0	(0,10)	(0,03)	0,41	0,51	0,17	Be
				1,00	0,81	0,22	0,31	(0,10)	(-0,10)	(0,08)	0,32	(0,12)	0	(0,06)	(-0,14)	-0,35	-0,20	(0,03)	0	0,40	0,45	(-0,02)	Nb
					1,00	0,39	0,45	(0,10)	(-0,15)	(-0,08)	0,30	(0,10)	-0,26	(-0,12)	-0,25	-0,45	(-0,08)	(0,05)	(-0,10)	0,35	0,48	(-0,02)	Ta
						1,00	0,29	(0,05)	(0,17)	(0,09)	(0,11)	(-0,08)	-0,21	(0,07)	-0,36	(-0,07)	-0,22	(-0,06)	-0,18	0,34	(0,09)	0,21	W
							1,00	(0,12)	0,25	(0,13)	(0,09)	(-0,08)	-0,22	(-0,17)	(-0,02)	(-0,11)	(0,06)	0	(-0,08)	0,39	0,57	0,25	Sn
								1,00	(0,06)	0,26	0,30	(0,05)	(0,06)	0,26	(0,11)	(-0,12)	(0,07)	(0,02)	(-0,01)	0,24	(0,15)	(-0,07)	Mo
									1,00	0,31	(-0,13)	-0,22	-0,18	-0,24	(-0,07)	(-0,02)	(-0,08)	(-0,14)	(-0,02)	(0,11)	-0,24	(-0,04)	Pb
										1,00	0,24	-0,17	0,22	(-0,08)	(0,07)	(0,09)	(-0,05)	-0,20	(0,07)	0,32	(-0,14)	0,17	Zn
											1,00	0,37	0,36	0,20	0,34	(0,07)	(0,13)	0,27	0,23	(0,09)	0,23	(0,02)	Zr
												1,00	0,67	0,21	(0,07)	(0,11)	(0,04)	0,31	0,42	-0,18	0,48	(0,07)	Sr
													1,00	0,36	0,25	(-0,03)	0,20	0,38	(-0,17)	(0,10)	(0,15)	Ba	
														1,00	0,30	0,27	(-0,03)	0,46	0,43	(-0,13)	0,19	0,37	Cu
															1,00	0,37	0,26	0,32	0,46	(-0,15)	(0,10)	0,39	Ti
																1,00	0,34	0,43	0,58	-0,28	0,23	0,46	V
																	1,00	0,35	0,35	(-0,08)	0,25	0,24	Cr
																		1,00	0,64	-0,32	0,33	0,48	Ni
																			1,00	-0,25	0,21	0,54	Co
																				1,00	(0,15)	(-0,05)	F
																					1,00	0,23	B
																						1,00	P

нейтральных элементов повышенные факторные нагрузки у бора и циркония. Как и для гранитоидов в целом,  $F_2$  характеризует влияние геохимической специализации, которая существенно ослабляет противоположность между литофильным и сидерофильным парагенезисами.

Если расположить факторные нагрузки  $F_3$  от максимальных значений  $+ \omega$  до максимальных  $|- \omega|$ , то получаем последовательность:  $\left[ \begin{matrix} \text{Sn-Li-W-} \\ \text{F-Rb-Be} \end{matrix} \right] - \text{Ta-Nb, P-V-} \left[ \begin{matrix} \text{Cr-Ti-Co-Ni} \\ \text{-Ba-Sr,} \end{matrix} \right. \text{ В-Zr,}$  которая похожа на ту, что мы имели с  $F_3$  для гранитоидов в целом. Соответственно можно считать, что и в данном случае  $F_3$  характеризует различия в кислотности-щелочности расплавов. Высокое значение  $\omega_{\text{Pb-3}}$  вряд ли имеет к этому отношение. Скорее всего произошло наложение геохимических факторов.  $F_4$  связан со специализацией на цинк протерозойских рапакиви и рапакививидных гранитов (см. главу 4).

Таким образом, в гранитах, как и в гранитоидах в целом, распределение элементов определялось кристаллизационной дифференциацией, геохимической специализацией и кислотностью-щелочностью расплавов. Противоположность между литофильным и сидерофильным парагенезисами проявлена очень слабо.

#### Лейкократовые граниты

Лейкократовые граниты относятся к сравнительно дифференцированным породам ( $\bar{K}:\bar{Rb} = 149$ ). В них по сравнению со средним для гранитоидов отмечается повышенное содержание Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, W, Sn, U, Th, Ti, Mo, Pb, F, пониженное содержание Ti, V, Cr, Ni, Co, Sr, Ba, Zn, P и близким или равным среднему остается содержание Ga, Zr, Cu, B (см. табл. 15, 16).

Корреляционная матрица (табл. 21) позволяет выделить две многокомпонентные парагенетические ассоциации: I - Li, Rb, Be, Nb, Ta, Sn, F, т.е. литофильный парагенезис, II - Ni, Co, Cu со спутниками Ti, Sr, Ba, Zr, т.е. видоизмененный сидерофильный парагенезис, и нейтральные элементы - Mo, Pb, Zn и B. Для остальных элементов данных недостаточно.

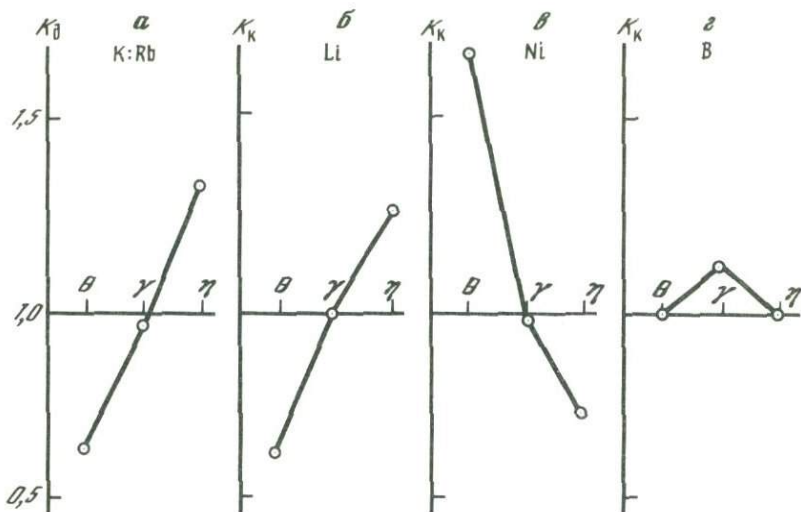
У элементов литофильного парагенезиса повышенная отрицательная корреляция с отношением  $K : Rb$ , в качестве антиподов выступают Sr и Ba, но с собственно сидерофильными элементами корреляция отсутствует и они не являются антиподами.

С  $F_1$  ( $v_1 = 32,1\%$ ) связаны отношения  $K : Rb$  и литофильный парагенезис, имеющие разные знаки факторных нагрузок (см. табл. 1E). Антиподами литофильного парагенезиса являются Sr и Ba. По аналогии с гранитоидами в целом можно считать, что первый фактор характеризует кристаллизационную дифференциацию, причем ее влияние на собственно сидерофильные элементы остается неощутимым.

Сидерофильные элементы (Ti, Ni, Co) связаны с  $F_2$  ( $v_2 = 17,7\%$ ). На их распределение существенное влияние начинает оказывать кристал-

Матрица парных коэффициентов корреляции (лейкократовые граниты)

K:Rb	Li	Rb	Be	Nb	Ta	Sn	Mo	Pb	Zn	Zr	Sr	Ba	Cu	Ti	Ni	Co	F	B	lg
1,00	-0,63	-0,95	-0,67	-0,55	-0,72	-0,54	-0,33	-0,32	(-0,13)	(0,10)	0,40	0,53	(0,08)	0,25	(0,01)	(0,06)	-0,66	(0,02)	K:Rb
	1,00	0,66	0,63	0,43	0,62	0,59	0,18	0,18	(0,04)	(-0,06)	-0,20	-0,33	(-0,06)	-0,21	(-0,06)	(-0,09)	0,63	0,22	Li
		1,00	0,67	0,53	0,77	0,48	0,29	0,31	(0,09)	(-0,02)	-0,41	-0,51	(-0,04)	-0,18	(-0,02)	(0,03)	0,70	(-0,01)	Rb
			1,00	0,62	0,74	0,55	0,36	(0,09)	0	0,22	-0,20	-0,37	(0,11)	(-0,09)	(0,16)	(0,01)	0,59	0,28	Be
				1,00	0,78	0,35	0,27	(0,09)	0,21	0,28	-0,33	-0,29	(0,01)	(-0,12)	(0,03)	(-0,12)	0,59	(0,09)	Nb
					1,00	0,49	0,40	(-0,06)	(0,12)	0,24	-0,21	-0,35	(-0,14)	(-0,18)	(0,09)	(-0,06)	0,61	(0,10)	Ta
						1,00	(0,14)	0,19	(0,14)	(-0,04)	-0,28	-0,35	0,28	-0,29	(-0,07)	-0,25	0,44	0,28	Sn
							1,00	(0,06)	(0,06)	0,28	(0,06)	0	0,45	0,24	0,24	(0,11)	0,30	0,24	Mo
								1,00	0,28	-0,23	(-0,06)	(-0,12)	-0,24	(-0,17)	(-0,16)	-0,26	(0,10)	-0,32	Pb
									1,00	0,31	(-0,14)	(-0,07)	-0,20	(0,10)	(-0,13)	(0,07)	0,21	-0,23	Zn
										1,00	0	(0,01)	0,27	0,41	0,41	0,36	(0,06)	0,25	Zr
											1,00	0,84	0,35	0,30	(0,24)	(0,16)	-0,21	(0,06)	Sr
												1,00	0,42	0,38	0,25	(0,13)	-0,32	(-0,06)	Ba
													1,00	0,40	0,52	0,42	(0,04)	(0,05)	Cu
														1,00	0,37	0,48	(-0,12)	(-0,05)	Ti
															1,00	0,52	(-0,05)	0,46	Ni
																1,00	(-0,01)	(0,11)	Co
																	1,00	(0,05)	F
																		1,00	B



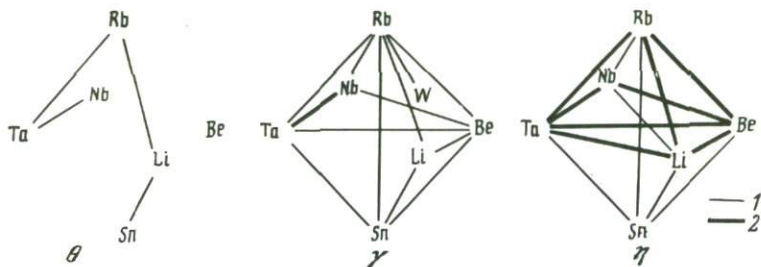
Р и с. 9. Сравнение  $K_D$  и  $K_K$  элементов в разных петрографических типах гранитоидов

лохимический фактор и соответственно различия лейкократовых гранитов по содержанию темноцветных минералов, к которым они тяготеют. Распределение Mo ( $\omega_{Mo-2} = 0,54$ ), который имеет положительную (низкую) корреляцию как с элементами литофильного, так и сидерофильного парагенезиса (см. табл. 2Г), определяется иной причиной. Цирконий и медь относятся к сидерофильному парагенезису. В то же время Cu, имея повышенную корреляцию с Mo ( $r_B = 0,45$ ), является его спутником.

$F_3$  ( $V_3 = 8,6\%$ ) характеризует распределение Zn со спутником Pb, независимое от Mo с Cu, а также литофильного и сидерофильного парагенезисов. Бор связан с независимым распределением турмалина.  $F_4$  ( $V_4 = 7,8\%$ ) показывает, что распределение парагенных стронция и бария зависит не только от кристаллизационной дифференциации, а цирконий связан не только с сидерофильным парагенезисом.

Сравним между собой гранодиориты, граниты и лейкократовые граниты. В общем дифференцированность пород от гранодиоритов к лейкократовым гранитам заметно возрастает (рис. 9, а). Что касается редких и рудных элементов, то их можно разбить на три группы.

К первой группе относятся элементы литофильного парагенезиса и их спутники (Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, W, Sn, U, Th, Ga, Tl, Mo, Pb, F), содержание которых в большей или меньшей степени повышается от гранодиоритов к гранитам и далее к лейкократовым гранитам (рис. 9, б, см. табл. 15, 16). Лишь у Mo содержание в гранодиоритах и гранитах примерно одинаковое и возрастает в лейкократовых гранитах. Особо следует остановиться на вольфраме. В выборке присутствуют 25 проб ультракислых гранитов Казахстана ( $\eta$ -е-Г-е -IIIб) с высоким содержанием



Р и с. 10. Схемы корреляционных связей между элементами литофильного парагенезиса в гранодиоритах, гранитах и лейкократовых гранитах  $1 - r_{\text{В}} = 0,4 - 0,6$ ;  $2 - r_{\text{В}} > 0,6$

элемента:  $W = 12,4$  г/т [ 87 ], что зависило среднее содержание вольфрама как в гранитоидах в целом, так и в лейкократовых гранитах. Без 25 проб среднее содержание  $W$  в гранитах равно  $3,4$  г/т, в лейкократовых гранитах —  $5,2$  г/т. Можно видеть, что и в этом случае лейкократовые граниты выделяются повышенным содержанием вольфрама.

Вторую группу, для которой характерно понижение содержания элементов от гранодиоритов к гранитам и затем к лейкократовым гранитам, составляют элементы сидерофильного парагенезиса и их спутники —  $Ti, V, Cr, Ni, Co, Sr, Ba, Cu, Zn, P$  (рис. 9, в, см. табл. 15, 16). Среди них выделяется медь с примерно равным средним содержанием в гранитах и лейкократовых гранитах. Третью группу составляют  $Zr$  и  $B$ , по среднему содержанию которых гранодиориты, граниты и лейкократовые граниты различаются незначительно (рис. 9, г, см. табл. 15, 16).

Если рассматривать корреляционные связи между элементами, то в слабо дифференцированных гранодиоритах литофильный парагенезис только намечается. В гранитах литофильный парагенезис существует, причем между элементами парагенезиса преимущественно средняя по величине  $r_{\text{В}}$  корреляция. В наиболее дифференцированных лейкократовых гранитах литофильный парагенезис выражен еще четче: между элементами преобладает высокая корреляция (рис. 10). Таким образом, формирование литофильного парагенезиса находится в прямой зависимости от дифференцированности рассмотренных петрографических типов гранитоидов. Среди спутников литофильного парагенезиса фтор во всех случаях выступает как полноправный литофильный элемент,  $Mo$  и  $Pb$  — как нейтральные элементы, остальные элементы не рассматривались ( $Ca, W, Ga, Tl$ ).

Сидерофильный парагенезис элементов присутствует во всех трех петрографических типах, причем в гранодиоритах проявлен слабо. Он нигде отчетливо не выступает как антипод литофильного парагенезиса, коррелируя с отношением  $K : Rb$  низкая или отсутствует. Получаем, что связь сидерофильного парагенезиса с кристаллизационной дифференциацией внут-

ри каждого из петрографических типов отсутствует, т.е. она нарушается с переходом от гранитоидов в целом. Элементы парагенезиса связаны между собой благодаря близости химических и кристаллохимических свойств. По этой причине к ним тяготеет медь.

В отличие от элементов сидерофильного парагенезиса для Sr и Ba характерна положительная корреляция с отношением  $K : Rb$ : на их распределение наряду с геохимической специализацией оказывала влияние кристаллизационная дифференциация. Отметим устойчивые для всех трех типов гранитоидов парные парагенезисы  $Nb-Ta$ ,  $Li-Sn$ ,  $Sr-Ba$ ,  $Ni-Co$ .

## Г л а в а 6. ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ

В предлагаемой главе будут рассмотрены геохимические особенности формационных типов гранитоидов. Следующая глава посвящена гранитоидам разных тектоно-магматических циклов.

В табл. 22 показано соотношение гранитоидов (в %), представляющих петрографические и формационные типы, а также тектоно-магматические циклы. Расчет производился в каждом прямоугольнике отдельно и независимо от других. За 100 % принималось количество проб ( $n$ ), указанное в последней графе, например, для гранодиоритов - 195, для габбро-гранодиоритового формационного типа - 78 и т.д. Сумма величин в каждой строке отдельных прямоугольников должна равняться 100 %, но она обычно несколько меньше, так как в таблице не приведены некоторые типы пород (габбро-граносиенитовый формационный тип, байкальский тектоно-магматический цикл и т.п.), которые при расчете учитывались.

В табл. 23 даны средние содержания элементов в отдельных формационных типах гранитоидов и количество проб, использованных при расчете. Если количество проб было меньше 20, то средние не приводятся. В табл. 24 находятся величины коэффициентов концентрации элементов ( $K_K$ ), рассчитанные на основании предыдущей таблицы.

Средние содержания элементов в том или ином формационном типе во многом зависят от соотношения в нем гранодиоритов, гранитов и других петрографических типов пород. Для того чтобы исключить влияние этого фактора, в табл. 25 показаны средние содержания элементов в одном петрографическом типе, а именно, в гранитах ( $\gamma$ ). В табл. 26 даны коэффициенты концентрации элементов в гранитах.

Формационные типы гранитоидов и тектоно-магматические циклы рассматриваются в глобальном масштабе. Они сохраняют главные геохимические особенности, свойственные гранитоидам в целом, в частности, их корреляционные матрицы в основном схожи с матрицей гранитоидов в глобальном масштабе (см. табл. 2). По этой причине, а также из-за громоздкости корреляционные матрицы не приводятся.

Табл. 27 представляет фрагменты матриц факторных нагрузок элементов разных формационных типов. Во всех случаях даны первые четыре фактора. Остальные факторы обычно надежной геохимической интерпрета-

Соотношение гранитоидов (в %), представляющих отдельные петрографические и формационные типы и тектоно-магматические циклы

Петрографический тип				Формационный тип					Тектоно-магматический цикл				n	
ϑ	Υ	η		б	г	д	е	ж	Π	К	Γ	Α		
ϑ				17,4	3,6	78,5	0	0		4,6	16,4	38,0	39,5	195
Υ				9,0	5,2	44,4	36,2	5,2		15,4	14,0	33,7	35,0	480
η				0	3,5	11,3	77,7	6,0		8,7	11,3	40,7	38,6	435
б	43,6	55,1	0							28,2	18,0	11,5	42,2	78
г	9,1*	32,5	19,5							59,7	1,3	6,5	27,3	77
д	36,3	50,6	11,6							7,1	14,5	44,0	32,5	421
е	0	33,8	65,7							7,4	9,7	37,9	42,4	514
ж	0	22,8	23,6**							15,5	34,5	30,0	20,0	110
Π	5,8***	48,4	24,8	14,4	30,0	19,6	24,8	11,2						153
К	19,5	40,8	29,9	8,6	0,6	37,2	30,5	23,2						168
Γ	16,5	36,2	39,5	2,0	1,1	41,3	43,5	1,4						444
Α	16,8	36,6	36,6	7,2	4,6	29,8	47,5	4,8						439

П р и м е ч а н и е. n = 1218.

\* ρ = 33,8%

\*\* ε = 33,6%; ζ = 20,0%;

\*\*\* ρ = 17,0%; ε = 2,0%; ζ = 2,0%.

Средние содержания элементов в формационных типах гранитоидов

Формационный тип	Символ	n	K:Rb	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	W	Sn	U	Th	Ga	Tl	Mo
Габбро-гранодиоритовый	б	78	254	32	I5I	-	3,1	I5	I,1	I,9	3,8	-	-	28	-	2,1
			69	72	71	18	59	58	36	20	77	41	41	36	14	56
Мигматит-гранитоидный	г	77	245	32	I42	-	2,7	I3	I,3	I,6	3,8	-	-	25	-	I,1
			61	66	70	14	44	30	23	20	67	6	6	45	12	48
Гранодиорит-гранитный	д	421	228	39	I67	6,4	3,3	I5	I,8	2,6	5,6	3,3	I6	24	I,0	I,7
			261	323	374	152	330	215	128	106	374	124	109	125	87	243
Гранит-лейкогранитный	е	514	148	68	298	9,9	6,1	29	3,9	5,4	7,7	4,2	23	26	I,7	2,1
			408	455	510	206	458	337	180	210	460	107	103	106	80	318
Сиенит-граносиенит-гранитный	ж	110	219	40	214	-	3,9	28	2,9	-	5,3	3,7	22	-	-	I,8
			77	84	108	17	104	83	52	14	106	34	36	19	9	79

Формационный тип	Символ	n	Pb	Zn	Zr	Sr	Ba	Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	F	B	P
Габбро-гранодиоритовый	б	78	31	76	I04	290	790	23	2630	56	31	10	10	I125	I4	620
			67	66	36	43	47	40	66	47	47	48	47	46	31	36
Мигматит-гранитоидный	г	77	27	58	I03	220	830	23	I590	55	21	10	8,1	620	11	428
			73	62	49	64	60	55	52	55	52	54	55	58	49	46
Гранодиорит-гранитный	д	421	29	55	I34	265	850	26	2420	42	23	12	7,8	720	17	586
			307	260	I39	I55	I44	I82	200	I74	I32	I42	I53	261	223	I17
Гранит-лейкогранитный	е	514	34	45	I39	110	344	18	I280	23	17	7,8	4,8	I410	19	355
			409	321	I37	202	184	I67	246	110	104	I50	I42	355	257	187
Сиенит-граносиенит-гранитный	ж	110	24	57	268	-	834	19	1840	23	18	5,7	5,9	I470	10	441
			74	66	34	18	32	55	46	31	28	31	27	76	38	24

П р и м е ч а н и е. В числителе - средние содержания элементов, в г/т, в знаменателе - число проб.

Коэффициенты концентрации элементов в формационных типах гранитоидов

Формационный тип	Символ	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	W	Sn	U	Th	Ga	Tl
Габбро-гранодиоритовый	б	0,63	0,67	-	0,67	0,65	0,41	0,48	0,61	-	-	1,08	-
Мигматит-гранитоидный	г	0,63	0,63	-	0,59	0,56	0,48	0,40	0,61	-	-	0,96	-
Гранодиорит-гранитный	д	0,76	0,74	0,80	0,72	0,65	0,67	0,65	0,90	0,89	0,80	0,92	0,71
Гранит-лейкогранитный	е	1,33	1,32	1,24	1,33	1,26	1,44	1,35	1,24	1,14	1,15	1,00	1,21
Сиенит-граносиенит-гранитный	ж	0,78	0,95	-	0,85	1,22	1,07	-	0,85	1,00	1,10	-	-

Символ	Mo	Pb	Zn	Zr	Sr	Ba	Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	F	B	P	K <sub>д</sub>
б	1,10	1,03	1,43	0,74	1,49	1,22	1,05	1,40	1,40	1,41	1,07	1,47	1,02	0,82	1,37	0,77
г	0,58	0,90	1,09	0,73	1,13	1,28	1,05	0,85	1,38	0,95	1,04	1,16	0,56	0,66	0,94	0,80
д	0,89	0,97	1,04	0,95	1,36	1,31	1,18	1,29	1,05	1,05	1,25	1,11	0,65	1,00	1,28	0,86
е	1,10	1,13	0,85	0,98	0,57	0,53	0,80	0,68	0,58	0,77	0,81	0,68	1,27	1,12	0,78	1,32
ж	0,95	0,80	1,07	1,90	-	1,29	0,86	0,98	0,58	0,82	0,59	0,84	1,33	0,61	0,97	0,89

П р и м е ч а н и е. K<sub>д</sub> - коэффициент дифференциации.

Средние содержания элементов в гранитах из разных  
формационных типов

Формационный тип	Сим-вол	n	K;Rb	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	W	Sn
Габбро-гранодиоритовый	б	43	216	35	189	-	3,5	17	1,1	-	4,3
			39	40	40	12	34	37	23	10	43
Гранодиорит-гранитный	д	209	201	47	201	7,8	4,1	17	2,2	2,9	6,5
			152	168	187	80	159	100	60	56	191
Гранит-лейкогранитный	е	174	174	64	242	9,0	5,3	26	3,3	2,8	7,4
			123	155	170	93	150	100	69	75	148

Формационный тип	Сим-вол	n	U	Th	Ga	Tl	Mo	Pb	Zn	Zr	Sr	Ba	Cu
Габбро-гранодиоритовый	б	43	-	-	29	-	2,3	37	91	105	194	670	20
			7	7	26	7	33	38	37	23	20	27	24
Гранодиорит-гранитный	д	209	3,9	16	25	1,1	1,6	31	53	130	198	760	21
			70	58	73	38	126	159	128	79	82	71	88
Гранит-лейкогранитный	е	174	3,0	20	24	1,0	1,6	30	47	179	147	422	18
			37	37	45	32	106	133	110	34	77	70	45

Формационный тип	Сим-вол	n	Ti	V	Cr	Ni	Co	F	B	P
Габбро-гранодиоритовый	б	43	1970	38	18	7,0	7,7	1430	-	550
			33	28	28	31	30	28	16	22
Гранодиорит-гранитный	д	209	2290	35	19	11	6,1	784	16,5	580
			117	95	73	72	79	136	124	80
Гранит-лейкогранитный	е	174	1910	24	19	7,8	4,9	1145	24	555
			62	44	41	46	46	123	108	52

Примечание. В числителе - средние содержания элементов, г/т, в знаменателе - число проб.

Коэффициенты концентрации элементов в гранитах  
из разных формационных типов

Формационный тип	Символ	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	W	Sn	U	Th
Габбро-гранодиоритовый	б	0,69	0,88	-	0,78	0,83	0,44	-	0,67	-	-
Гранодиорит-гранитный	д	0,92	0,93	0,95	0,91	0,83	0,88	1,07	1,02	1,05	0,86
Гранит-лейкогранитный	е	1,25	1,13	1,10	1,18	1,27	1,32	1,04	1,16	0,81	1,08

Формационный тип	Символ	Ga	Tl	Mo	Pb	Zn	Zr	Sr	Ba	Cu	Ti
Габбро-гранодиоритовый	б	1,12	-	1,44	1,19	1,65	0,72	1,05	1,04	<b>1,00</b>	<b>0,94</b>
Гранодиорит-гранитный	д	0,96	0,92	1,00	1,00	0,96	0,90	1,08	1,18	1,05	1,10
Гранит-лейкогранитный	е	0,92	0,83	1,00	0,97	0,85	1,23	0,80	0,85	0,90	0,91

Формационный тип	Символ	V	Cr	Ni	Co	F	B	P	K <sub>д</sub>
Габбро-гранодиоритовый	б	1,15	0,95	0,74	1,26	1,42	-	1,00	0,92
Гранодиорит-гранитный	д	1,06	1,00	1,17	1,00	0,78	0,87	1,05	0,98
Гранит-лейкогранитный	е	0,73	1,00	0,83	0,80	1,14	1,26	1,01	1,14

Примечание. K<sub>д</sub> - коэффициент дифференциации; коэффициенты концентрации рассчитаны по отношению к среднему в гранитах.

ции не поддаются. Формации и элементы, для характеристики которых материала недостаточно, в таблице не показаны.

Формационные типы гранитоидов различаются по своему генезису. Гранодиорит-гранитный и гранит-лейкогранитный типы представляют палингенный магматизм и связаны переходом от первого из них ко второму в процессе дифференциации. Гранитоиды габбро-гранодиоритового и габбро-граносиенитового формационных типов не являются дифференциатами габбро. Они в основном возникали при плавлении пород, сопровождавшем внедрение основной магмы мантийного происхождения. При их образовании наряду с дифференциацией существенную роль играл гибридизм. Магматит-

Т а б л и ц а 27

Матрица факторных нагрузок и вклад факторов в общую дисперсию (V)  
(Формационные типы гранитоидов)

Компоненты	Габбро-гранодиоритовый $\omega_{кр} = 0,42$				Гранодиорит-гранитный $\omega_{кр} = 0,33$				Гранит-лейкогранитный $\omega_{кр} = 0,32$			
	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>
K:Rb	0,87	-0,04	0,08	0,24	0,72	-0,38	-0,22	-0,04	0,86	0,02	0	-0,20
Li	-0,64	0,12	0,25	-0,43	-0,43	0,53	0,25	0,07	-0,69	0,10	-0,02	0,28
Rb	-0,93	-0,10	-0,06	-0,14	-0,81	0,34	0,10	0,03	-0,84	0,02	0,05	0,17
Be	-0,65	-0,33	-0,30	-0,26	-0,36	0,72	0,05	-0,16	-0,76	0,24	-0,06	0,11
Nb	-0,14	-0,63	0,18	-0,44	-0,34	0,56	-0,42	-0,20	-0,72	0,14	0,14	-0,26
Ta	-	-	-	-	-0,60	0,50	-0,28	-0,10	-0,81	0,18	-0,05	-0,16
Sn	-0,53	0,14	0,49	-0,39	-0,38	0,55	0,26	0,10	-0,62	0,07	0,05	0,18
Mo	-0,39	-0,63	-0,05	0,16	-0,02	0,24	-0,37	0,42	-0,25	0,35	0,35	0,02
Pb	-0,50	0,52	0,39	0,03	-0,50	0,15	0,18	-0,09	-0,10	-0,27	0,37	0,64
Zn	-0,47	-0,15	0,77	0,25	0,16	0,38	-0,11	0,33	0,02	-0,12	0,82	-0,11
Zr	-0,18	-0,42	-0,25	-0,21	0,45	0,36	-0,48	0,01	-0,16	0,43	0,49	-0,59
Sr	0,40	-0,27	-0,20	-0,58	0,63	0,36	-0,48	-0,20	0,42	0,53	-0,02	0,40
Ba	0,51	-0,63	0,51	-0,03	0,57	0,24	-0,59	-0,02	0,59	0,31	0,18	0,38
Cu	0,48	-0,69	-0,02	0,26	0,49	0,25	0	0,02	0,15	0,72	-0,07	0
Tl	0,69	-0,31	0,11	-0,15	0,52	0,25	0,23	0,38	0,42	0,55	0,42	0,07
V	0,68	0,14	0,36	-0,10	0,74	0,15	0,29	0,16	-	-	-	-
Cr	0,46	0,43	-0,02	-0,34	0,58	0,18	0,46	0,26	-	-	-	-
Ni	0,79	0,16	0,07	-0,20	0,58	0,44	0,40	-0,16	0,03	0,74	-0,19	-0,04
Co	0,81	-0,02	0,38	-0,12	0,66	0,38	0,21	-0,16	0,20	0,67	0,01	0,14
F	-0,81	-0,29	0,22	0,23	-0,21	0,33	0,03	0,72	-0,71	0,12	0,16	0,16
B	-	-	-	-	0,19	0,76	-0,28	-0,02	-0,25	0,59	-0,43	-0,03
P	-	-	-	-	0,32	0,53	0,55	-0,45	-	-	-	-
V, %	38,2	14,9	10,1	7,9	26,3	18,5	11,2	6,7	30,3	17,1	9,3	7,9

гранитоидная формация тесно связана с ультраметаморфизмом. Сиенит-граносиенит-гранитная формация относится к щелочной ветви палинггенных гранитоидов.

#### Гранодиорит-гранитный формационный тип (д)

Дифференцированность пород гранодиорит-гранитного формационного типа ниже средней для гранитоидов ( $K : Rb = 228$ ;  $K_D = 0,86$ ). Содержание большинства элементов литофильного парагенезиса ( $Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, W$ ) и их спутников ( $Th, Tl, F$ ) заметно ниже среднего, а некоторых элементов сидерофильного парагенезиса ( $Ti, Ni, Co$ ) и их спутников ( $Sr, Ba, Cu, P$ ) — выше среднего (см. табл. 23, 24).

Гранодиорит-гранитный формационный тип наполовину сложен гранитами, несколько меньше в его составе гранодиоритов и еще меньше лейкократовых гранитов (см. табл. 22). Соответственно средние содержания элементов находятся где-то посередине между средними содержаниями в гранитах и гранодиоритах (см. табл. 15).

В петрографическом типе "граниты" гранодиорит-гранитной формации по сравнению со средним для гранитов при их одинаковой дифференцированности наблюдается слабо выраженная тенденция к понижению содержания  $Li, Rb, Nb, Ta, Th, Tl, Zr, Be, B$ , наиболее заметная у  $F$  и к повышению содержания  $Ti, Ni, Sr, Ba$  (см. табл. 25, 26).

Факторный анализ показывает, что различие между  $F_1$  и  $F_2$  по вкладу в общую дисперсию невелико ( $V_1 = 26,3\%$ ;  $V_2 = 18,5\%$ ; см. табл. 27). С первым фактором связаны две ассоциации-антиподы: I —  $Li, Rb, Be, Nb, Ta, Sn, Pb$ ; II —  $Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu, Sr, Ba, Zr$ . Высокая  $\omega$  у отношения  $K : Rb$ . Незначимые  $\omega$  у  $Mo, Zn, F, B$  и  $P$ . Первая ассоциация представляет литофильный парагенезис со спутником свинцом, вторая — сидерофильный парагенезис со спутниками  $Cu, Sr, Ba$  и  $Zr$ , а первый фактор по аналогии с глобальным масштабом характеризует кристаллизационную дифференциацию.

Со вторым фактором, представляющим также по аналогии с гранитоидами в целом геохимическую специализацию, литофильный и сидерофильный парагенезисы не являются антиподами. Но в отличие от глобального масштаба первый парагенезис теснее связан с  $F_2$ , а второй — с  $F_1$ . Наиболее проявлена специализация у бериллия и бора, имеющих самые высокие факторные нагрузки.

Если факторные нагрузки элементов, относящиеся к  $F_3$  ( $V_3 = 11,2\%$ ), расположить от максимальных  $+\omega$  до максимальных  $|\omega|$ , то получим зависимость, характеризующую кислотность-щелочность:  $Li-Sn-[Rb-Be-Ta]-Nb$ ;  $P-Cr-Ni-[V-Ti-Co]-Sr-Ba$ ;  $B-Zr$ .  $F_4$  ( $V_4 = 6,7\%$ ) отражает геохимическую специализацию пород на фтор.

Таким образом, распределение редких и рудных элементов в породах гранодиорит-гранитного формационного типа было связано с кристаллизационной дифференциацией, геохимической специализацией гранитоидов и кислотностью-щелочностью расплавов. Среднее содержание элементов в

формации определялось прежде всего соотношением петрографических типов пород.

#### Гранит-лейкогранитный формационный тип (e)

Рассматриваемый формационный тип состоит на 1/3 из гранитов и на 2/3 из лейкократовых гранитов (см. табл. 22). Дифференцированность пород выше средней ( $\overline{K:Rb} = 148$ ;  $K_d = 1,32$ ). Она выше и в слагающих формацию гранитах ( $\overline{K:Rb} = 174$ ) и лейкократовых гранитах ( $\overline{K:Rb} = 137$ ) по сравнению со средним для этих петрографических типов. Соответственно в гранитах отмечается повышенное содержание элементов литофильного парагенезиса и пониженное — сидерофильного парагенезиса (см. табл. 25, 26), а в целом породы гранит-лейкогранитного формационного типа обогащены **Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, W, Sn, U, Th, Tl, Mo, Pb, F, B** и обеднены **Ti, V, Cr, Ni, Co, Sr, Ba, Cu, Zn, P**, причем содержание большинства элементов находится посредине между средними содержаниями в гранитах и лейкогранитах (см. табл. 15, 23 и 24).

Наиболее сильные факторы гранит-лейкогранитной формации очень похожи на таковые для лейкократовых гранитов (см. табл. 16, 27). Первый фактор ( $V_1 = 30,3\%$ ) характеризует кристаллизационную дифференциацию. С ним связаны отношения  $K:Rb$  и литофильный парагенезис (**Li, Rb, Be, Nb, Ta, Sn, F**), имеющие разные знаки  $\omega$ . В качестве антипода литофильному парагенезису выступает **Ba** со спутниками **Sr** и **Ti**.

Второй фактор ( $V_2 = 17,1\%$ ) отражает особенности распределения элементов сидерофильного парагенезиса со спутниками (**Ti, Ni, Co, Cu, Sr**), независимые от кристаллизационной дифференциации. Третий фактор ( $V_3 = 9,3\%$ ) представляет распределение цинка, четвертый фактор ( $V_4 = 7,9\%$ ) — свинца. Отметим, что цирконий связан с  $F_2, F_3$  и  $F_4$ , титан — с  $F_1, F_2$  и  $F_3$ , бор с  $F_2$  и  $F_3$ .

Если сравнить гранодиорит-гранитный и гранит-лейкогранитный формационные типы, то основной причиной, вызывающей различия между ними, являются разная дифференцированность и петрографический состав слагающих их гранитоидов.

#### Габбро-гранодиоритовый формационный тип (б)

В габбро-гранодиоритовом формационном типе гранитов несколько больше, чем гранодиоритов (см. табл. 22). Судя по величине отношения  $K:Rb$ , дифференцированность гранитов ( $\overline{K:Rb} = 216$ ) и гранодиоритов ( $\overline{K:Rb} = 303$ ) понижена, что определяет относительно низкую дифференцированность формационного типа в целом ( $\overline{K:Rb} = 254$ ;  $K_d = 0,77$ ). Соответственно содержание элементов литофильного парагенезиса (**Li, Rb, Be, Nb, Ta, W, Sn**) ниже среднего, а содержание большинства элементов сидерофильного парагенезиса и спутников (**Ti, V, Cr, Co, Sr, Ba, P**) выше среднего (см. табл. 23, 24). Формационный тип отрицательно специализирован на **Ta, Sn, Zr, B**. Содержание **Mo, Zn** и **F**, наоборот, повышенное и превышает их среднее содержание как в гранитах,

так и гранодиоритах. В данном случае влияет обогащение этими элементами Коростеньского массива ( $\gamma\text{-}\delta\text{-II-s-I}\delta$ ):  $\text{Mo} = 3,3$  г/т ( $n' = 14$ );  $\text{Zn} = 136$  (I $\delta$ );  $\text{F} = 2500$  (I $\delta$ ).

Вклад первого фактора в общую дисперсию ( $V_1 = 38,2\%$ ) заметно превышает вклады последующих факторов ( $V_2 = 14,9\%$ ;  $V_3 = 10,1$ ;  $V_4 = 7,9$ ).  $F_1$  отражает различия в дифференцированности гранитоидов, слагающих формационный тип. С ним связаны два парагенезиса-антипода: литофильный со спутниками ( $\text{Li}, \text{Rb}, \text{Be}, \text{Sn}, \text{Pb}, \text{Zn}, \text{F}$ ) и сидерофильный со спутниками ( $\text{Ti}, \text{V}, \text{Cr}, \text{Ni}, \text{Co}, \text{Cu}, \text{Ba}$ ). У первого из них отрицательная корреляция с отношением  $K : \text{Rb}$ , у второго — положительная. У остальных элементов незначимые  $\omega$  (см. табл. 27). Для  $\text{Cs}, \text{Ta}, \text{W}, \text{U}, \text{Th}, \text{Ga}, \text{Tl}, \text{B}, \text{P}$  данных недостаточно.

Второй фактор представляет различия в кислотности-щелочности при формировании гранитоидов. Расположив элементы в ряды от наибольшей  $+\omega$  к наибольшей  $|\omega|$  получаем последовательность, подобную наблюдавшейся с  $F_3$  для гранитоидов в целом:  $[\text{Sn-Li-Rb-F-Be}] - \text{Nb}; \text{Cr} - [\text{Ni-V-Co-Sr-Ti}] - \text{Ba}$ . Цирконий, как барий и ниобий, имеет повышенную отрицательную факторную нагрузку.

С  $F_3$  высокой факторной нагрузкой выделяется цинк, с  $F_4$  — стронций, что показывает на роль индивидуальных особенностей этих элементов в их распределении.

#### Мигматит-гранитоидный и сиенит-граносиенит-гранитный формационные типы

В состав мигматит-гранитоидного формационного типа входят: плагиограниты — 33,8%; граниты — 32,5; лейкократовые граниты — 19,5; гранодиориты — 9,1 (см. табл. 22). По своей дифференцированности ( $K_d = 0,80$ ) он находится между гранодиорит-гранитным ( $K_d = 0,86$ ) и габбро-гранодиоритовым ( $K_d = 0,77$ ) формационными типами (см. табл. 23, 24), но содержание ряда элементов как литофильного, так и сидерофильного парагенезисов в нем ниже, чем в указанных формациях ( $\text{Be}, \text{Nb}, \text{W}, \text{Mo}, \text{Pb}, \text{Sr}, \text{Ti}, \text{Cr}, \text{F}, \text{B}, \text{P}$ ). Средние содержания элементов в мигматит-гранитоидном формационном типе во многом связаны с особенностями его генезиса в условиях ультраметаморфизма.

В состав сиенит-граносиенит-гранитного формационного типа входят: граносиениты — 33%; лейкократовые граниты — 23,6; граниты — 22,8; щелочные граниты — 20,0% (см. табл. 22). В среднем по дифференцированности ( $K : \text{Rb} = 219$ ;  $K_d = 0,89$ ) он близок к гранодиорит-гранитному формационному типу, но в то же время наблюдается тенденция к его обогащению элементами литофильного парагенезиса, прежде всего  $\text{Rb}, \text{Nb}, \text{Ta}, \text{F}$ , и к обеднению элементами сидерофильного парагенезиса, прежде всего  $\text{V}$  и  $\text{Ni}$ . Наиболее отчетливо выделяется обогащение цирконием и обеднение бором (см. табл. 23, 24).

Если расположить элементы в возрастающей последовательности величин  $K_K$  (см. табл. 24), то получаем ряды, характеризующие кислот-

ность-щелочность:  $Li$  ( $K_k = 0,7E$ ) -  $Sn$  (0,85),  $Be$  (0,85) -  $Rb$  (0,95) -  $Ta$  (1,07) -  $Nb$  (1,22);  $V$  (0,5E) -  $Ni$  (0,59) -  $Cr$  (0,82) -  $Co$  (0,84) -  $Ti$  (0,98) -  $Ba$  (1,29);  $B$  (0,61) -  $Zr$  (1,9). Породы рассматриваемого формационного типа обогащены элементами, указывающими на щелочные условия.

Сиенит-граносиенит-гранитная формация имеет пестрый состав, причем каждый из петрографических типов заметно различается и по дифференцированности, и по содержанию редких и рудных элементов. В этой сложной ситуации можно выделить с достаточной степенью надежности, что сиенит-граносиенит-гранитный формационный тип в целом положительно специализирован на  $Zr$ ,  $Nb$ ,  $F$  и отрицательно на  $B$ . Для корреляционного и факторного анализа мигматит-гранитоидного и сиенит-граносиенит-гранитного формационных типов материала недостаточно.

Подводя итог, отметим следующее. Среди гранитоидных формаций наиболее широко развиты гранодиорит-гранитная и гранит-лейкогранитная, представляющие палингенный магматизм, приводивший к последовательному образованию пород ряда гранодиориты-граниты-лейкограниты. Ведущим процессом в распределении редких и рудных элементов являлась кристаллизационная дифференциация. На распределение и содержание элементов в других формационных типах наряду с кристаллизационной дифференциацией оказывали влияние особенности генезиса.

Одноименные типы гранитоидов, встречающиеся в разных формациях, сопоставимы по петрографической характеристике, но заметно отличаются по содержанию многих редких и рудных элементов, как, например, в петрографическом типе "граниты" (см. табл. 25).

## Глава 7. ГРАНИТОИДЫ РАЗНЫХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ

### Протерозой

Начнем рассмотрение гранитоидов разных тектоно-магматических циклов с геохимических факторов и связанных с ними парагенетических ассоциаций элементов. В табл. 28 приведены фрагменты матриц факторных нагрузок.

Протерозойские граниты представлены 153 пробами, из них 53 относятся к Балтийскому щиту, 75 - к Украинскому щиту.

Первый фактор ( $V_1 = 30,9\%$ ) отражает различия в дифференцированности пород, т.е. влияние кристаллизационной дифференциации. С ней, как обычно, связаны два парагенезиса-антипода: литофильный со спутниками -  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Be$ ,  $Nb$ ,  $Ta$ ,  $Sn$ ,  $F$ ,  $Mo$ ,  $Pb$  и сидерофильный со спутниками  $Ti$ ,  $V$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Cu$ ,  $Sr$ . У первого из них отрицательная корреляция с отношением  $K : Rb$ , у второго - положительная. Нейтральными являются  $Zr$ ,  $Ba$ ,  $Zn$ ,  $Cr$ ,  $B$  и  $P$ .

Сравним в Балтийском и Украинском щитах гранитоиды инверсионной стадии с гранитоидами консолидационной стадии и стадии активизации (табл. 29). Первые относятся к нижнему протерозою, вторые - к среднему и верхнему протерозою. От  $i$  к  $s+t$  содержание элементов литофиль-

Матрица факторных нагрузок и вклад факторов в общую дисперсию V (тектонно-магматические циклы)

Компоненты lg	Гранитоиды протерозоя $\omega_{кр} = 0,31$					Каледонииды $\omega_{кр} = 0,35$				Герциниды $\omega_{кр} = 0,33$				Альпиды $\omega_{кр} = 0,35$				
	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	F <sub>5</sub>	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	F <sub>5</sub>
K:Rb	0,87	0,06	0,08	-0,20	-0,32	0,77	-0,26	-0,08	-0,44	0,86	-0,18	0,28	0,04	0,90	-0,17	-0,04	0,24	-0,05
Li	-0,59	0,29	-0,02	0,55	-0,04	-0,57	0,50	0,03	0,02	-0,59	0,41	0,12	-0,06	-0,66	0,30	0	-0,31	0,14
Rb	-0,91	0,08	0,11	0,10	-0,07	-0,90	0,11	0,05	0,24	-0,86	0,08	-0,32	0,03	-0,91	0,15	0,02	-0,11	-0,07
Be	-0,70	0,38	0,13	0,06	-0,20	-0,68	0,29	-0,43	-0,05	-0,78	0,26	0	0,08	-0,81	0,25	0,10	0	0,13
Nb	-0,87	0,42	-0,38	-0,15	0,01	-0,64	0,22	-0,50	-0,05	-0,59	0,41	-0,05	0,34	-0,87	0,04	0,13	0,15	-0,30
Ta	-0,72	0,26	-0,57	-0,13	0	-	-	-	-	-0,73	0,26	0,02	0,25	-0,90	0,13	0,34	0,02	-0,06
W	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,58	0,67	0,03	0,03	-0,12
Sn	-0,78	0,25	-0,06	0,17	0	-0,51	0,50	0,35	-0,25	-0,51	0,24	0,35	-0,34	-0,62	0,22	-0,16	-0,19	0,32
Mo	-0,43	0,49	0,08	-0,37	0,14	-0,29	-0,11	-0,66	-0,27	-0,22	0,44	-0,07	-0,27	-0,09	0,57	0,20	0,53	-0,24
Pb	-0,46	-0,14	0,54	0,21	-0,12	-0,58	0,28	0,36	0,02	-0,38	0,14	-0,21	-0,44	-0,31	-0,20	0,13	-0,64	0,06
Zn	-0,29	0,52	0,53	-0,19	0,18	0,21	0,55	0,29	-0,31	0,18	0,20	0,50	-0,55	0,24	0,06	0,37	-0,35	-0,20
Zr	-0,30	0,71	-0,09	-0,26	-0,21	0	0,14	-0,80	-0,46	0,37	0,51	0,28	-0,30	0,16	0,38	-0,64	-0,15	-0,52
Sr	0,47	0,46	0,04	0,06	-0,54	0,56	0,09	-0,57	0,39	-	-	-	-	0,74	0,18	-0,05	-0,31	-0,36
Ba	0,26	0,67	0,27	0	-0,52	0,66	-0,05	-0,04	0,48	0,46	0,36	0,47	0,40	0,79	0,12	0,13	-0,16	-0,35
Cu	0,41	0,53	-0,04	0	0,18	0,21	0,40	-0,49	0,40	0,43	0,42	-0,45	-0,17	0,45	0,41	0,27	0,50	0,08
Ti	0,34	0,62	0,17	-0,26	0,29	0,70	0,27	-0,18	-0,20	0,59	0,54	0,06	-0,25	0,76	0,13	0,42	-0,02	0,15
V	0,60	0,15	0,13	0,35	0,40	0,64	0,42	0,10	0,08	0,60	0,40	-0,17	-0,03	0,65	0,36	0,04	-0,20	0,41
Cr	0,17	0,29	-0,11	0,68	-0,11	0,39	0,58	0,15	0,30	0,45	0,18	-0,74	-0,25	0,48	0,48	-0,09	0	0,45
Ni	0,56	0,51	-0,19	0,13	-0,03	0,05	0,78	-0,04	-0,02	0,33	0,63	-0,27	0,38	0,55	0,60	-0,11	-0,21	-0,19
Cc	0,46	0,62	0	0,17	0,29	0,35	0,70	-0,19	0,10	0,46	0,60	-0,22	0,32	0,75	0,37	0,25	-0,22	0,16
F	-0,78	0,13	0,29	0,10	0,18	-0,59	0,17	-0,07	0,23	-0,60	0,47	-0,06	-0,23	-0,52	0,52	0,22	-0,16	-0,04
B	0,08	0,26	-0,79	0,08	0,07	-	-	-	-	-0,09	0,62	0,50	0,20	-0,09	0,34	-0,72	0,14	0,27
P	0,24	0,55	0,19	0,09	0,30	0,44	0,54	0,24	-0,39	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V, %	30,9	19,0	9,3	6,7	6,0	29,3	16,9	13,1	8,0	29,9	16,9	13,1	8,0	41,3	12,4	7,9	7,4	6,6

Сравнение протерозойских гранитоидов инверсионной стадии с гранитоидами консолидационной стадии и стадии активизации

Стадии	n	K:Rb	Li	Rb	Be	Nb	Ta	Sn	Mo	Pb	Zn	Zr
i	5I	247	3I	137	2,3	12	1,4	3,3	0,9	32	69	113
		42	4I	5I	22	26	24	44	35	48	39	47
s + t	77	182	47	264	3,7	30	2,4	6,3	2,5	41	102	192
		74	68	75	66	66	39	72	43	62	54	47

Стадии	n	Sr	Ba	Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	F	B	P
i	5I	232	866	2I	1550	48	2I	9,1	8,1	6I5	7,1	470
		40	4I	39	5I	45	43	46	44	37	25	4I
s + t	77	117	758	22	1750	32	15	5,6	5,6	2250	5,6	395
		40	4I	39	5I	52	49	59	53	46	27	54

П р и м е ч а н и е. В числителе - средние содержания элементов, г/т, в знаменателе - число проб.

ного парагенезиса и совпадающих с ними по знаку нейтральных элементов увеличивается, а величина отношения  $K : Rb$ , содержание сидерофильных и совпадающих с ними по знаку нейтральных элементов - уменьшается. Следовательно,  $F_1$  отражает также различия между разновозрастными гранитоидами, относящимися к  $i$  и  $s + t$ .

Последующие четыре фактора ( $V_2 = 19,0\%$ ;  $V_3 = 9,3$ ;  $V_4 = 6,7$ ;  $V_5 = 6,0\%$ ) характеризуют геохимическую специализацию объектов и геохимические особенности отдельных элементов, пар или ассоциаций элементов. В сидерофильном парагенезисе с переходом от  $F_1$  к  $F_2$  появились барий и фосфор, выпал ванадий. Хром связан с  $F_4$  и его распределение происходило независимо от других сидерофильных элементов. С  $F_5$  связаны стронций и барий, отражая индивидуальные черты этой парагенетической пары. Среди халькофильных элементов с  $F_2$  связан парагенезис  $Mo$  и  $Zn$ , представляющий специализацию Коростеньского массива ( $K_K$  соответственно 1,7 и 2,6). Специализации меди в этом массиве не отмечено ( $K_K = 0,9$ ), и поскольку она тоже имеет повышенную факторную нагрузку ( $\omega_{Cu-2} = 0,53$ ), ее следует отнести не к  $Mo$  и  $Zn$ , а к сидерофильной ассоциации. С  $F_3$  связаны  $Pb$  и  $Zn$  и их антипод бор. Влияние  $F_2-F_5$  на элементы литофильного парагенезиса проявлено слабее. Ниобий в одном случае высту-

пает с бериллием и цирконием ( $F_2$ ), в другом - с танталом ( $F_3$ ). С  $F_4$  связан  $Li$ .

Четвертый фактор в слабом виде характеризует влияние кислотности-щелочности. Если расположить элементы от максимальной  $+w$  к максимальной  $-w$ , то получаем последовательность, которая была отмечена для гранитоидов в целом ( $F_3$ ):  $Li - [Sn-Rb-Be-Ta-Nb]$ ;  $Cr-V - [Co-Ni-Sr-Ba-Ti]$ ;  $[B-Zr]$ .

#### Каледониды

Первый фактор ( $V_1 = 29,3\%$ ) отражает влияние кристаллизационной дифференциации. Литофильный парагенезис со спутниками представлен  $Li, Rb, Be, Nb, Sn, Pb, F$ , его антипод сидерофильный парагенезис со спутниками представлен  $Ti, V, Cr, Co, Sr, Ba, P$ ; К нейтральным относятся  $Zr, Mo, Zn, Cu, Ni$ . У отношения  $K : Rb$  высокая факторная нагрузка, по знаку совпадающая с  $w$  элементов сидерофильного и отличающаяся от знака  $w$  элементов литофильного парагенезиса.

Второй фактор ( $V_2 = 16,9\%$ ) характеризует геохимическую специализацию. Значимые факторные нагрузки одного знака имеют из литофильного парагенезиса  $Li$  и  $Sn$ , из сидерофильного -  $V, Cr, Ni, Co, P$  и нейтральные  $Zn$  и  $Cu$ . Обогащение или обеднение гранитоидов сидерофильными элементами вне зависимости от их дифференцированности наиболее отчетливо выражено у никеля и почти не проявлено у титана. Особенности специализации на литий и олово можно представить, сравнив каледониды Алтае-Саянской области и Монголии (1), Северного Тянь-Шаня (2) и Казахстана (3) (г/т, в скобках - число проб):

	$K:Rb$	$Li$	$Sn$
1	245(57)	45(59)	5,6(61)
2	177(29)	38(29)	4,7(26)
3	161(29)	31(24)	3,2(64)

С переходом от Алтае-Саянской области и Монголии к Северному Тянь-Шаню и далее к Казахстану отношение  $K : Rb$  уменьшается, показывая на усиление дифференцированности пород. Вместе с тем содержание лития и олова понижается вместо обычного при кристаллизационной дифференциации повышения.

Второй, третий и четвертый факторы ( $V_3 = 13,1\%$ ;  $V_4 = 8,0\%$ ) характеризуют вариации во взаимосвязях элементов. С  $F_3$  цирконий встречается совместно с  $Nb$  и  $Be$ , с  $F_4$  - независимо от них. С  $F_2$  медь связана с цинком, с  $F_3$  - медь с молибденом, с  $F_4$  - медь встречается независимо от цинка и молибдена и даже со слабым антогонизмом к ним. С  $F_3$  стронций без бария, с  $F_4$  - стронций с барием, а их партнер по сидерофильному парагенезису - фосфор - является антиподом.  $F_3$  в слабом виде отражает влияние кислотности-щелочности на распределение элементов:  $Sn - [Rb-Li-Be-Nb]$ ;  $[Cr-V-Ni-Ba-Ti-Co] - Sr$ .

## Герциниты

Первый фактор ( $V_1 = 29,9\%$ ) представляет влияние кристаллизационной дифференциации. С ним связаны литофильный парагенезис со спутниками — **Li, Rb, Be, Nb, Ta, Sn, Pb, F** и его антипод сидерофильный парагенезис со спутниками — **Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu, Ba, Zr**. Нейтральными являются **Mo, Zn, B**. Отношение **K:Rb** имеет высокую факторную нагрузку, по знаку совпадающую с  $\omega$  элементов сидерофильного парагенезиса и отличающуюся от  $\omega$  элементов литофильного парагенезиса.

Последующие факторы ( $V_2 = 16,7\%$ ;  $V_3 = 10,6\%$ ;  $V_4 = 8,1\%$ ) характеризуют геохимическую специализацию и вариации во взаимосвязях элементов. Хотя на распределение элементов литофильного парагенезиса главное влияние оказывала кристаллизационная дифференциация, у некоторых из них (**Li, Nb, Sn, Pb, F**) отмечается связь и с другими факторами. Сидерофильные элементы в равной степени связаны с  $F_1$  и  $F_2$ , причем ванадий преимущественно с первым, никель и кобальт со вторым. Как и в протерозойских гранитоидах особняком стоит хром ( $\omega_{Cr-3} = -0,74$ ). С  $F_2$  встречен парагенезис **Mo-Cu**, с  $F_4$  — **Pb-Zn**, с  $F_3$  — цинк и медь являются антиподами.

## Альпиды

Первый фактор ( $V_1 = 41,3\%$ ) связан с кристаллизационной дифференциацией. Литофильный парагенезис представлен **Li, Rb, Be, Nb, Ta, W, Sn, F**, его антипод сидерофильный парагенезис со спутниками — **Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu, Sr, Ba**, нейтральные элементы — **Zr, Mo, Pb, Zn, B**. У отношения **K:Rb** высокая факторная нагрузка, по знаку совпадающая с  $\omega$  элементов сидерофильного парагенезиса и отличающаяся от  $\omega$  элементов литофильного парагенезиса. Вклад  $F_1$  в общую дисперсию значительно превышает вклады остальных факторов и является наиболее высоким по сравнению с  $F_1$  других тектоно-магматических циклов.

Второй, третий и четвертый факторы ( $V_2 = 12,4\%$ ;  $V_3 = 7,9\%$ ;  $V_4 = 7,4\%$ ) характеризуют распределение элементов, независимое от кристаллизационной дифференциации. Обращает внимание парагенезис **W-Mo-F** со спутником **Cu** ( $F_2$ ) и парный парагенезис **Mo-Cu** с антиподом **Pb** ( $F_4$ ). С  $F_2$  высокой факторной нагрузкой выделяется, кроме того, **Ni**. С  $F_3$  связаны нейтральные **Zr** и **B**, обособился от других сидерофильных элементов титан.

Пятый фактор ( $V_5 = 6,6\%$ ) отражает влияние кислотности-щелочности, выраженное слабо: **[Sn-Li-Be-Ta-Rb-W-Nb]**; **Cr-V-[Co-Ti-Ni]-Ba-Sr; [B]-Zr**.

Таким образом, во всех тектоно-магматических циклах, если их рассматривать в глобальном масштабе, ведущее значение в распределении редких и рудных элементов имела кристаллизационная дифференциация. Немаловажную роль играла геохимическая специализация регионов, комплексов гранитоидов и крупных массивов. В слабом виде проявилось влияние кислотности-щелочности.

Средние содержания элементов в гранитоидах разных тектоно-магматических циклов

Циклы	Символ	n	K:Rb	Li	Rb	Ca	Ba	Nb	Ta	W	Sn	U	Th	Ga	Tl	Mo
Протерозойские	П	153	203	42	217	4,1	3,4	28	2,6	-	5,3	-	-	27	-	1,8
			129	129	139	27	108	111	71	12	138	15	13	115	6	100
Каледонский	К	168	210	40	204	8,0	3,7	21	1,9	-	4,5	3,5	18	27	-	1,6
			126	123	166	41	151	146	64	12	160	65	66	47	8	126
Герцинский	Г	444	179	42	231	6,6	4,4	22	2,8	5,0	5,4	3,6	19	23	1,1	2,0
			256	353	426	183	389	328	151	112	363	138	118	103	100	340
Альпийский	А	439	199	65	235	10,5	5,7	22	3,2	3,3	7,8	3,9	22	25	1,8	1,8
			362	394	401	155	343	138	129	228	422	61	65	62	91	174

Циклы	Символ	n	Pb	Zn	Zr	Sr	Ba	Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	F	B	P
Протерозойские	П	153	35	88	180	175	800	22	1680	39	17	7,5	6,5	1390	7,9	416
			136	116	124	88	107	105	139	121	116	130	121	100	72	101
Каледонский	К	168	27	46	143	145	426	20	2040	41	23	11	6,9	1100	8,7	468
			144	111	78	63	55	115	109	87	70	82	88	78	38	64
Герцинский	Г	444	31	49	104	227	690	24	1420	38	21,5	9,5	8,1	975	17	353
			348	236	102	92	66	179	157	86	54	101	98	255	186	106
Альпийский	А	439	30	46	117	196	610	19,5	2270	41	25	11	6,7	1130	21	560
			302	305	88	237	236	97	200	128	123	112	114	365	306	139

Примечание. В числителе - средние содержания элементов, г/т, в знаменателе - число проб.

Т а б л и ц а 31

Коэффициенты концентрации элементов в гранитоидах  
тектоно-магматических циклов

Циклы	Сим- вол	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	W	Sn	U	Th
Протерозойские	П	0,82	0,96	0,51	0,74	1,22	0,96	-	0,85	-	-
Каледонский	К	0,78	0,90	1,00	0,80	0,91	0,70	-	0,72	0,95	0,90
Герцинский	Г	0,82	1,02	0,82	0,96	0,96	1,04	1,25	0,87	0,97	0,95
Альпийский	А	1,27	1,04	1,31	1,24	0,96	1,18	0,82	1,26	1,05	1,10

Циклы	Сим- вол	Ga	Tl	Mo	Pb	Zn	Zr	Sr	Ba	Cu	Ti
Протерозойские	П	1,04	-	0,95	1,17	1,66	1,28	0,90	1,23	1,00	0,90
Каледонский	К	1,04	-	0,84	0,88	0,87	1,01	0,75	0,66	0,91	1,09
Герцинский	Г	0,88	0,79	1,05	1,03	0,92	0,74	1,17	1,07	1,09	0,76
Альпийский	А	0,96	1,28	0,95	1,00	0,86	0,83	1,01	0,94	0,89	1,21

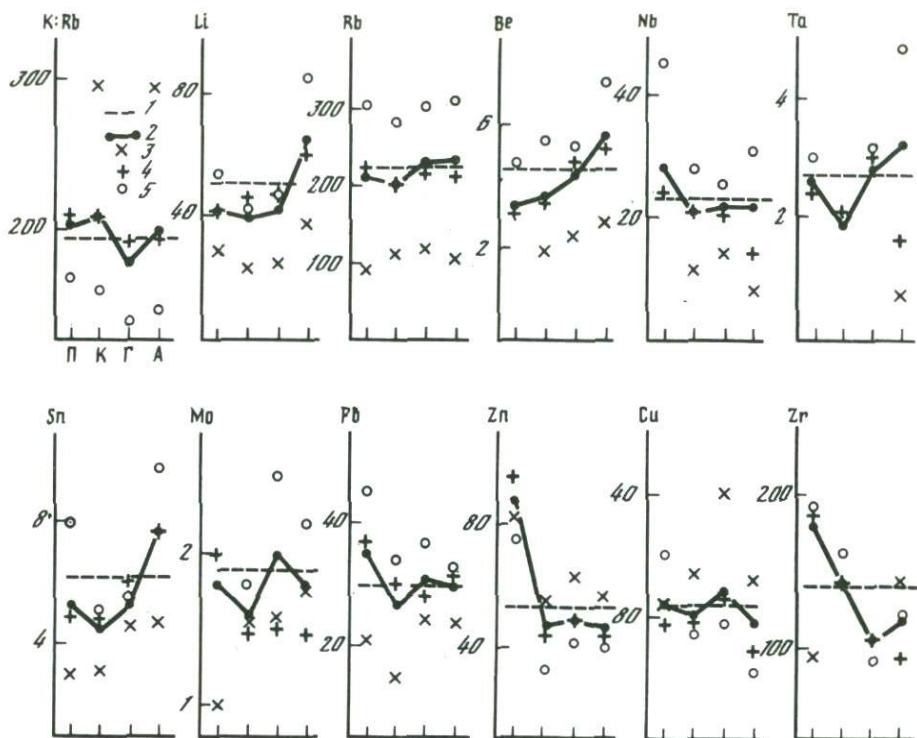
Циклы	Сим- вол	V	Cr	Ni	Co	F	B	P	K <sub>д</sub>
Протерозойские	П	0,96	0,77	0,76	0,93	1,26	0,46	0,89	0,96
Каледонский	К	1,03	1,05	1,18	0,98	0,99	0,51	1,03	0,93
Герцинский	Г	0,95	0,98	0,99	1,16	0,88	1,00	0,77	1,09
Альпийский	А	1,03	1,14	1,10	0,96	1,02	1,24	1,23	0,98

П р и м е ч а н и е. K<sub>д</sub> - коэффициент дифференциации.

В табл. 30, 31 приведены средние содержания элементов и коэффициенты концентрации для гранитоидов разных тектоно-магматических циклов. На рис. II проводится сравнение тектоно-магматических циклов по содержанию элементов, причем показаны не только средние для гранитоидов в целом, но и средние для гранодиоритов, гранитов, лейкократовых гранитов в отдельности.

При отнесении гранитоидов к тому или иному тектоно-магматическому циклу использовался возраст гранитоидов, указанный в литературе или на геологических картах. Поэтому приводимые данные содержат возрастную характеристику гранитоидов, только отнесенную не к стратиграфической шкале, а к последовательным тектоно-магматическим циклам.

Рассмотрим, с чем связаны различия тектоно-магматических циклов по содержанию редких и рудных элементов в гранитоидах.

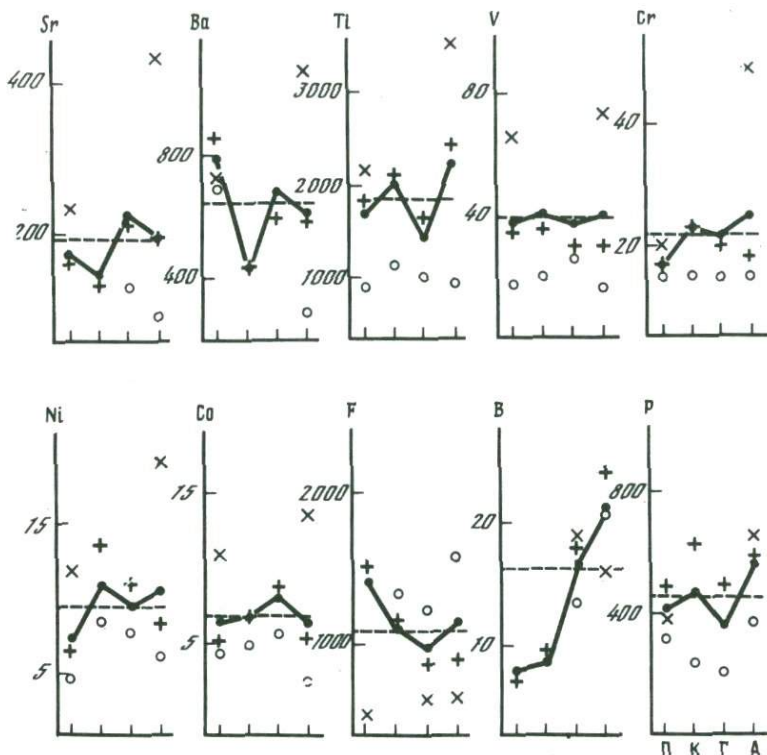


Р и с. 11. Содержание элементов (в г/т) в гранитоидах разных тектоно-магматических циклов

1- среднее отношение  $K:Rb$  и средние содержания элементов в гранитоидах; 2-5- отношение  $K:Rb$  и содержания элементов: 2- в гранитоидах разных тектоно-магматических циклов; 3- в гранодиоритах; 4- в гранитах; 5- в лейкократовых гранитах

1. Дифференцированность гранитоидов не оказала заметного влияния. Например, при сравнении несколько более дифференцированных герцинидов ( $K:Rb = 179$ ) с менее дифференцированными альпидами ( $K:Rb = 199$ ), заметно, что в последних больше  $Li, Be, Sn$  и меньше  $Co, Sr, Ba$ , хотя должно было бы быть наоборот. Примерно одинаково дифференцированные протерозойские гранитоиды ( $K:Rb = 203$ ) и каледонииды ( $K:Rb = 210$ ) заметно различаются по содержанию  $Nb, Ta, F, Ti, Cr, Ni$  и т.д.

2. Различия в соотношении петрографических типов пород также не оказывали видимого влияния. Например, в герцинидах и альпидах по сравнению с каледонидами и протерозойскими гранитами (см. табл. 22) увеличивается количество лейкогранитов и уменьшается количество гранитов и гранодиоритов (если в П совместно с гранодиоритами брать плагиограниты, что сделано на рис. 11). При этом только у бора отмечает-



ся существенный рост содержания в Г + А по сравнению с П + К; у других элементов какой-либо отчетливой закономерности или тенденции не наблюдается. По содержанию бора гранодиориты, граниты и лейкограниты практически не различимы (см. табл. 15).

3. Трудно увязать изменение содержания элементов в гранитоидах разных тектоно-магматических циклов с соотношением в них формационных типов (см. табл. 22).

4. В мезозое за счет активизации ранее консолидированных областей шире проявлена стадия активизации, что, возможно, способствовало обогащению альпид литием, бериллием, оловом, но на большинство элементов это не оказало особого влияния.

Различия гранитоидов разных тектоно-магматических циклов связаны прежде всего с их геохимической специализацией, которую следует рассматривать лишь как тенденцию к обогащению или обеднению пород тектоно-магматических циклов теми или иными элементами, поскольку отдельные объекты, относимые к одному и тому же циклу, могут существенно отличаться по содержанию этих элементов.

Протерозойские гранитоиды обогащены цинком, что во многом определяется положительной специализацией на цинк гранитоидов Балтийского

и Украинского щитов (соответственно 80 и 92 г/т при  $n = 31$  и 62), причем в них наблюдаются заметные колебания. Например, в Сущано-Пержанской зоне Украинского щита в устиновских гранитах содержание  $Zn = 24$  г/т, в львововских, сырницких и хочинских - 98-143 г/т [ III ]. Обогащение цирконием наиболее выражено в Балтийском щите (171 г/т,  $n = 49$ ). В гранитоидах улканского комплекса (Дальний Восток) в среднем содержание  $Zr = 544$  г/т,  $Nb = 110$  г/т ( $n = 4$ ) [ 91 ].

Выше отмечалось, что при общей обедненности каледонид литием и оловом их содержание в гранитоидах Алтае-Саянской области и МНР примерно в полтора раза выше, чем в гранитоидах Казахстана.

Герциниды относительно среднего обеднены оловом (5,4 г/т). По среди них выделяются гранитоиды Южного Тянь-Шаня ( $Sn = 9,1$  г/т;  $n = 63$ ), в которых содержание  $Sn$  заметно выше среднего и выше, чем в гранитоидах Урала (3,3 г/т;  $n = 78$ ) и Казахстана (3,8 г/т;  $n = 127$ ). Среди гранитоидов Южного Тянь-Шаня также наблюдаются колебания: в западной части хр. Иньльчек  $Sn = 56$  г/т, в массиве Торугарт -  $Sn = 4$  г/т (данные автора).

Гранитоиды альпийского тектоно-магматического цикла обогащены литием, бериллием, оловом и бором, при этом гранитоиды Памира (1) по сравнению с гранитоидами Забайкалья (2) и МНР (3) обеднены литием, обогащены оловом и бором, а содержание бериллия в них одинаковое (г/т, в скобках - число проб):

K:Rb	Li	Be	Sn	B
1. 174 (65)	52 (73)	6,3 (59)	11,5 (70)	37 (68)
2. 183 (176)	72 (187)	5,9 (175)	7,8 (183)	21 (119)
3. 196 (72)	76 (88)	6,0 (78)	8,2 (87)	24 (60)

Завершая обсуждение тектоно-магматических циклов, выделим следующее.

1. Во всех тектоно-магматических циклах ведущим фактором в распределении большинства редких и рудных элементов была кристаллизационная дифференциация. Наибольшее влияние она оказала на элементы литофильного парагенезиса, меньшее - на элементы сидерофильного парагенезиса и почти не влияла на халькофильные элементы, цирконий и бор.

2. По дифференцированности гранитоиды тектоно-магматических циклов различаются незначительно. Поэтому при их сравнении на первый план выступают различия в геохимической специализации. Наиболее отчетливо выделяется обогащение протерозойских гранитоидов цирконием и цинком, альпид - литием, бериллием, оловом и бором.

3. По содержанию редких и рудных элементов регионы, комплексы и крупные массивы, относимые к одному и тому же тектоно-магматическому циклу, различаются между собой. Одни обогащены тем или иным элементом, другие - обеднены. Поэтому о геохимической специализации гранитоидов тектоно-магматических циклов можно говорить не как об обязательном во всех конкретных случаях явлении, а как о преобладающей тенденции.

4. Оценка специализации гранитоидов тектоно-магматических циклов основана для каждого из них на материалах по трем-пяти регионам, что позволяет дать геохимическую характеристику тектоно-магматических циклов для пород Советского Союза и Монголии, но недостаточно для их характеристики в глобальном масштабе.

ж ж ж

Подведем итог обсуждению общих геохимических особенностей гранитоидов, рассмотренных в первой части книги.

1. В глобальном масштабе среди факторов, определявших распределение редких и рудных элементов в гранитоидах, ведущим являлась кристаллизационная дифференциация. Ее характеризуют литофильный и сидерофильный парагенезисы-антиподы. К литофильному парагенезису относятся  $Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, W, Sn$ , к сидерофильному -  $Ti, V, Cr, Ni, Co$ . Элементом литофильного парагенезиса сопутствовали  $F, U, Th, Ga, Tl, Mo, Pb$ , элементам сидерофильного парагенезиса -  $Cu, Sr, Ba, P$ . Обычно нейтральными по отношению к кристаллизационной дифференциации были  $Zn, Zr, B$ . Элементы литофильного парагенезиса накапливались в поздних дифференциатах, элементами сидерофильного парагенезиса обогащены ранние гранитоиды.

2. Подчиненное значение как фактор имела геохимическая специализация, которая выражалась в обогащении или обеднении элементами гранитоидов регионов, комплексов, крупных массивов вне зависимости от их дифференцированности. В данном случае противоположность между литофильным и сидерофильным парагенезисами отсутствует. Вообще геохимическая специализация играла не меньшую роль, чем кристаллизационная дифференциация, но из-за неоднородности проявления в разных объектах ее значение в глобальном масштабе оказалось не столь выразительным.

3. Следующей по влиянию на распределение элементов стоит кислотность-щелочность кристаллизующихся расплавов. Более кислые условия характеризуют среди элементов литофильного парагенезиса  $Li$  и  $Sn$ , среди сидерофильного парагенезиса -  $V$  и  $Cr$ , среди нейтральных -  $B$ ; щелочные условия характеризуют  $Nb, Ti, Sr, Ba, Zr$ . Остальные факторы связаны в основном с особенностями распределения отдельных элементов или пар элементов, преимущественно халькофильных.

4. От гранодиоритов к гранитам и далее к лейкократовым гранитам возрастает дифференцированность пород. Соответственно от гранодиоритов к лейкократовым гранитам увеличивается содержание элементов литофильного парагенезиса и их спутников и уменьшается содержание элементов сидерофильного парагенезиса и их спутников. Условия образования других петрографических типов гранитоидов (плагιοграниты, граносиениты, щелочные граниты) представляют отступления от условий формирования наиболее распространенного ряда дифференциатов: гранодиориты-граниты-лейкократовые граниты.

5. Распределение редких и рудных элементов в гранитоидах разных формационных типов связано прежде всего с кристаллизационной дифференциацией. Среднее содержание элементов в формационных типах зависят от их генетических особенностей, дифференцированности слагающих их пород и соотношения петрографических типов гранитоидов.

6. Во всех тектоно-магматических циклах ведущим фактором в распределении редких и рудных элементов была кристаллизационная дифференциация. Сами же тектоно-магматические циклы между собой по дифференцированности различаются незначительно, и поэтому при их сравнении на первый план выступают особенности геохимической специализации каждого из них. Для Советского Союза и Монголии можно отметить тенденцию к обогащению протерозойских гранитоидов цирконием и цинком и обогащение гранитоидов альпийского тектоно-магматического цикла литием, бериллием, оловом и бором.

7. Одни и те же петрографические типы гранитоидов, относящиеся к разным формационным типам или тектоно-магматическим циклам, обычно различаются по содержанию редких и рудных элементов.

## **ЧАСТЬ II. ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ И МАССИВОВ**

Во второй части книги рассмотрим геохимические факторы, определяющие распределение редких и рудных элементов в региональных и локальных масштабах. Возьмем гранитоиды, относящиеся к разным тектоно-магматическим циклам: Украинского щита, формирование которого завершилось в протерозое, каледониды Северного Тянь-Шаня (хр. Терской-Алатау), герциниды Южного Тянь-Шаня (хр. Иньльчек) и альпиды Южного Памира. Каждый регион будет охарактеризован в разной степени дифференцированными гранитами. Вместе с тем остановимся и на отдельных массивах.

Каменный материал был собран автором с сотрудниками в виде штучных проб весом 2-6 кг. Анализ редких и рудных элементов производился в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ. Щелочи определяли методом фотометрии пламени;  $Ta$ ,  $U$  и  $Th$  - нейтронно-активационным методом;  $F$  - с помощью химического анализа; остальные элементы - преимущественно спектральным приближенно количественным методом. В гранитоидах хребтов Терской-Алатау и Иньльчек бериллий был определен спектральным количественным методом, ниобий - рентгенорадиометрическим. В литиовит-альбитовых гранитах (см. часть III) тантал определяли экстракционно-флуориметрическим методом с последовательным применением бриллиантового зеленого и бутилродамина "С", ниобий определяли фотокалориметрически с реагентом сульфохлорфенолом "С". Силикатные анализы проводились в Центральной аналитической лаборатории ГЕОХИ АН СССР химическим и рентгенофлуоресцентным методами.

Точность спектрального приближенно количественного метода не высока, но он экспрессный, сравнительно недорогостоящий и в целом удов-

летворяет требованиям корреляционного анализа. Для каждого объекта желательно анализировать пробы одной партией. Определяя средние содержания элементов в объекте, следует контролировать данные приблизительно количественного анализа более точными методами и вообще для этой цели лучше использовать меньшее количество анализов, но установленных более доброкачественно.

Для характеристики отдельных участков двадцати-тридцати проб обычно бывает достаточно, чтобы установить ведущие факторы и парагенезисы элементов. При установлении геохимического смысла статистических факторов будем пользоваться аналогией с известными нам парагенезисами. Например, кристаллизационную дифференциацию характеризует отношение  $K:Rb$  с литофильным и сидерофильным парагенезисами-антиподами, для щелочных пород типичны  $Zr-Nb$  со спутниками  $Tb$ ,  $Ti$  и  $Y$ . На распределение элементов в локальных объектах влияние оказывают вариации породообразующих минералов. В таком случае используем  $K, Rb$ ,  $K:Rb$  (см. табл. I4, рис. 6) и  $K:Na$ , с помощью которых можно определить изменение соотношения калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца и биотита. При анализе геохимических факторов будут применяться небольшие специально подобранные выборки, имеющие сугубо прикладное значение. С небольшими самостоятельными выборками мы встретимся и при совместном рассмотрении редких и рудных элементов с петрогенными. Содержания редких и рудных элементов в них заимствованы из общих выборок.

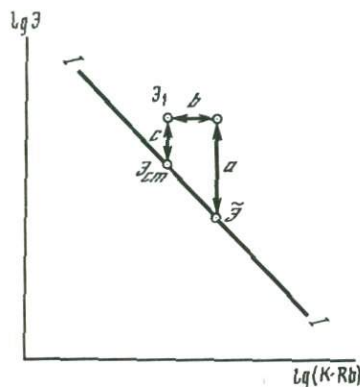
Корреляционные матрицы приведены для всех регионов. Для массивов или их участков они приводятся в качестве примера в отдельных случаях. В матрицах факторных нагрузок показаны первые наиболее сильные факторы. Рассматриваемые регионы хорошо изучены и подробно описаны в литературе. Это позволяет ограничиться их краткой характеристикой в объеме, необходимом для обсуждения представляемого материала.

На примере отдельных объектов рассмотрим особенности геохимической специализации. Метод ее оценки был описан в [3], суть его такова. Глобальные характеристики гранитоидов являются всеобщими. Специализация проявляется на уровне регионов, комплексов, массивов и оценивается по отступлениям от глобальных характеристик. Обычно содержание элементов в каком-либо объекте сравнивают со средним содержанием элементов в гранитоидах и о специализации судят по величине коэффициента концентрации ( $K_K$ ), который во многих случаях является недостаточной характеристикой. Например, можно заранее сказать, что содержание элементов литофильного парагенезиса в лейкократовых гранитах будет выше, чем в гранодиоритах, и это представляет не региональную, а глобальную особенность, связанную прежде всего с различиями в дифференцированности гранитоидов. Для таких элементов было предложено оценивать специализацию с помощью стандартных обобщенных уравнений с использованием в качестве "стандарта" отношение  $K:Rb$ , которое по сравнению с дру-

гими компонентами наименее подвержено специализации и в то же время характеризует дифференцированность гранитоидов

$$\lg \bar{D}_{CT} = a \cdot \lg(K:Rb) + b,$$

где  $a = r \frac{\sigma \lg \bar{D}}{B \sigma \lg(K:Rb)}$  при  $r_B = 1$  с сохранением его знака (т.е. +1 или -1),  $b = \overline{\lg \bar{D}} - a \cdot \overline{\lg(K:Rb)}$ . Стандартные обобщенные уравнения для элемен-



Р и с. 12. Графический расчет коэффициентов концентрации, дифференциации и специализации

тов, имеющих повышенную корреляцию с отношением  $K:Rb$  ( $r_B \geq 0,4$ ), приведены в табл. 4. О геохимической специализации судят по величине коэффициента специализации  $-K_{sp}$ . На рис. 12 показан графический расчет  $K_K$ ,  $K_D$  и  $K_{sp}$  для объекта I ( $a = \lg K_K$ ;  $b = \lg K_D$ ;  $c = \lg K_{sp}$ ). I - принятое обозначение стандартной обобщенной линии. Подробнее расчет  $K_{sp}$  описан в книге /3/.

## Глава 8. ГРАНИТОИДЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Украинский щит имеет блоковое строение. Блоки первого порядка ограничены глубинными разломами. Выделяют шесть блоков (с юго-востока на северо-запад): Приазовский, Среднеприднепровский, Ингуло-Ингулецкий, Росинско-Тихичский, Днестровско-Бугский и Северо-Западный [46]. Ниже будут рассмотрены пять участков Приазовского блока и три участка Северо-Западного блока.

### Приазовский блок

Среди гранитоидов Приазовского блока наиболее древними являются архейские пироксеносодержащие плагиограниты токмакского комплекса, а также плагиограниты и плагиомигматиты шевченковского комплекса. В раннем протерозое образовались диориты и гранодиориты обитоchnенского комплекса, биотитовые граниты салтычанского комплекса и более поздние биотитовые граниты анадольского комплекса, относимые к гранит-лейкогранитному формационному типу (абс. возраст 2100-1850 млн лет). Мы рассмот-

рим анадольские граниты из Андреевского и Каравских карьеров. Позднее сформировался комплекс щелочных пород, к которому относятся обсуждаемые в данной главе биотит-амфиболовые граниты сиенит-граносиенит-гранитной формации, взятые в Волновахском карьере (1800-1650 млн лет). Еще позднее произошло внедрение субщелочных гранитов каменногильского комплекса (1450-1100 млн лет), представленного ниже Каменногильским и Екатериновским массивами. Данные по абсолютному возрасту взяты из монографии [46].

Гранитоиды Приазовья изучались многими исследователями [46, 49, 96, 98, 123]. При описании пород автор наряду со своими использовал и их наблюдения. Сведения об аксессуарных минералах в основном заимствованы из указанных работ. Предлагаемый раздел книги построен на материале статьи [8]. В таблицах средних содержаний отсутствуют элементы, содержание которых было ниже чувствительности анализа или анализы которых по абсолютной величине вызвали сомнение (Be, Pb), а также медь из-за существенных вариаций содержания, делавших небольшие выборки мало представительными.

Рассмотрим совместно пять участков Приазовья ( $n = 119$ ). Средние содержания элементов и  $K_D$  показаны в табл. 32. В более дифференцированных гранитах каменногильского комплекса ( $K_D = 2,40-2,52$ ) по сравнению с другими участками ( $K_D = 0,80-1,58$ ) наблюдается повышенное содержание Li, Rb, Nb, Ta, Sn, Y, U, F, и пониженное - Ti, V, Zr.

Корреляционная матрица (табл. 33) позволяет выделить литофильный парагенезис (Li, Rb, Nb, Ta, Sn) со спутниками (Y, U, Th, Pb, F) и его антипод - сидерофильный парагенезис (Ti, V со спутником Zr). У литофильного парагенезиса и спутников значимая отрицательная корреляция с отношением  $K:Rb$ , у сидерофильного - значимая положительная.

С первым фактором ( $V_1 = 48,2\%$ , см. табл. 33) связаны литофильный парагенезис со спутниками (Li, Rb, Nb, Ta, Sn, Y, U, Th, Pb, F) и его антипод сидерофильный парагенезис со спутниками (Ti, V, Zr, Ga). С отношением  $K:Rb$  у первого отрицательная, а у второго - положительная корреляция. Нейтральными являются Mo, Zn, Cu. Данные показывают, что ведущим фактором в распределении большинства редких и рудных элементов в гранитоидах Приазовья была кристаллизационная дифференциация.

Второй фактор ( $V_2 = 14,6\%$ ) отражает формационную неоднородность гранитов. С  $F_2$  связана ассоциация Y, Mo, Zn, Zr, Ti и их антипод Th. Если сравнить примерно одинаково дифференцированные, но относящиеся к разным формационным типам граниты Андреевского и Волновахского карьеров (см. табл. 32, № 4, 5), то во втором из них содержание Y, Mo, Zn, Zr и Ti значительно выше, а Th - ниже. С  $F_3$  ( $V_3 = 9,1\%$ ) и  $F_4$  ( $V_4 = 6,5\%$ ) в качестве антиподов выступают калий и натрий. У свинца в одном случае одинаковый знак  $\omega$  с натрием ( $F_3$ ), в другом - с калием ( $F_4$ ). Высокую  $\omega$  с  $F_3$  имеет галлий. Возможно, от соотношения калия и

Средние содержания элементов и  $K_D$  в гранитах Приазовского блока

№ п/п	Формула	n	K	Na	K:Rb	Li	Rb	Nb	Ta	Sn	Y
1	η-e-П-t-Iб	26	3,84	2,65	70	160	558	42	7,9	22	62
2	η-e-П-t-Iб	21	3,72	2,68	73	113	515	50	6,8	20	III
3	γ-e-П-s-Iб	25	3,47	2,68	112	66	318	11	1,6	5,4	9
4	γ-e-П-s-Iб	25	4,54	2,53	223	16	206	3,5	0,36	1,8	4,5
5	ζ-ж-П-s-Iб	22	3,83	2,31	211	24	181	6	0,9	1,6	25

№ п/п	Формула	n	U	Th	Ga	Mo	Zn	Zr	Ti	V	F	$K_D$
1	η-e-П-t-Iб	26	12	42	20	0,7	56	59	171	2,5	7570	2,52
2	η-e-П-t-Iб	21	18	57	24	1,4	40	109	195	3	5900	2,40
3	γ-e-П-s-Iб	25	7,3	30	52	0,9	43	151	636	39	660	1,58
4	γ-e-П-s-Iб	25	3,8	59	38	0,5	19	133	596	46	560	0,80
5	ζ-ж-П-s-Iб	22	4,5	13	38	1,5	105	296	1672	67	1110	0,83

Граниты: 1 - Каменноугольский массив, 2 - Екатериновский массив, 3 - Каранские карьеры, 4 - Андреевский карьер, 5 - Волновахский карьер; n - число проб.

Примечание. Содержания K, Na - в мас.%, остальных элементов - в г/т.

натрия зависело распределение и других элементов, но влияние кристаллизационной дифференциации на них было более сильным.  $F_5$  ( $V_5 = 4,6\%$ ) показывает на независимое от других элементов распределение в гранитах меди.

В выборке по Приазовью присутствуют граниты разного возраста, принадлежащие к разным формационным типам, генетически прямо между собой не связанные, т.е. разные в геологическом отношении. Но, несмотря на перечисленные особенности, в региональном масштабе решающее влияние на распределение элементов оказала кристаллизационная дифференциация, т.е. физико-химический фактор, а не геологические. Лишь подчиненную роль сыграл петролого-геохимический фактор, характеризующий формационную принадлежность гранитов.

Перейдем к рассмотрению отдельных участков. Для пояснения минерало-геохимического смысла статистических факторов в табл. 34 помещены небольшие выборки гранитов. Фрагменты матриц факторных нагрузок с наиболее сильными факторами приведены в табл. 35.

Андреевский карьер расположен между поселками Анадоль и Андреевка и имеет два уступа. Им вскрыты красновато-серые и красные средне-крупнозернистые биотитовые граниты. Главные минералы представлены микроклином, олигоклазом и кварцем. Содержание биотита меняется от 4 до 6 %, распределен он равномерно или в виде ориентированных полосок. Из аксессуарных минералов встречены флюорит, апатит и циркон. Среди главных минералов преобладает микроклин. Кроме того, развита микроклинизация гранитов, участками существенная. Выражается она в обогащении породы крупнозернистым красным микроклином.

Первый фактор ( $V_1 = 29,6\%$ ) связан с микроклинизацией гранитов. Антиподами калия являются все элементы, имеющие значимые  $\omega$  (см. табл. 35). Если сравнивать составы наименее микроклинизированных гранитов (см. табл. 34, № 1) с существенно микроклинизированными (там же, № 2), то с переходом от первых ко вторым происходит повышение содержания калия и понижение содержания подавляющего большинства элементов. Следовательно, в Андреевском карьере микроклинизация, сопровождавшаяся некоторым замещением кварца, плагиоклаза и биотита, вела к рассеиванию многих редких и рудных элементов (Li, Sn, Y, Th, Ga, Pb, Zn, Cu, Zr, Ba, Ti, V, Ni, Co, возможно Nb).

Заметим относительно ниобия, у которого при повышенной отрицательной факторной нагрузке ( $\omega_{Nb-1} = -0,56$ ) содержание при микроклинизации гранитов (см. табл. 34, I, 2) не изменилось. Здесь следует учитывать, что в табл. 34 рассматривается 9 проб, а матрица факторных нагрузок рассчитана, исходя из 25 проб, и поэтому возможны расхождения. Мы и в дальнейшем иногда будем встречаться с таким явлением.

Второй фактор ( $V_2 = 15,8\%$ ) отражает геохимическую неоднородность гранитов. Выделяются ассоциации-антиподы:  $Kb-Ga-U-Pb$  и  $F-Ti-Zr$ . Элементами первой из них обогащены граниты верхнего уступа карьера, элементами второй — граниты нижнего уступа (см. табл. 34, № 3, 4). По петрографической характеристике граниты обоих уступов не различаются. Содержание калия, натрия и лития (полевые шпаты, биотит) в обеих группах проб одинаковое. Для выяснения причины неоднородности гранитов с весьма пологой границей между участками требуются дополнительные исследования.

Каранские карьеры находятся около пос. Мирный. Три карьерами вскрыты светло-красные, красновато-серые, красные преимущественно мелко-среднезернистые биотитовые граниты, в которых микроклин преобладает над плагиоклазом. Содержание биотита 5-7 %, распределен он равномерно или образует скопления в виде мелких гнезд и линзочек, местами заметна слабая гнейсовидность. Среди аксессуарных встречены апатит и циркон. Типична микроклинизация с обогащением гранитов крупнозернистым микроклином, иногда в виде полос.

Граниты на разных участках несколько различаются. В карьере I преобладает сравнительно мелкозернистая разновидность с более высоким

Матрица парных коэффициентов корреляции и факторных нагрузок

К	Na	K:Rb	Li	Rb	Nb	Ta	Sn	Y	U	Th	Ga	Mo
1,00	-0,27	0,44	-0,31	-0,09	-0,19	-0,26	-0,25	-0,20	-0,16	0,14	-0,14	-0,16
	1,00	-0,50	0,43	0,46	0,35	0,33	0,47	0,11	0,35	0,42	-0,02	-0,28
		1,00	-0,92	-0,93	-0,87	-0,89	-0,90	-0,67	-0,76	-0,32	0,16	0,05
			1,00	0,89	0,87	0,92	0,88	0,70	0,71	0,29	-0,19	0
				1,00	0,88	0,88	0,90	0,67	0,78	0,42	-0,22	-0,12
					1,00	0,92	0,89	0,82	0,80	0,36	-0,32	0,06
						1,00	0,88	0,83	0,76	0,25	-0,35	0,11
							1,00	0,72	0,75	0,40	-0,24	-0,06
								1,00	0,67	0,16	-0,30	0,25
									1,00	0,39	-0,18	0,11
										1,00	-0,14	-0,35
											1,00	0,03
												1,00

Примечание.  $n = 119$ ;  $r_{Bkr} = \omega_{kr} = 0,18$ .

содержанием кварца. В карьере 3 граниты средне-крупнозернистые, обогащены полевыми шпатами. В южной части карьера 2 встречается крупная субширотная тектоническая зона.

Первый фактор ( $V_1 = 25,7\%$ ) связан с вариациями микроклина и биотита в гранитах, когда с увеличением содержания биотита уменьшается содержание микроклина или наоборот. Вообще преобладает тенденция к микроклинизации. У калия низкая факторная нагрузка, у рубидия и отношения **K:Rb** факторные нагрузки повышенные с разными знаками. В соответствии с этим в табл. 34, № 5, 6 приведены две частные выборки гранитов из карьера 2, которые при близком содержании в них калия, различаются по содержанию рубидия и величине отношения **K:Rb**. Мы встречаемся с примером УИ (см. табл. 14, рис. 6). В породах, обогащенных микроклином (№ 5), уменьшается содержание **Li, Rb, Nb, Ta, Sn, Y, Th, Ga, Zn, Zr, Ba, Ti, V, Ni, Co, F**. Какой-либо закономерности в пространственном размещении гранитов групп № 5, 6 не наблюдается.

В статье /8/ первый фактор был связан с геохимической неоднородностью гранитов. Дело в том, что при полевых и камеральных работах не удалось установить видимого различия между гранитами, объединенными

(граниты Приазовского блока)

Pb	Zn	Cu	Zr	Ti	V	F	lg	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	F <sub>5</sub>
-0,06	-0,33	0,12	-0,16	-0,09	0,06	-0,10	K	-0,21	-0,41	-0,42	0,69	-0,06
0,16	-0,22	-0,24	-0,37	-0,47	-0,36	0,20	Na	0,49	-0,39	0,40	-0,37	0,06
-0,34	-0,10	0,02	0,40	0,66	0,77	-0,73	K:Rb	-0,95	-0,07	-0,20	0,18	-0,15
0,25	0,16	0,06	-0,36	-0,63	-0,73	0,79	Li	0,94	0,14	0,07	-0,12	0,15
0,37	-0,03	0,03	-0,50	-0,77	-0,83	0,77	Rb	0,97	-0,08	0,06	0,09	0,13
0,34	0,18	0	-0,31	-0,58	-0,79	0,86	Nb	0,96	0,18	0	0,06	-0,10
0,24	0,23	0,04	-0,36	-0,63	-0,80	0,89	Ta	0,97	0,22	-0,08	-0,06	0
0,33	0,06	0,02	-0,39	-0,71	-0,80	0,80	Sn	0,97	0,03	0,08	-0,02	0,07
0,30	0,36	0,10	-0,08	-0,37	-0,64	0,87	Y	0,80	0,45	-0,11	0,13	-0,18
0,49	0,11	0,01	-0,27	-0,57	-0,71	0,66	U	0,85	0,13	0,17	0,21	-0,08
0,34	-0,45	-0,22	-0,24	-0,47	-0,38	0,28	Th	0,44	-0,53	0,22	0,31	-0,35
0,38	-0,04	-0,05	0,31	0,40	0,44	-0,50	Ga	-0,35	0,10	0,77	0,12	0,32
0,09	0,49	0,18	0,37	0,35	0,06	0,08	Mo	-0,05	0,75	-0,07	0,12	-0,18
1,00	0,02	0	0,08	-0,11	-0,20	0,14	Pb	0,34	0,13	0,67	0,55	-0,01
	1,00	0,19	0,40	0,28	0,10	0,23	Zn	0,06	0,85	-0,09	-0,17	-0,03
		1,00	0,13	0,06	0,06	0,11	Cu	-0,01	0,34	-0,32	0,39	0,71
			1,00	0,80	0,59	-0,34	Zr	-0,50	0,63	0,28	0,14	-0,22
				1,00	0,80	-0,63	Ti	-0,80	0,49	0,19	0	-0,12
					1,00	-0,80	V	-0,91	0,15	0,19	-0,03	0,06
						1,00	F	0,90	0,20	-0,31	0,06	-0,11
							V%	48,2	14,6	9,1	6,5	4,6

в группы № 5, 6. Изложенное показывает, что с помощью факторного анализа можно дополнить характеристику пород.

Второй фактор ( $V_2 = 20,0\%$ ) отражает дифференцированность гранитов. Так же как с  $F_1$ , имеем низкую  $\omega_{K-2}$  и повышенные  $\omega_{Rb-2}$  и  $\omega_{(K:Rb)-2}$ , отличающиеся по знаку, но если с  $F_1$  у литофильных и сидерофильных элементов был одинаковый знак  $\omega$ , то с  $F_2$  они входят в разные ассоциантиподы: Rb - Ta - Sn и Ti - V - Ni - Co - Zn - Mo - Ba - Zr - Th. У первой из них с отношением K : Rb корреляция отрицательная, у второй - положительная, т.е. наблюдается картина, типичная для кристаллизационной дифференциации. В данном случае имеем соответствие с примером I (см. табл. I4, рис. 6).

Если сравнить граниты из карьера I (см. табл. 34, № 7) с гранитами карьера 3 (там же, № 8), то устанавливается, что с понижением отношения K:Rb повышается содержание элементов первой ассоциации и понижается - второй. Различия между карьерами I и 3 можно связать с нередко встречающейся вертикальной зональностью в распределении элементов. В настоящее время карьеры находятся на одном горизонтальном уровне. Не исключено, что граниты карьера 3 были приподняты по одному из разло-

## Группы гранитоидов отдельных участков Приазовского блока

№п/п	n	K	Na	K:Rb	Li	Rb	Nb	Ta	Sn	Y	U	Th	Ga	Mo	Zn	Zr	Ba	Ti	V	Ni	Co	F
1	5	3,60	2,64	164	18	220	3,5	0,3	2,6	5,5	5	61	62	0,5	42	136	480	600	72	3	4	280
2	4	5,86	2,44	246	14	238	3,5	0,3	1,2	4,5	5	46	42	0,5	12	66	425	450	35	2	2	350
3	10	4,54	2,53	197	16	229	3,5	0,3	2	4,5	5	58	65	0,5	19	108	470	530	59	2	3	280
4	15	4,54	2,53	241	16	191	3,5	0,4	2	5	3	59	20	0,5	19	150	447	640	37	2	3	760
5	5	4,02	2,66	123	52	328	10	1,4	5	10	10	23	48	1,0	24	100	140	460	15	3	1	740
6	5	3,86	2,70	97	94	396	18	2,2	7,5	16	7	40	64	0,8	44	160	240	720	56	5	3	880
7	5	2,88	2,67	84	93	344	11	2,9	7	8	7	21	48	-	38	88	160	580	30	2	2	680
8	5	3,88	2,61	149	49	262	6	0,8	3	5	6	39	40	1,1	48	200	340	780	60	4	3	480
9	14	3,99	2,24	216	27	185	6	0,9	1,7	27	4	14	52	1,5	100	360	730	1790	73	2	6	1200
10	8	3,52	2,44	201	19	175	5	0,9	1,4	20	5	12	12	1,4	116	190	460	1350	56	5	5	960
И	21	3,97	2,64	73	156	547	39	7,5	23	53	12	43	15	0,7	61	55	-	136	2,6	-	-	7610
12	5	3,28	2,67	55	176	600	54	9,3	20	98	10	45	38	1,0	36	76	-	320	2	-	-	7380
13	7	4,13	2,73	65	100	484	44	6,7	31	118	18	55	21	0,6	34	107	-	230	2,6	-	-	6300
14	3	3,97	2,93	58	121	683	43	5,5	27	97	13	58	33	0,7	53	113	-	300	3	-	-	5000
15	5	3,11	2,49	62	133	502	56	6,5	20	150	18	65	24	0,7	50	126	-	380	2,8	-	-	5940

Примечание. Андреевский карьер: 1- биотитовые граниты, 2- микроклинизированные граниты, 3- граниты с нижнего уступа, 4- с верхнего уступа; Каранские карьеры: 5- карьер 2, K: Rb = 94-102, 6- там же, K: Rb = 115-140, 7- граниты из карьера 1, 8- граниты из карьера 3; Волновахский карьер, граниты: 9- северной части, 10- южной части; Каменногильский массив: 11- биотитовые граниты, 12- биотитовые граниты, замещенные мелкозернистой мусковит-альбит-кварцевой породой; Екатериновский карьер: 13- биотитовые граниты, 14- альбитизированные граниты, 15- грезенизированные граниты.

Содержания K, Na - в мас.%, остальных элементов - в г/т.

Факторные нагрузки  $\omega$  и вклад факторов в общую дисперсию  $V$  (Приазовский блок)

Т а б л и ц а 35

Компонент	Андреевский $\omega_{кр} = 0,38$			Каранский $\omega_{кр} = 0,38$			Волновахский (граниты) $\omega_{кр} = 0,40$			Волновахский (альбитизированные граниты) $\omega_{кр} = 0,49$			Каменноугольский $\omega_{кр} = 0,37$				Екатериновский $\omega_{кр} = 0,42$	
	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>		F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>		F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>
K	0,55	-0,19		0,15	0,08	0,68	-0,04	0,92		0,68	0,19	-0,36	-0,56	-0,47	0,31	-0,41	-0,67	0,13
Na	-0,02	0,16		-0,36	-0,16	-0,32	-0,23	-0,76		-0,91	0,09	0,12	0,06	0,23	0,04	0,42	-0,42	0,62
K+Pb	0,73	0,34		0,57	0,64	0,19	-0,12	0,85		0,53	0,13	0,28	-0,45	-0,71	0,22	0,22	-0,59	-0,55
Li	-0,43	0,30		-0,87	-0,36	-0,19	0,54	0,33		0,84	0,36	0,17	0,36	0,39	-0,18	-0,18	0,43	0,22
Rb	-0,28	-0,62		-0,45	-0,59	0,48	0,17	0,16		0,79	0,16	-0,45	0,04	0,46	0	-0,68	0,04	0,86
Be	-	-		-	-	-	-	-		-	-	-	0,22	-0,16	0,58	0,09	0,55	-0,29
Nb	-0,61	0,15		-0,72	-0,34	0,43	0,24	-0,47		-0,95	0	-0,12	0,77	-0,07	0,46	-0,06	0,71	-0,23
Ta	-0,28	0,39		-0,68	-0,52	0,08	0,10	-0,25		-0,90	0	0,08	0,31	0,58	0,04	0,26	-0,21	-0,56
Sn	-0,76	0,22		-0,60	-0,39	0,07	0,55	-0,50		-0,73	0,24	0,17	0,02	0,21	0,56	-0,33	-0,06	0,13
Y	-0,46	0,36		-0,70	-0,18	0,25	0,51	-0,14		-0,07	0,78	-0,47	0,74	-0,09	-0,21	-0,18	0,34	-0,24
U	-0,34	-0,43		-0,02	-0,22	0,54	0,04	-0,03		-0,76	0,26	0,20	0,22	-0,70	-0,36	0,07	0,19	-0,55
Th	-0,44	0,27		-0,52	0,41	-0,25	0,21	0,10		-0,68	0,46	0,06	0,50	-0,50	-0,44	-0,15	0,69	-0,06
Ce	-0,44	-0,74		-0,22	-0,24	0,28	0,78	0,33		-0,84	0,41	-0,06	0,67	0,41	-0,11	0,03	0,07	0,35
Mo	-0,35	0,17		-0,05	0,44	0,56	0,43	-0,23		-	-	-	0,48	-0,26	-0,18	0,03	0,04	-0,23
Pb	-0,61	0,59		0,05	0,24	0,68	0,76	0,15		-0,27	0,60	0,56	0,56	-0,46	0,07	-0,02	0,12	0,43
Zn	-0,48	0,11		-0,51	0,43	-0,16	0,18	-0,20		0,49	0,67	0,12	0,25	-0,44	0,47	0,41	0,70	0,24
Cu	-0,50	0,19		0,13	0,15	0,38	0,69	0,37		0,23	0,67	0,20	-0,29	-0,25	-0,03	-0,71	0,11	0,51
Zr	-0,66	0,43		-0,49	0,67	-0,09	0,74	0,09		-0,91	0,16	0,01	0,80	-0,19	0,17	-0,12	0,68	0,01
Ba	-0,43	-0,29		-0,19	0,74	-0,09	0,81	0		0,83	0,03	0,05	-	-	-	-	-	-
Ti	-0,65	0,61		-0,52	0,67	0,12	0,71	-0,04		0,01	-0,13	0,90	-0,82	-0,02	0,16	-0,11	0,69	-0,05
V	-0,84	-0,30		-0,67	0,40	-0,32	0,67	-0,06		0,91	0,12	0,26	0,14	-0,12	0,68	-0,26	0,42	0,16
Ni	-0,56	-0,05		-0,32	0,56	0,48	-0,45	-0,06		-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-0,90	0,02		-0,61	0,67	-0,22	0,66	-0,40		0,91	0,01	0,19	-	-	-	-	-	-
F	0,21	0,79		-0,73	-0,11	-0,06	0,69	-0,05		0,83	0,35	-0,04	0,17	-0,34	-0,58	-0,19	0,16	-0,52
	29,6	15,8		25,7	20,0	12,8	27,0	14,9		53,2	12,8	10,6	24,6	16,4	13,1	10,0	22,2	17,2

мов, которые отмечаются на участке. По вкладу в общую дисперсию разница между  $F_1$  и  $F_2$  незначительна.

Третий фактор ( $V_3 = 12,8\%$ ) характеризует различия гранитов в содержании кварца и микроклина с биотитом. Аналогичный случай показан в табл. 14, рис. 6, пример IV. Если судить по факторным нагрузкам, то на участках, обогащенных микроклином и биотитом и обедненных кварцем, можно ожидать накопления **Nb, U, Mo, Pb, Ni**. Возможно, это относится и к другим элементам, но предыдущие факторы затушевывают влияние  $F_3$ .

Волновахский карьер расположен южнее г. Волновахи на окраине с. Дмитриевка. Им вскрыты красновато-серые крупнозернистые биотит-амфиболовые граниты, в которых преобладает микроклин, образующий крупные красные и светлокрасные кристаллы; в подчиненном количестве находятся кварц и плагиоклаз. Содержание темноцветных минералов меняется от 7 до 15%, они представлены роговой обманкой и биотитом. Между крупных зерен микроклина наблюдаются мелкозернистые образования, сложенные альбитом и кварцем с подчиненным количеством микроклина. Карьер вытянут в меридиональном направлении примерно на 1 км. В южной его части по сравнению с северной больше мелкозернистой массы и кварца и меньше темноцветных минералов, что нашло отражение в химическом составе пород (см. табл. 34, № 9, 10). Акцессорные минералы гранитов сиенит-граносиенит-гранитной формации представлены цирконом, малаконом, ильменитом, сфеном, ортитом, пироксеном, апатитом, флюоритом и др. /123/.

Первый фактор ( $V_1 = 27,0\%$ ) отражает минералого-геохимическое различие северной и южной части карьера. В качестве антипода многокомпонентной ассоциации выступает никель (см. табл. 35). Данные табл. 34, № 9, 10 показывают, что в северной части карьера по сравнению с южной содержание **Li, Sn, Y, Ga, Zr, Ba, Ti, V, F** заметно выше, а **Ni** — ниже.

Второй фактор ( $V_2 = 14,9\%$ ) характеризует распределение микроклина и альбита, выступающих антиподами. У ниобия и олова отмечается положительная корреляция с натрием, связанная с появлением акцессорной минерализации, приуроченной к альбиту. Распределение большинства редких и рудных элементов в слабоизмененных гранитах не зависит от соотношения микроклина и альбита, что можно объяснить их приуроченностью преимущественно к темноцветным минералам.

Граниты Волновахского карьера в разной степени альбитизированы. Встречаются пологие полосовидные метасоматические жильные тела, где альбитизация происходила наиболее интенсивно вплоть до образования альбититов. Мощность полос достигает нескольких метров, протяженность — нескольких десятков метров, по простиранию они нередко расщепляются. Основная масса такой породы мелкозернистая кварц-альбитовая с эгирином; мелкозернистый микроклин встречается в подчиненном количестве, но иногда может и преобладать. В основной массе находятся крупные кристаллы микроклина, достаточно свежие, похожие перекристаллизованные, а также зерна роговой обманки и биотита, в разной степени подвергшиеся разложению. В средней части полос наблюдаются метасоматические жил-

ки альбититов мощностью 10–30 см. Они сложены лейстовым альбитом с небольшим количеством эгирина. Далее альбитизированные граниты и альбититы в полосовидных телах рассматриваются совместно. Возьмем элементы с высокими факторными нагрузками.

Первый фактор ( $V_1 = 53,2\%$ ) связан с соотношением калия и натрия, характеризующим интенсивность альбитизации. Выделяются два парагенезиса-антипода: I – Li, Rb, Ba, V, Co, F и II – Nb, Ta, Sn, U, Th, Ga, Zr, имеющие высокие  $\omega$  (см. табл. 35). У парагенезиса I положительная корреляция с калием, вызванная приуроченностью элементов к микроклину и биотиту, у парагенезиса II положительная корреляция с натрием, объясняющаяся накоплением акцессорных минералов в существенно альбитовых участках (галлий концентрируется в альбите).

Второй фактор ( $V_2 = 12,8\%$ ) характеризует распределение элементов, а именно халькофильных и иттрия, не связанных с альбитизацией. Образование сульфидов было растянутым во времени и продолжалось после альбитизации. Ксенотим образовывался до полосовидных метасоматических жил, и поэтому распределение иттрия не зависело от их формирования. Приуроченность к  $F_2$  одновременно халькофильных элементов и иттрия, вероятно, случайная.

К третьему фактору ( $V_3 = 10,6\%$ ) относится титан. Ильменит, как и ксенотим, образовывался в гранитах до полосовидных жил, но распределение этих минералов не было взаимосвязанным.

Каменноугольский массив находится в верховьях р. Каратыша и представлен двумя небольшими хребтами, вытянутыми в северо-западном направлении. Общая площадь массива около 9 км<sup>2</sup>. Отдельные вершины достигают 100 м над уровнем реки.

Основная часть массива сложена светло-красными среднезернистыми биотитовыми гранитами. Главными породообразующими минералами являются кварц, микроклин, плагиоклазы (олигоклас и альбит); второстепенные минералы представлены биотитом и мусковитом, развивающимся по биотиту и плагиоклазу. Широко проявлена альбитизация гранитов в виде пертитов замещения по микроклину. Наибольшие изменения наблюдаются при образовании по гранитам мелкозернистой метасоматической мусковит-альбит-кварцевой породы, содержащей реликты фенокристаллов микроклина. Ее появление связано с переходом от альбитизации к грейзенизации при наложении этих процессов. Она встречается в приконтактовых участках массива. В частности, пробы были собраны в карьере на северо-восточном фланге массива. В породах массива в качестве акцессорных минералов отмечены флюорит, топаз, цитролит, колумбит, ксенотим, монацит, торит, анатаз и др. /96/.

Корреляционная матрица (табл. 36) позволяет выделить две многокомпонентные ассоциации, не являющиеся антиподами: I – Nb, Zr, Y, Ti, Rb со спутниками Ga, Th, Mo и II – Th, U, F. Вхождение тория в обе ассоциации показывает, что они относятся к разным факторам. Нейтральные элементы – Li, Rb, Be, Ta, Sn, Zn. Имеются пары элементов с повышенной

Матрица парных коэффициентов корреляции (Каменногильский массив)

K	Na	K:Rb	Li	Rb	Be	Nb	Ta	Sa	Y	U	Th	Ga	Mo	Pb	Zn	Cu	Zr	Ti	V	F	lg
1,00	-0,19	0,63	-0,40	0,13	0,18	-0,30	-0,51	0,14	-0,39	0,06	-0,12	-0,66	-0,19	0,01	0,05	0,64	-0,31	-0,39	0,26	-0,07	K
	1,00	-0,08	0,10	-0,09	0,13	0,01	0,16	0	0	-0,15	-0,11	0,17	-0,13	-0,12	0,10	-0,34	-0,01	-0,05	-0,05	0,05	Na
		1,00	-0,58	-0,68	0,13	-0,20	-0,52	-0,03	-0,33	0,27	-0,04	-0,55	-0,06	0,05	0,35	0,23	-0,26	-0,31	0,09	0,07	K:Rb
			1,00	0,37	0,04	0,10	0,35	0,24	0,07	-0,09	0,13	0,26	0,08	0,14	-0,02	-0,06	0,24	0,23	-0,13	0,21	Li
				1,00	-0,02	-0,04	0,18	0,16	0,06	-0,29	-0,06	0,09	-0,11	-0,07	-0,41	0,31	0,04	0,02	0,13	-0,13	Rb
					1,00	0,47	0,07	0,30	0,10	0,07	0,01	-0,05	-0,19	0,15	0,49	-0,14	0,29	0,28	0,20	-0,16	Be
						1,00	0,17	0,33	0,54	0,04	0,22	0,51	0,29	0,47	0,34	-0,19	0,80	0,84	0,43	-0,09	Nb
							1,00	-0,02	0,09	-0,24	-0,24	0,43	0,23	-0,06	0,05	-0,28	0,05	0,21	-0,11	-0,36	Ta
								1,00	-0,01	-0,33	-0,26	0,15	-0,34	-0,10	0,05	0,18	0,07	0,05	0,36	-0,18	Sn
									1,00	0,26	0,54	0,74	0,42	0,42	0,05	0,05	0,54	0,57	-0,01	0,33	Y
										1,00	0,73	-0,16	0,25	0,48	0,30	0,09	0,27	0,03	-0,21	0,43	U
											1,00	0,11	0,27	0,45	0,05	-0,04	0,49	0,41	-0,12	0,59	Th
												1,00	0,25	0,22	-0,12	-0,26	0,34	0,53	-0,08	0,02	Ga
													1,00	0,51	0,35	0,13	0,32	0,40	0,05	0,15	Mo
														1,00	0,47	-0,05	0,51	0,41	0,14	0,02	Pb
															1,00	-0,20	0,26	0,12	0,34	-0,17	Zn
																1,00	-0,23	-0,19	0,11	0,19	Cu
																	1,00	0,81	0,39	0,21	Zr
																		1,00	0,28	0,09	Ti
																			1,00	-0,28	V
																				1,00	F

положительной корреляционной связью:  $\text{Be-Zn}$ ,  $\text{Be-Nb}$ ,  $\text{Ta-Ga}$ ,  $\text{Nb-V}$ ,  $\text{Pb-Zn}$ . Ассоциация I, в которую входят  $\text{Nb}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Th}$ , характеризует щелочные условия. У нее отрицательная корреляция с калием и отношением  $\text{K} : \text{Rb}$ , чаще всего низкая. Граниты Каменноугольского массива относятся к системе II типа с нейтральными элементами.

Первый фактор ( $V_1 = 24,6\%$ ) связан с образованием по гранитам мусковит-альбит-кварцевой породы. В качестве антипода калию выступают элементы ассоциации I (см. табл. 35). Сравнение биотитовых гранитов массива (см. табл. 34, № II) с мусковит-альбит-кварцевой породой (там же, № I2) показывает, что последняя обогащена элементами ассоциации I (у тория выражено слабо), что вызвано преимущественно акцессорными минералами, происходит также небольшое накопление лития и рубидия. У некоторых элементов ( $\text{Sn}$ ,  $\text{U}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{F}$ ) проявляется тенденция к рассеиванию.

Второй фактор ( $V_2 = 16,4\%$ ) отражает распределение микроклина и биотита в гранитах. К этому случаю ближе всего пример VI из табл. I4, рис. 6. Ассоциация II связана с  $F_2$  и  $F_3$ , причем уран тяготеет к  $F_2$ , а фтор - к  $F_3$ . К  $F_2$  приурочены также  $\text{Ta}$ ,  $\text{Ga}$  и их антиподы  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$ , к  $F_3$   $\text{Sn}$ ,  $\text{Be}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{V}$ , отличающиеся по знаку  $\omega$  от ассоциации II. Четвертый фактор отражает соотношение микроклина и альбита. С калием связан рубидий; цинк и медь являются антиподами.

Екатериновский массив находится в верховьях р. Кальчик, образуя выходы по обоим берегам реки на площади примерно  $1 \text{ км}^2$ ; большая часть массива закрыта. Преобладают светло-красные средне-крупнозернистые биотитовые граниты с порфиroidными выделениями микроклина. Главные минералы представлены кварцем, микроклином и плагиоклазом, к второстепенным относится биотит (4-7%), незначительно мусковитизированный и хлоритизированный. Акцессорные минералы в основном те же, что и в Каменноугольском массиве.

Граниты участками подверглись альбитизации и грейзенизации с образованием мелкозернистой микроклин-альбит-кварцевой породы. По сравнению с Каменноугольским массивом в ней больше мелкозернистого микроклина и биотита. В табл. 34 приведены химические анализы: № I3 - наименее измененных гранитов, № I4 - альбитизированных гранитов, слабо грейзенизированных, № I5 - гранитов с повышенным содержанием мелкозернистой массы, обогащенной кварцем и биотитом, т.е. с отчетливым проявлением грейзенизации.

Первый фактор ( $V_1 = 22,2\%$ ) характеризует наиболее глубокие изменения гранитов, связанные с альбитизацией, перешедшей в грейзенизацию. Сравнение химического состава неизмененных и наиболее измененных гранитов (см. табл. 34, № I3, I5) показывает, что при грейзенизации произошло понижение содержания калия и натрия, связанное с окварцеванием. Соотношение  $\text{K}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{K} : \text{Rb}$  соответствует увеличению содержания биотита при уменьшении содержания микроклина (см. табл. I4, рис. 6, пример V). В качестве антипода калию и натрию выступает ассоциация  $\text{Li}$ ,  $\text{Be}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Th}$ ,

Zn, Zr, Ti, V (см. табл. 35), элементы которой (кроме лития) приурочены к акцессорным минералам, образовавшимся при метасоматозе. Сочетание Nb, Th, Zr, Ti указывает на щелочной характер процесса. Вероятно, их осаждение было вызвано подкислением щелочных растворов при грейзенизации.

Второй фактор ( $V_2 = 17,2\%$ ) отражает альбитизацию гранитов при слабом проявлении или отсутствии грейзенизации (табл. 34, № 13, 14). У рубидия положительная корреляция с натрием, отрицательная с отношением  $K : Rb$  при отсутствии корреляции с калием (см. табл. 35), что объясняется совместным образованием мелкозернистых альбита и микроклина, обогащенного рубидием, при частичном замещении более ранних фенокристаллов микроклина альбитом. С общим уменьшением содержания микроклина увеличивается содержание биотита (см. табл. 14, рис. 6, пример VII). Что касается Ta, U, Pb, Cu, F, то они связаны не только со вторым фактором, но в равной мере и с последующими, которые не имеют четкого минералого-геохимического смысла ( $\omega_{Ta-2} = -0,56$ ;  $\omega_{Ta-3} = 0,55$ ;  $\omega_{U-2} = 0,55$ ;  $\omega_{U-5} = 0,57$ ;  $\omega_{Pb-2} = 0,43$ ;  $\omega_{Pb-4} = 0,54$ ;  $\omega_{Cu-2} = 0,51$ ;  $\omega_{Cu-6} = -0,51$ ;  $\omega_{F-2} = -0,52$ ;  $\omega_{F-3} = -0,56$ ). Отметим, что Nb, Zr, Th, Ti связаны только с  $F_1$ , а Rb - с  $F_2$ .

Таким образом, в отдельных выходах слабо или умеренно дифференцированных гранитов Приазовья распределение редких и рудных элементов в основном связано с соотношением породообразующих минералов, в которых элементы накапливались. Встречается геохимическая неоднородность гранитов, прямо не связанная с соотношением породообразующих минералов. Отмечается также вертикальная зональность в распределении элементов.

В существенно дифференцированных метасоматически измененных гранитах проявляется щелочной характер процесса. Наряду с породообразующими минералами существенную роль в распределении редких и рудных элементов начинают играть акцессорные минералы.

#### Северо-Западный блок Украинского щита

Территориально Северо-Западный блок захватывает Житомирскую область и частично прилегающие к ней области Украинской ССР. В нем широко развиты образования тетеревской свиты, сложенной биотитовыми гнейсами и сланцами, метапесчаниками, амфиболитами, слабометаморфизованными карбонатными и карбонатно-терригенными породами. Среди метаморфической толщи встречаются пластовые интрузии основного и ультраосновного состава. Породы тетеревской свиты неравномерно мигматизированы и вмещают массивы автохтонных гранитов житомирского комплекса (1860 млн лет). В северо-западной части района развиты граниты, гранодиориты и диориты осидного комплекса, по возрасту совпадающие с житомирским комплексом.

К субплатформенному этапу относится образование крупного Коростеньского плутона, занимающего площадь около 6000 км<sup>2</sup>. На одну четверть плутон сложен габбро-анортозитами, габбро-норитами и гибридными породами мондонитового ряда, остальная большая часть состоит из биотит-ро-

говообманковых рапакиви, рапакививидных гранитов и обычных биотитовых гранитов. В южной части Коростеньского плутона встречен небольшой массив лейкократовых биотитовых лезниковских гранитов. Возраст гранитов рапакиви, определенный уран-торий-свинцовым методом, находится в пределах 1760-1600 млн лет. Северо-западнее Коростеньского плутона обнажен верхнепротерозойский пержанский комплекс гранитов (1450-1100 млн лет) [46].

Ниже рассмотрим рапакививидные граниты Коростеньского плутона, вскрытые Емельяновским карьером, лезниковские граниты в Червоногранитном карьере и пержанские граниты у слияния рек Уборти и Перги. Содержание элементов и  $K_D$  показаны в табл. 37.

Начнем с совместного анализа гранитов трех участков ( $n = 80$ ). Корреляционная матрица и фрагмент матрицы факторных нагрузок приведены в табл. 38.

Согласно корреляционной матрицы имеем одну многокомпонентную литофильную парагенетическую ассоциацию **Li, Rb, Nb, Ta, Sn** со спутниками

Т а б л и ц а 37

Средние содержания элементов и  $K_D$  (Северо-Западный блок)

№ п/п	Формула	n	K	Na	K:Rb	Li	Rb	Nb	Ta	Sn
1	$\eta$ -e-П-t-Iб	30	3,60	2,47	46	239	791	122	10,0	32
2	$\eta$ -r-П-с-Iб	26	4,27	2,43	106	70	403	36	2,6	5,2
3	$\gamma$ -r-П-с-Iб	24	3,99	2,33	142	68	284	8,3	1,6	3,8

№ п/п	Формула	Y	U	Th	Ga	Mo	Zn	Zr	Ti	F	$K_D$
1	$\eta$ -e-П-t-Iб	132	19	39	24	0,9	417	313	877	3640	3,8
2	$\eta$ -r-П-с-Iб	111	11	29	15	3,7	219	192	788	4090	1,66
3	$\gamma$ -r-П-с-Iб	55	7,7	16	12	1,7	39	135	800	2600	1,23

Граниты: 1 - Пержанский участок, 2 - Червоногранитный карьер, 3 - Емельяновский карьер.

Примечание. Содержания **K, Na** - в мас.%, остальных элементов - в г/т.

**Y, U, Th, Ga, Zr, Zn** и ее антиподом **Mo**. Натрий является спутником литофильного парагенезиса, калий - антиподом. Элементы сидерофильного парагенезиса, кроме **Ti**, в выборке не представлены. Титан так же как **Be, Pb, Cu** и **F**, относится к нейтральным.

Первый фактор ( $V_1 = 47,6\%$ ) отражает влияние кристаллизационной дифференциации. С ним связаны отношения **K:Rb** и литофильный параге-

Матрица парных коэффициентов корреляции и факторных нагрузок

K	Na	K:Rb	Li	Rb	Be	Nb	Ta	Sn	Y	U	Th	Ga
1,00	0,24	0,55	-0,45	-0,35	0,01	-0,42	-0,43	-0,47	-0,12	-0,13	-0,17	-0,40
	1,00	-0,32	0,37	0,43	0,15	0,32	0,38	0,26	0,16	0,36	0,22	0,25
		1,00	-0,93	-0,98	-0,18	-0,91	-0,96	-0,90	-0,53	-0,67	-0,74	-0,72
			1,00	0,92	0,32	0,79	0,91	0,87	0,43	0,67	0,64	0,64
				1,00	0,21	0,91	0,96	0,88	0,56	0,72	0,79	0,70
					1,00	0,06	0,28	0,16	-0,10	0,23	0,06	0,08
						1,00	0,91	0,84	0,64	0,60	0,82	0,66
							1,00	0,90	0,50	0,71	0,73	0,70
								1,00	0,48	0,64	0,65	0,72
									1,00	0,44	0,56	0,50
										1,00	0,53	0,45
											1,00	0,56
												1,00

П р и м е ч а н и е.  $n = 80$ ;  $r_{\text{кр}} = \omega = 0,22$ .

незис со спутниками, как обычно имеющие разные знаки  $\omega$ . С переходом от менее дифференцированных гранитов Емельяновского карьера к гранитам Червоногранитного карьера и далее к наиболее дифференцированным пержанским гранитам величина  $K:Rb$  уменьшается, а содержание элементов литофильного парагенезиса со спутниками увеличивается (см. табл. 37).

Второй фактор ( $V_2 = 11,8\%$ ) представляет геохимические особенности гранитов Червоногранитного карьера. В них наиболее высокое содержание  $K$ ,  $Mo$ , и  $F$ , по сравнению с другими участками и в отличие от других элементов (см. табл. 37). У  $Rb$  такая же тенденция. Иттрий частично связан с флюоритом, но на его распределение большее влияние оказала кристаллизационная дифференциация ( $\omega_{Y-1} = -0,62$ ;  $\omega_{Y-2} = 0,43$ ).

Третий фактор ( $V_3 = 7,7\%$ ) характеризует распределение  $Be$ . При описании пержанских гранитов мы встретимся со склонностью бериллия к выносу из гранитов и к накоплению в кварц-полевошпатовых метасоматитах, что у него выражено сильнее, чем у других элементов. По этой причине бериллий выпал из литофильного парагенезиса. Возможно, у ме-

Mo	Pb	Zn	Cu	Zr	Ti	F	lg	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>
0,51	0,22	-0,32	-0,02	-0,34	-0,16	0,22	K	0,43	0,62	0,30	-0,11
0,05	0,30	0,25	0,21	0,28	-0,05	0,21	Na	-0,37	0,39	0,45	-0,27
0,49	-0,05	-0,79	-0,20	-0,71	-0,23	-0,16	K:Rb	0,95	0,16	0,02	0,04
-0,56	0,03	0,62	0,12	0,56	0,15	0,18	Li	-0,88	-0,20	0,11	-0,22
-0,41	0,12	0,80	0,23	0,70	0,21	0,24	Rb	-0,95	-0,01	0,07	-0,07
-0,12	-0,08	0,01	0,34	0,24	-0,01	-0,03	Be	-0,20	-0,15	0,76	-0,04
-0,31	0,16	0,88	0,27	0,73	0,23	0,29	Nb	-0,93	0,06	-0,09	0,10
-0,48	0,08	0,78	0,28	0,68	0,19	0,17	Ta	-0,95	-0,11	0,11	-0,07
-0,43	0,05	0,68	0,10	0,59	0,23	0,11	Sn	-0,88	-0,18	-0,06	-0,10
-0,09	0,35	0,68	0,06	0,41	0,12	0,61	Y	-0,62	0,43	-0,38	0,04
-0,28	0,12	0,51	0,08	0,39	0,11	0,14	U	-0,69	0,03	0,14	-0,28
-0,19	0,16	0,78	0,30	0,59	0,05	0,47	Th	-0,79	0,25	-0,07	0,06
-0,20	0,14	0,62	0,09	0,49	0,04	0,12	Ga	-0,73	-0,01	-0,14	-0,13
1,00	0,29	-0,15	0,07	-0,20	-0,09	0,10	Mo	0,41	0,60	0,08	0,25
	1,00	0,28	0,01	0,04	-0,05	0,27	Pb	-0,14	0,64	-0,10	-0,09
		1,00	0,27	0,68	0,17	0,40	Zn	-0,83	0,24	-0,17	0,17
			1,00	0,33	0,05	0,16	Cu	-0,26	0,17	0,56	0,43
				1,00	0,48	0,19	Zr	-0,73	-0,02	0,13	0,46
					1,00	-0,13	Ti	-0,23	-0,22	-0,05	0,67
						1,00	F	-0,29	0,66	-0,14	0,01
V, %								47,6	11,8	7,7	6,4

ди такая же тенденция, но какими-либо фактическими материалами мы не располагаем. Отметим, что медь имеет повышенную факторную нагрузку не только с F<sub>3</sub>, но и с F<sub>4</sub>.

Четвертый фактор (V<sub>4</sub> = 6,4 %) отражает кислотность-щелочность гранитов. С ним связаны обычные для этого случая цирконий и титан. Если к тому же расположить литофильные элементы в ряд от наибольшей  $|\omega|$  до наибольшей  $+\omega$ , то получим последовательность, характеризующую различия в кислотности-щелочности: Li - [Sn-Rb-Ta-Be-F-Y-Th-Nb]. Правда, различия между  $\omega$  и сами  $\omega$  очень невелики.

Как и в Приазовском блоке, при сравнении гранитов разного возраста, разных петрографических и формационных типов их дифференцированность играет решающую роль в распределении большинства элементов, прежде всего литофильных.

Перейдем к отдельным участкам. Фрагменты матриц факторных нагрузок приведены в табл. 39.

Емельяновский карьер находится около села Емельяновки в юго-западной части Коростеньского плутона. Карьером вскрыты красные крупнозер-

Т а б л и ц а 39

Факторные нагрузки  $\omega$  и вклад факторов в общую дисперсию  $V$  (Северо-Западный блок)

Компоненты lg	Емельяновский $\omega_{кр} = 0,39$		Червонограницный $\omega_{кр} = 0,37$		Пержанский $\omega_{кр} = 0,35$	
	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>
K	0,53	0,51	0,77	0,42	-0,16	0,66
Na	0,51	0,43	0,68	0,32	-0,39	0,54
K:Rb	-0,39	0,66	0,33	0,65	0,59	0,49
Li	0,81	-0,28	0,64	-0,47	-0,65	0,05
Rb	0,70	-0,11	0,62	-0,21	-0,82	0,12
Be	-0,39	-0,30	0,69	0,13	-0,54	0,51
Nb	-0,31	0,07	-0,47	-0,53	-0,55	-0,46
Ta	0,27	-0,17	0,40	-0,41	-0,61	0,25
Sn	0,24	0,56	0,58	-0,69	-0,18	-0,54
Y	0,23	0,64	0,22	-0,32	-0,26	-0,66
U	0,15	0,45	0,72	0,35	-0,29	0,31
Th	0,70	-0,43	-0,31	-0,54	-0,29	-0,06
Ga	-0,13	0,37	0,19	-0,67	-0,20	-0,30
Mo	-0,17	0,29	0,51	-0,31	-0,13	0,33
Pb	0,36	0,42	0,43	-0,23	-0,20	0
Zn	-0,58	-0,24	-0,36	-0,51	-0,34	-0,46
Cu	-0,16	-0,31	-0,32	0	-0,49	0,45
Zr	-0,76	-0,08	-0,38	0,14	-0,83	0,01
Ba	-0,61	0,23	-	-	-	-
Ti	-0,54	0,19	-0,31	0,44	-0,28	-0,44
V	0,10	0,66	-	-	-	-
F	0,81	-0,18	0,53	-0,07	-0,31	-0,24
V, %	24,6	15,6	24,4	16,9	22,4	17,3

нистые рапакививидные биотитовые граниты. Главные минералы представлены микроклином, плагиоклазом и кварцем, второстепенные – биотитом с подчиненным количеством роговой обманки, чаще всего в виде единичных зерен. Микроклин образует зерна размером 0,5–1,5 см, в среднем на 40 % он альбитизирован. Плагиоклаза (олигоклаза) заметно меньше, иногда внутри его зерен бывают реликтовые сосюртитизированные участки. Каемки вокруг микроклина редки, чаще наблюдается прорастание плагиоклазом микроклина с новообразованиями, напоминающими овоиды. Кварц слагает мелкозернистую массу гранита, в шлифах среднезернистый, перекристаллизованный, идиоморфный по отношению к микроклину; в небольшом количестве совместно с плагиоклазом развивается по микроклину. Биотит подвергся заметному изменению. Встречается он с микроклином и с кварцем в мелкозернистой массе. В последнем случае он обогащен акцессорными минералами и менее изменен. Содержание биотита колеблется от 8 до 15 %. В гранитах отмечаются некоторые вариации в содержа-

нии полевых шпатов и мелкозернистой массы, составляющей в среднем 30 % породы, а в самой мелкозернистой массе – вариации содержания биотита.

Корреляционная матрица (в книге не приводится) позволяет выделить три ассоциации элементов: I – Li, Rb, Th, F; II – Zr, Ti, Ba со спутником Zn; III – Sn, Y, Pb со спутниками U и V. Нейтральные элементы – Be, Ga, Nb, Ta, Mo, Cu. Ассоциации I и II являются антиподами. С ними у ассоциации III корреляция не проявлена.

Первый фактор ( $V_1 = 24,6\%$ ) характеризует соотношение породообразующих минералов, когда кварц выступает как антипод альбитизированного микроклина и биотита. Положительная корреляция между калием и рубидием при пониженной  $\omega$  у  $K:Rb$  соответствует примеру IV (табл. I4, рис. 6). С  $F_1$  связаны ассоциация I и ее антипод ассоциация II со спутниками Zn и Be. У калия и натрия повышенные  $\omega$ , совпадающие по знаку с элементами ассоциации I. Для иллюстрации  $F_1$  подобраны две группы гранитов (табл. 40, № I, 2). Во второй из них по сравнению с первой с уменьшением содержания K, Na, Li, Rb и F при одинаковом  $K:Rb$  повышается содержание элементов ассоциации II. Выпадают Tn и Ti, содержание которых не меняется. Понижается содержание элементов ассоциации III, имеющих, как и ассоциация I, положительные факторные нагрузки, но низкие по величине. Нужно отметить, что выделение групп № I, 2, как и в Каранских карьерах, было проведено на основании химических анализов. При полевых и камеральных работах различия между группами не были замечены.

Второй фактор ( $V_2 = 15,6\%$ ) отражает соотношение альбитизированного микроклина и биотита. Положительная корреляция между K и  $K:Rb$  при отсутствии корреляции с рубидием соответствует примеру V (табл. I4, рис. 6). С  $F_2$  связана ассоциация III, имеющая положительную корреляцию с K и Na и, следовательно, приуроченная к альбитизированному микроклину.

Червоногранитный карьер вскрывает красные средне-крупнозернистые биотитовые граниты Лезниковского массива. Главные минералы представлены микроклином, плагиоклазом и кварцем, второстепенные – биотитом, акцессорные – флюоритом, цирконом, ильменитом. В породе преобладает существенно альбитизированный микроклин. Альбитизация достаточно равномерная и противопоставить отдельные пробы по интенсивности ее проявления не удается. В небольшом количестве встречаются самостоятельные зерна альбита-олигоклаза. Кварц размещен между зерен микроклина, частично их корродируя; его содержание варьирует от 30 до 45 %. Биотит встречается как с кварцем, так и с микроклином. Содержание биотита меняется от 3 до 8 %, в среднем составляя 5 %. Циркон иногда становится изотропным. Подробное описание лезниковских гранитов можно найти в книге И.Л. Личака [78].

Первый фактор ( $V_1 = 24,4\%$ ), как и в Емельяновском карьере, отражает противоположность в распределении кварца и альбитизированного

## Группы гранитов отдельных участков Северо-Западного блока

№ п/п	n	K	Na	K+Rb	Li	Rb	Nb	Ta	Sn	Y	U	Th	Ga
1	6	4,49	2,45	151	75	297	8,0	1,65	4,7	67	9,6	16	11
2	5	3,45	2,20	149	54	232	8,4	1,6	3,4	48	8,6	16	12
3	5	4,24	2,43	106	79	400	32	2,7	5,0	116	13	29	14
4	4	3,76	2,38	101	60	372	50	2,5	4,5	120	5,2	32	15
5	4	3,33	2,27	49	205	685	80	7,1	28	145	16	32	20
6	5	3,33	2,54	39	248	850	170	12	38	150	22	42	26
7	3	4,35	2,64	52	243	833	120	11	22	97	17	46	20

№ п/п	n	Mo	Zn	Zr	Ba	Ti	V	F
1	6	-	30	90	117	800	9,3	2700
2	5	1,4	62	166	140	820	7,8	2360
3	5	2,4	180	170	-	720	-	4440
4	4	2,5	325	225	-	975	-	3800
5	4	0,5	450	188	-	800	-	3500
6	5	0,9	450	420	-	920	-	3520
7	3	1,1	370	300	-	670	-	3800

Граниты: 1-2 - Емельяновский карьер, 3-4 - Червоногранитный карьер, 5-7 - Пержанский участок.

Примечание. Содержания K, Na - в мас.%, остальных элементов - в г/т.

микроклина с биотитом. Соотношение K, Rb и K : Rb показывает на сходство с примером IV (см. табл. I4, рис. 6). С F<sub>1</sub> связана ассоциация Li, Rb, Be, Ta, Sn, U, Mo, Pb, F, тяготеющая к K и Na и соответственно к альбитизированному микроклину и биотиту. Ее антиподами являются Nb и Zr, тяготеющие к кварцу. В табл. 40, № 3, 4 приведены две группы проб, различающиеся по содержанию K, Li и Rb при близкой величине K : Rb. С понижением содержания K и Rb, т.е. с увеличением содержания кварца, понижается содержание Li, Be, Ta, Sn, U, F и повышается содержание Nb, Zn, Zr, Ti. Последняя ассоциация связана с аксессуарными минералами, характеризует щелочные условия и подкисление щелочных растворов, вызвавшее осаждение элементов.

Второй фактор (V<sub>2</sub> = 16,9 %) отражает вариации альбитизированного микроклина и биотита как антиподов и соответствует примеру V (см. табл.

I4, рис. 6). Накопление ассоциации  $Li, Ga, Nb, Ta, Sn, Th, Zn$ , являющейся антиподом  $K$  и  $K : Rb$ , приурочено к биотиту. Она существенно отличается от аналогичной по минералого-геохимическому смыслу ассоциации III Емельяновского карьера.

В связи с  $F_1$  ниобий и тантал имеют разные знаки факторных нагрузок, с  $F_2$  — одинаковые. Это служит признаком того, что элементы содержатся в двух или нескольких минералах с разными величинами  $Nb : Ta$  и что соотношение минералов в породах меняется. В Червоногранитом карьере ниобий и тантал в основном распределены между цирконом и биотитом.

Пержанские граниты. Пержанский комплекс, слагающий массив площадью около  $200 \text{ км}^2$ , состоит из разных гранитов. Пержанские граниты являются наиболее альбитизированными в комплексе, между ними и другими гранитами встречаются постепенные переходы [46].

Материал собран по р. Перге и в междуречье Уборти и Перги. На этом участке пержанские граниты мелко-среднезернистые буровато-красные, реже красновато-серые, гнейсовидные, благодаря ориентировке линзочек биотита. В породе преобладает интенсивно альбитизированный микроклин, самостоятельных зерен альбита немного, кварца около 30 %, он мелко-среднезернистый, размещен между зерен альбитизированного микроклина, содержание биотита колеблется от 3 до 8 %, мусковита заметно меньше. Акцессорные минералы представлены флюоритом, циртолитом, торитом, касситеритом, колумбитом и др. Участками в гранитах развивается мелкозернистая светло-серая масса, существенно кварцевая с подчиненным количеством альбита, биотита и мусковита. Содержание кварца в таких гранитах повышается до 50 %. Мелкозернистая масса характеризует грейзенизацию, но альбитизация гранита при этом продолжалась. Подробное описание пержанских гранитов имеется в книге [85].

Первый фактор ( $V_1 = 22,4 \%$ ) характеризует распределение минералов и элементов в грейзенизированных и альбитизированных гранитах, когда альбит и слюды выступают как антиподы микроклина. С  $F_1$  связаны  $Li, Rb, Be, Nb, Ta, Cu, Zr$ , имеющие значимые  $\omega$ . Такой же знак у  $Na$  и остальных элементов с незначимыми факторными нагрузками. Отношение  $K : Rb$  имеет повышенную  $\omega$  другого знака. Для иллюстрации  $F_1$  в табл. 40, №№ 5, 6 приведены две группы альбитизированных и грейзенизированных гранитов. В группе № 6 сильнее проявлена альбитизация микроклина, больше слюды, выше содержание натрия, лития и большинства редких и рудных элементов. Соотношение  $K, Rb$  и  $K : Rb$  соответствует примеру VII (см. табл. I4, рис. 6), а именно, меньше микроклина (альбитизация), больше слюды.

Второй фактор ( $V_2 = 17,3 \%$ ) отражает образование мелкозернистой массы, когда окварцевание гранита сопровождалось понижением содержания альбитизированного микроклина и некоторым повышением содержания слюды. Выделяются две ассоциации-антиподы: I —  $Nb, Sn, Y, Zn, Ti$ ; II —  $K, Na, Be, Cu$ , такой же знак  $\omega$  у отношения  $K : Rb$ . В табл. 40,

№ 7 показана группа слабо грейзенизированных гранитов. С переходом от нее к группе № 6, представляющей более грейзенизированные разновидности, вместе с понижением содержания калия, натрия и отношения  $K : Rb$  происходит повышение содержания  $Nb$ ,  $Sn$ ,  $Y$ ,  $Zn$ ,  $Ti$ . Менее выражено изменение содержания элементов, имеющих незначимые  $\omega$ . Соотношение  $K$ ,  $Rb$  и  $K : Rb$  схоже с примером У (см. табл. I4, рис. 6): меньше микроклина (окварцевание), больше слюды.

В пержанских гранитах встречаются жилоподобные метасоматиты мощностью в первые метры. Наиболее широко распространены кварц-полевошпатовая и полевошпатовая разновидности, состоящие преимущественно из альбитизированного калишпат-пертита. По сравнению с пержанскими гранитами в первой из разновидностей содержание бериллия возрастает в 16 раз, во второй – в 48 раз /85/. Такое накопление бериллия можно связать с его выщелачиванием из гранитов и пересотложением в метасоматитах.

С помощью небольшой выборки ( $n = 26$ ), включающей все участки, рассмотрим петрогенные элементы в сочетании с редкими и рудными элементами. Средние содержания элементов (табл. 4I) несколько отличаются от приведенных ранее (см. табл. 32, 37), что связано с различиями в количестве использованных проб.

Корреляционная матрица (табл. 42) позволит выделить три ассоциации элементов. К ассоциации I, являющейся аналогом литофильного парагенезиса, относятся  $Si$ ,  $Na$ ,  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Nb$ ,  $Ta$ ,  $Sn$ ,  $Y$ ,  $U$ ,  $Th$  и  $F$ . Ее антипод – ассоциация II –  $Al$ ,  $Ca$ ,  $V$  – в урезанном виде представляет сидерофильный парагенезис. С отношением  $K : Rb$  у ассоциации I отрицательная корреляция, у ассоциации II – положительная. Независимая от них ассоциация III состоит из  $Fe^{2+}$ ,  $Mo$ ,  $Zn$ ,  $Zr$  и  $Ti$ . К нейтральным относятся  $Fe^{3+}$ ,  $K$ ,  $Ga$ ,  $Pb$ ,  $Cu$ .

Первый фактор ( $V_1 = 41,9\%$ ) отражает влияние кристаллизационной дифференциации. С ним связаны отношения  $K : Rb$  и парагенетические ассоциации-антиподы I, II (см. табл. 42). Присутствие с литофильным парагенезисом натрия вызвано образованием в поздних дифференциатах альбита.

Второй фактор ( $V_2 = 17,3\%$ ) связан с аномалиями содержания элементов в отдельных участках (см. табл. 4I). Наиболее высокие факторные нагрузки имеют элементы ассоциации III, но они не составляют парагенезис, поскольку аномалии проявлены в разных местах. У  $Fe^{2+}$  высокое содержание отмечается в Волновихском карьере, у  $Mo$  – в Коростеньском массиве, у  $Zn$  и  $Zr$  – в пержанских гранитах. Титан выделяется высокими содержаниями в слабо и сильно дифференцированных гранитах Волновихского карьера и Пержанского участка. Общее между этими элементами заключается в отступлении от кристаллизационной дифференциации.

Третий фактор ( $V_3 = 8,8\%$ ) отражает распределение в гранитах калиевого полевого шпата и темноцветных минералов. С  $F_3$  связаны петро-

Т а б л и ц а 41

Средние содержания петрогенных, редких и рудных элементов в гранитоидах Приазовского и Северо-Западного блока

	n	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li	Rb	Nb	Ta	Sn	Y	U	Th	Ga	Mo	Zn	Zr	Ti	V	F	K:Rb
I	3	73,53	15,52	0,41	1,10	1,33	6,26	3,24	15	223	4	0,4	1,3	3,7	3,5	47	30	0,5	17	97	600	47	1300	231
2	3	75,20	13,68	0,26	0,93	1,00	4,46	3,50	68	350	13	1,8	6	10	9,9	24	43	1,4	30	130	470	25	800	106
3	3	70,98	13,83	0,76	3,48	1,61	3,87	3,27	20	173	5,7	0,7	1,7	33	5,4	14	30	1,7	130	220	1670	77	1070	165
4	3	75,0	13,15	0,60	1,00	0,94	5,00	3,47	170	670	40	7,7	22	50	13	43	15	0,5	37	40	60	1,7	7300	62
4a	2	76,57	12,97	0,54	1,16	1,06	3,98	3,75	225	670	50	8,4	30	80	7,6	43	40	0,5	20	70	300	2	7950	48
5	3	76,06	12,66	0,61	1,19	0,85	5,08	3,80	123	553	43	6,6	33	127	21	58	33	0,8	43	110	200	3	6270	79
6	3	77,21	12,27	0,23	1,43	1,06	5,24	3,29	74	317	8	1,9	5	67	7,8	16	17	3	23	117	800	8,7	2730	137
7	3	76,63	11,68	0,57	1,44	0,84	5,34	3,29	69	406	47	2,8	5,3	87	10,4	31	10	4	270	283	1100	1,7	4060	108
8	3	76,48	12,17	0,66	1,36	0,69	4,62	3,54	336	870	93	11,2	22	133	22	44	20	1	430	430	1030	1	4600	43

Участки: 1- Андреевский; 2- Каранский; 3- волновахский; 4- Каменномогильский; 4a- там же, альбитизированные и грейзенизированные граниты; 5- Екатериновский; 6- Емельяновский; 7- Червоногранитный; 8- Пержанский.

Примечание. Содержания окислов - в мас.%, элементов - в г/т.

Матрица парных коэффициентов корреляции и факторных нагрузок

Si	Al	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Ca	K	Na	Li	Rb	Nb	Ta	Sn	Y	U	Th
1,00	-0,57	-0,33	-0,53	-0,67	0,13	0,43	0,58	0,60	0,50	0,48	0,54	0,42	0,48	0,25
	1,00	-0,20	-0,08	0,56	0,26	-0,21	-0,61	-0,46	-0,67	-0,64	-0,47	-0,79	-0,52	-0,08
		1,00	0,36	-0,04	-0,13	0,12	0,20	0,23	0,47	0,37	0,17	0,44	0,26	0,39
			1,00	0,40	-0,45	-0,29	-0,36	-0,50	-0,25	-0,25	-0,40	0,20	-0,22	-0,34
				1,00	-0,15	-0,29	-0,66	-0,74	-0,76	-0,66	-0,61	-0,45	-0,71	-0,30
					1,00	-0,21	-0,17	0	-0,11	-0,21	-0,21	-0,18	0,01	0,18
						1,00	0,57	0,60	0,50	0,58	0,67	0,42	0,53	0,57
							1,00	0,92	0,85	0,95	0,85	0,67	0,69	0,41
								1,00	0,90	0,91	0,84	0,57	0,72	0,53
									1,00	0,91	0,78	0,74	0,71	0,49
										1,00	0,86	0,73	0,77	0,46
											1,00	0,62	0,71	0,43
												1,00	0,56	0,25
													1,00	0,36
														1,00

Примечание.  $n = 26$ ;  $r_{в кр} = \omega_{кр} = 0,37$ .

генные элементы антиподы: Si - K и Fe<sup>3+</sup>-Fe<sup>2+</sup>-Ca. Сочетание в последней ассоциации трех- и двухвалентного железа с кальцием показывает на присутствие роговой обманки, которая в заметном количестве находится только в гранитах Волновахского карьера. Там же отмечается наиболее высокое содержание темноцветных минералов. Таким образом, мы снова встречаемся с аномальным составом гранитов этого карьера. Влияние F<sub>3</sub> на распределение редких и рудных элементов было подавлено кристаллизационной дифференциацией. С F<sub>4</sub> (V<sub>4</sub> = 7,4 %) и F<sub>5</sub> (V<sub>5</sub> = 7,1 %) связаны нейтральные элементы ( $\omega_{Pb-4} = 0,64$ ;  $\omega_{Ga-4} = 0,74$ ;  $\omega_{Cu-5} = 0,63$ ) и калий ( $\omega_{K-5} = 0,65$ ).

Соотношение кристаллизационной дифференциации и геохимической специализации рассмотрим на примере лития, тантала и олова. В табл. 43 для отдельных участков приведены величины коэффициентов дифференциации ( $K_D$ ), концентрации ( $K_K$ ) и специализации ( $K_{сп}$ ). На рис. 13 помеще-

(Приазовский и Северо-Западный блоки)

Ga	Mo	Pb	Zn	Zr	Cu	Ti	V	F	K:Rb	lg	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>
0,04	0,19	-0,01	0	0,09	-0,25	-0,13	-0,63	0,31	-0,50	Si	0,62	-0,08	0,64
0,37	-0,47	0,15	-0,51	-0,45	-0,04	-0,14	0,69	-0,58	0,52	Al	-0,67	-0,55	-0,17
-0,30	-0,20	0,08	0,50	0,27	0,23	0,02	-0,28	0,44	-0,26	Fe <sup>β+</sup>	0,32	0,33	-0,71
-0,23	0,40	-0,19	0,42	0,39	0,04	0,53	0,40	-0,13	0,30	Fe <sup>α+</sup>	-0,35	0,66	-0,48
0,10	-0,19	-0,16	-0,35	-0,28	-0,21	0,15	0,74	-0,35	0,64	Ca	-0,75	-0,13	-0,47
-0,16	0,04	0,17	-0,26	-0,18	0,07	-0,16	-0,07	-0,09	0,36	K	-0,10	-0,28	0,45
0,33	-0,37	0,32	-0,07	-0,13	-0,48	-0,47	-0,43	0,40	-0,63	Na	0,63	-0,40	-0,17
-0,06	-0,21	-0,08	0,24	0,06	0,01	-0,36	-0,83	0,72	-0,92	Li	0,93	-0,03	0,01
0	-0,27	0,06	0,23	0,03	0,08	-0,46	-0,87	0,67	-0,93	Rb	0,94	-0,14	0,06
-0,09	-0,04	0,14	0,51	0,36	0,20	-0,21	-0,90	0,73	-0,87	Nb	0,94	0,19	-0,04
-0,14	-0,17	0,02	0,29	0,05	0,02	-0,43	-0,84	0,81	-0,92	Ta	0,96	0,01	-0,13
0,17	-0,24	0,30	0,04	-0,09	-0,07	-0,48	-0,69	0,71	-0,86	Sn	0,86	-0,22	-0,03
-0,26	0,24	-0,02	0,46	0,32	-0,08	-0,01	-0,66	0,75	-0,60	Y	0,75	0,40	-0,14
0,02	0,06	0,30	0,28	0,18	0,03	-0,35	-0,64	0,46	-0,67	U	0,79	0,02	0,11
-0,06	-0,51	0,36	-0,06	-0,14	-0,16	-0,51	-0,43	0,39	-0,43	Th	0,53	-0,40	-0,28
1,00	-0,21	0,41	-0,27	0,02	-0,09	0,01	0,27	-0,33	-0,06	Ga	-0,09	-0,39	0,11
	1,00	-0,11	0,36	0,47	0,17	0,52	-0,01	-0,10	0,26	Mo	-0,12	0,69	0,50
		1,00	-0,22	-0,03	0,15	-0,26	0,05	-0,05	0	Pb	0,10	-0,33	0,01
			1,00	0,79	0,32	0,51	-0,33	0,18	-0,31	Zn	0,31	0,81	-0,11
				1,00	0,38	0,79	-0,07	-0,16	-0,09	Zr	0,11	0,81	0,13
					1,00	0,19	-0,10	-0,08	-0,05	Cu	0,01	0,37	0,06
						1,00	0,36	-0,44	0,37	Ti	-0,40	0,76	0,16
							1,00	-0,76	0,78	V	-0,91	-0,07	-0,14
								1,00	-0,66	F	0,78	0,01	-0,28
									1,00	K:Rb	-0,92	0,03	0,11
										V, %	41,9	17,3	8,8

ны диаграммы  $lg(K:Rb) - lgLi$ ,  $lg(K:Rb) - lgTa$ ,  $lg(K:Rb) - lgSn$  со стандартными линиями I - I и обобщенными линиями для гранитов Приазовского (II - II) и Северо-Западного (СЗ - СЗ) блоков.

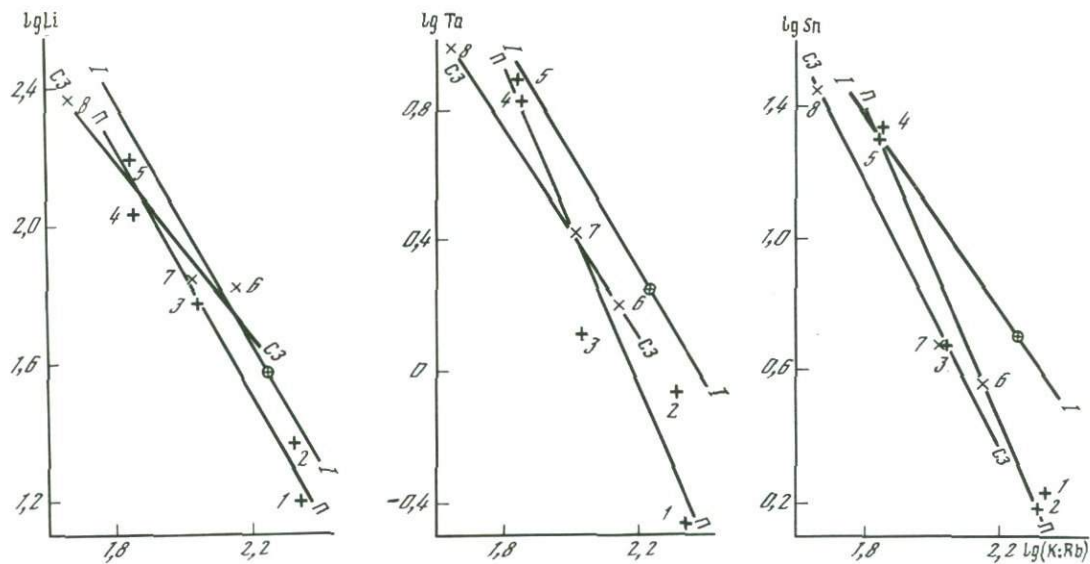
$K_K$  показывает, что в обоих блоках от ранних к поздним дифференциатам происходило накопление **Li**, **Ta** и **Sn**. Оно связано с кристаллизационной дифференциацией. Что касается геохимической специализации, то здесь наблюдается следующее.

У лития проявлена слабая, большей частью незначимая, отрицательная специализация. В Приазовском блоке с увеличением дифференцированности пород она не меняется, о чем можно судить по наклону обобщенной линии II - II, почти такому же, как у стандартной линии I - I. Обобщенная линия СЗ - СЗ положе, что вызвано некоторым усилением отрицательной специализации пержанских гранитов на литий (незначительный его вынос).

Т а б л и ц а 43

Средние логарифмов содержаний элементов,  $K_D$ ,  $K_K$  и  $K_{СП}$  гранитоидов отдельных участков Украинского кристаллического щита

№ п/п	Участок	n	lg(K:Rb)	$K_D$	lgLi	$K_K$	$K_{СП}$	lgTa	$K_K$	$K_{СП}$	lgSn	$K_K$	$K_{СП}$
Приазовье													
1.	Андреевский	25	2,34	0,80	1,20	0,42	0,64	-0,47	0,19	0,30	0,23	0,33	0,46
2.	Волновахский	22	2,32	0,83	2,37	0,62	(0,85)	-0,06	0,49	0,70	0,18	0,30	0,46
3.	Каранский	25	2,04	1,58	1,77	1,58	(0,70)	0,11	0,72	0,33	0,68	0,93	0,30
4.	Екатериновский	21	1,86	2,4	2,03	2,9	0,60	0,82	3,8	(0,83)	1,34	4,2	(1,12)
5.	Каменногильский	26	1,84	2,5	2,19	4,2	(0,81)	0,89	4,3	(0,90)	1,31	4,0	1,00
Северо-Запад													
6.	Емельяновский	24	2,15	1,23	1,82	1,78	(1,20)	0,20	0,89	0,63	0,56	0,71	0,50
7.	Червоногранитный	26	2,02	1,66	1,84	1,86	(0,76)	0,41	1,44	0,60	0,68	0,93	0,42
8.	Пержанский	30	1,66	3,8	2,37	6,2	0,60	0,99	5,3	0,58	1,45	5,0	(0,78)



Р и с. 13. Диаграммы  $\lg(K:Rb) - \lg Li, \lg Ta, \lg Sn$

I-I - стандартные линии, II-II - обобщенные линии для гранитоидов Приазовского блока, C3-C3 - то же, для Северо-Западного Блока; участки: I - Андреевский, 2 - Волновахский, 3 - Каранский, 4 - Екатериновский, 5 - Каменномогильский, 6 - Емельяновский, 7 - Червоногранитный, 8 - Пержанский (см. табл. 43)

У тантала отрицательная специализация проявлена отчетливой. Она не меняется в гранитах Северо-Западного блока и уменьшается в поздних дифференциатах Приазовского блока. Отрицательная специализация на олово уменьшается в поздних дифференциатах как Северо-Западного, так и Приазовского блока. В последних она вообще не проявлена на тантал и олово. Следует учитывать, что в пержанских гранитах по сравнению с каменногильскими содержание  $Ta$  и  $Sr$  все же выше, поскольку они более дифференцированы.

Отчетливой проявлена специализация отдельных массивов на халькофильные, сидерофильные элементы и цирконий. Граниты Волновахского карьера аномально для Приазовья обогащены цинком, титаном, ванадием и цирконием, пержанские граниты — цинком и цирконием и т.п.

Подведем итог по Украинскому щиту.

1. Если Приазовский и Северо-Западный блоки приравнять к регионам, то в региональном масштабе ведущее значение в распределении редких и рудных элементов имеет дифференцированность гранитоидов, связанная с кристаллизационной дифференциацией. В поздних дифференциатах, для которых характерна альбитизация микроклина и образование альбита вместо олигоклаза, накапливаются элементы литофильного парагенезиса  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Nb$ ,  $Ta$ ,  $Sr$ , нередко их спутники  $Y$ ,  $U$ ,  $Th$ ,  $Ga$ ,  $F$ , а также  $Zr$  и  $Zn$ .

Подчиненную роль играет геохимическая специализация. Она выражена в различии по содержанию некоторых элементов гранитов Приазовского и Северо-Западного блоков, в аномальных содержаниях элементов в гранитах сиенит-граносиенит-гранитного формационного типа и Лезниковского массива.

2. Что касается отдельных участков, то рассматривая их совместно и взяв наиболее сильные факторы  $F_1$  и  $F_2$ , можно установить, что в шести случаях из шестнадцати факторы были связаны с альбитизацией и грейзенизацией, в двух — с микроклинизацией, в одном — с вертикальной зональностью, в семи — с неоднородностью гранитов. В 14 случаях из 16 факторы были охарактеризованы соотношениями породообразующих минералов, образывавшими разные сочетания-антиподы. Чаще других встречались соотношения, когда микроклин и альбит выступали антиподами кварца и биотита и когда кварц выступал антиподом микроклина, альбита и биотита (по три раза). Рассмотрим таблицу

	n	Мк	Пл	Кв	Би
Мк	14	x	7	0	3
Пл	11	4	x	1	6
Кв	9	9	7	x	6
Би	13	10	4	3	x

Здесь  $n$  — число случаев связи факторов с тем или иным минералом; в верхней правой половине — количество случаев положительной связи между минералами; в нижней левой половине — количество случаев отрицательной связи, т.е. когда минералы выступали как антиподы. Во всех

Связь элементов с биотитсодержащими парагенезисами  
минералов

№ п/п	Связи	Li	Rb	Nb	Ta	Sn	Y	U	Th
1.	Положительная	9	6	7	5	6	5	1	7
2	Отрицательная	-	-	1	1	1	1	3	1
3	Отсутствует	4	7	5	7	6	7	9	5

№ п/п	Связи	Ga	Mo	Pb	Zn	Cu	Zr	Ti	F
1	Положительная	5	3	6	6	4	6	6	4
2	Отрицательная	-	-	1	1	1	2	2	1
3	Отсутствует	8	10	6	6	8	5	5	8

14 случаях факторы были связаны с микроклином ( $n = 14$ ) и почти во всех - с биотитом ( $n = 13$ ). Кварц всегда выступал как антипод микроклина ( $n = 9$ ) и в большинстве случаев как антипод плагиоклаза (7 против 1). Следует учитывать, что плагиоклаз широко представлен альбитом, образовавшимся по микроклину. Биотит предпочтительно был связан с кварцем, выступая по отношению к микроклину чаще всего как антипод.

Для гранитов характерна неоднородность в распределении породообразующих минералов, редких и рудных элементов, которую обычно связывают с наложенными процессами. Но не исключено, что она могла возникать и в магматическую стадию формирования гранитов. Сведения о такой возможности встречаются в литературе [124, 129, 131].

3. Деление элементов на литофильный и сидерофильный парагенезисы в отдельных участках не проявляется. Литофильные и сидерофильные элементы могут входить в одну ассоциацию. Устойчивых парагенезисов элементов, связанных с какими-либо породообразующими минералами или парагенезисами минералов, выделить не удастся. Отмеченные ассоциации элементов определялись местной обстановкой. В трех случаях они указывали на щелочные условия. Иногда противопоставлялись элементы, склонные к накоплению и к рассеиванию.

Отчетливо выступает тяготение многих редких и рудных элементов к биотиту или ассоциациям породообразующих минералов, в которых присутствует биотит. В табл. 44 показано число случаев положительной связи элементов с биотитом или биотитсодержащими ассоциациями минералов (1), отрицательной связи (2) и отсутствия связи (3). Наиболее проявлена связь с биотитом у лития, фактически отсутствует она у урана. Биотит можно рассматривать в качестве индикатора накопления редких и

рудных элементов. Одно отступление встретилось в Емельяновском карьере ( $F_2$ ), когда биотит был заметно изменен. В то же время ассоциации элементов, связанные с биотитом, на разных участках встречаются разные.

4. В слабо или умеренно дифференцированных гранитах редкие и рудные элементы в основном распределены между породообразующими минералами. В позднемагматическую стадию и с переходом к постмагматической стадии при альбитизации и грейзенизации наряду с породообразующими минералами существенную роль в распределении элементов начинают играть акцессорные минералы.

## Глава 9. ГРАНИТОИДЫ ХР. ТЕРСКОЙ-АЛАТАУ (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Хр. Терской-Алатау, окаймляющий с юга озеро Иссык-Куль, относится к Северо-Тяньшаньской каледонской складчатой области. С инверсионной стадией в ордовике-нижнем силуре связано образование гранитоидов преимущественно гранодиорит-гранитного формационного типа. В консолидационную стадию, относящуюся к позднему силуру-раннему девону, получил развитие гранит-лейкогранитный формационный тип. К стадии активизации в верхнем палеозое приурочены гранитоиды сиенит-граносиенит-гранитного формационного типа и аляскитовые граниты [35]. Несмотря на хорошую изученность региона, многие вопросы, связанные с эволюцией магматизма и возрастом интрузивов, остаются дискуссионными. Как и в предыдущей главе рассмотрим и сопоставим граниты, в разной степени дифференцированные.

Гранитоиды Терской-Алатау образуют крупный неоднородный по составу массив, вытянутый в широтном направлении более чем на 100 км при ширине до 40 км. В нем преобладают породы гранодиорит-гранитного формационного типа. В качестве примера будут рассмотрены гранодиориты и амфибол-биотитовые граниты, обнажающиеся в долине р. Барскаун. Гранит-лейкогранитный формационный тип будет представлен лейкократовыми биотитовыми гранитами, выходящими в долине р. Чон-Кызылсу. Кроме того, остановимся на литионит-альбитовых гранитах долины р. Керегеташ, связанных с лейкократовыми гранитами. Формулы и химический состав гранитоидов, а также  $K_D$  приведены в табл. 45.

Из данных табл. 45 видно, что от гранодиоритов к литионит-альбитовым гранитам с понижением отношения  $K : Rb$  происходит повышение содержания  $Rb, Nb, Mo, F$  и понижение содержания  $Cr, Co$  и  $Cu$ . В литионит-альбитовых гранитах по сравнению с гранодиоритами также повышается содержание  $Li, Be, Sn, Y, Pb$  и понижается —  $Ti, Ni, Ba$ , но связь этих элементов с отношением  $K : Rb$  осложнена в амфибол-биотитовых и биотитовых гранитах.

Корреляционная матрица (табл. 46) позволяет выделить ассоциации-энтитопы: I —  $Li, Rb, Be, Nb, Sn, Y, Mo, Pb, F$ ; II —  $Ti, Ni, Cu$ . К нейтральным относятся  $Ga, Zr, V$ . Часть элементов ( $Ca, W, Sr, Ba, Zn, V, Cr, Co$ ) охарактеризована не повсеместно и в корреляционном анализе не

Среднее содержание элементов и  $K_D$  (Гранитоиды  
хр. Терской-Алатау)

№ п/п	Формула	n	K	Na	K:Rb	Li	Rb	Be	Nb	Sn	Y	Ga	Mo
1	θ-д-К-1-IIIa	30	2,13	2,66	241	39	91	3,0	11	5,2	3,5	26	0,7
2	Υ-д-К-1-IIIa	28	3,28	2,14	206	27	160	3,0	14	3,9	28	30	0,9
3	η-е-К-3-IIIa	29	3,97	2,43	144	31	301	4,1	38	12	116	40	1,8
4	χ-е-К-3-IIIa	30	3,54	2,60	44	372	819	5,2	66	12,5	94	34	3,6

№ п/п	Формула	Pb	Cu	Zr	Ba	Ti	Cr	Ni	Co	F	B	$K_D$
1	θ-д-К-1-IIIa	34	34	56	307	1970	19	17	6,9	830	8,5	0,74
2	Υ-д-К-1-IIIa	25	22	100	570	2949	8,2	6,4	4,9	1090	5,4	0,85
3	η-е-К-3-IIIa	58	9,8	94	248	620	6,9	9,6	1,8	4690	9,1	1,26
4	χ-е-К-3-IIIa	60	9,5	47	>100	89	5	>5	>1	13060	10,6	4,0

1 - гранодиориты (Барскаун); 2 - амфибол-биотитовые граниты (Барскаун); 3 - биотитовые граниты (Чон-Кизылсу); 4 - литионит-альбитовые граниты (Керегеташ); χ - символ литионит-альбитовых гранитов.

Примечание. Содержания K, Na - в мас.%, остальных элементов - в г/т.

использована. У элементов ассоциации I отрицательная корреляция с отношением  $K : Rb$ , у ассоциации II - положительная. Ассоциация I является аналогом литофильного парагенезиса, ассоциация II - сидерофильного, а общая картина отражает влияние кристаллизационной дифференциации.

Первый фактор ( $V_1 = 46,2\%$ ) характеризует кристаллизационную дифференциацию. Выделяются литофильная и сидерофильная ассоциации-антиподы, нейтральные - Zr и B. Содержание калия повышается в поздних дифференциатах, он ассоциирует с литофильным парагенезисом; натрий относится к нейтральным элементам.  $F_1$  является ведущим фактором.

Последующие три фактора ( $V_2 = 12,7\%$ ;  $V_3 = 8,1\%$  и  $V_4 = 5,7\%$ ) связаны с нейтральными элементами:  $F_2$  - с цирконием ( $\omega_{Zr-2} = 0,77$ ),  $F_3$  - с бором ( $\omega_{B-3} = -0,70$ ),  $F_2$  и  $F_4$  - с натрием ( $\omega_{Na-2} = -0,53$ ;  $\omega_{Na-4} = 0,69$ ), т.е. с теми, на распределение которых кристаллизационная дифференциация влияния не оказывала. Повышенные факторные нагрузки встречаются также у элементов с отступлениями от общей тенденции кристаллизационной дифференциации, наблюдаемыми в амфибол-биотитовых и биотитовых гранитах (Li, Y, Ga, Pb, Ni).

Обратимся к отдельным петрографическим типам гранитоидов хр. Терской-Алатау.

Матрица парных коэффициентов корреляции и факторных нагрузок (гранитоиды хр. Терской-Алатау)

K	Na	K:Rb	Li	Rb	Be	Nb	Sn	Y	Ga	Mo	Pb	Cu	Zr	Ti	Ni	F	B	lg	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	
1,00	-0,17	-0,39	0,01	0,66	0,26	0,59	0,32	0,71	0,40	0,37	0,36	-0,57	0,16	-0,41	-0,46	0,56	0,06	K	0,60	0,55	-0,02	0,12	
	1,00	-0,09	0,13	0,02	0,18	0,14	0,07	-0,16	-0,04	0,06	-0,01	-0,11	-0,32	-0,21	0,23	0,06	0,01	Na	0,06	-0,53	-0,09	0,69	
		1,00	-0,75	-0,95	-0,47	-0,80	-0,58	-0,66	-0,29	-0,65	-0,45	0,50	0,37	0,90	0,37	-0,90	-0,17	K:Rb	-0,89	0,18	0,09	0,18	
			1,00	0,62	0,42	0,47	0,35	0,28	0,04	0,51	0,35	-0,20	-0,41	-0,64	-0,11	0,63	0,08	Li	0,61	-0,48	-0,12	-0,32	
				1,00	0,47	0,65	0,58	0,78	0,37	0,66	0,49	-0,60	-0,25	-0,88	-0,46	0,93	0,17	Rb	0,94	0,03	-0,08	-0,11	
					1,00	0,50	0,36	0,37	0,14	0,42	0,29	-0,36	-0,14	-0,50	-0,26	0,51	-0,07	Be	0,56	-0,12	-0,28	0,18	
						1,00	0,63	0,76	0,44	0,59	0,44	-0,17	-0,60	-0,81	-0,36	0,86	0,16	Nb	0,88	0,05	0,02	0,14	
							1,00	0,50	0,39	0,43	0,46	-0,39	-0,19	-0,58	-0,25	0,68	0,34	Sn	0,68	-0,03	0,28	0,04	
								1,00	0,50	0,61	0,39	-0,59	0,15	-0,56	-0,49	0,76	0,15	Y	0,78	0,44	0,01	0,02	
									1,00	0,34	0,35	-0,18	0,24	-0,23	-0,15	0,40	0,19	Ga	0,43	0,39	0,44	0,29	
										1,00	0,44	-0,43	-0,18	-0,62	-0,06	0,63	0,08	Mo	0,71	-0,09	0,06	0,09	
											1,00	-0,17	-0,30	-0,43	0,02	0,50	0,35	Pb	0,56	-0,13	0,52	-0,06	
												1,00	0,09	0,59	0,34	-0,63	-0,02	Cu	-0,64	-0,18	0,28	-0,28	
													1,00	0,51	-0,22	-0,30	-0,08	Zr	-0,27	0,77	0,01	0,10	
														1,00	0,31	-0,88	-0,20	Ti	-0,87	0,27	0,11	0,03	
															1,00	-0,44	0,04	Ni	-0,42	-0,50	0,38	0,28	
																1,00	0,20	F	0,94	-0,02	-0,04	-0,06	
																	1,00	B	0,22	-0,06	0,70	-0,13	
																			V, %	46,2	12,7	8,1	5,7

Гранодиориты. Материал собран в северном, западном и южном выходах массива гранодиоритов, обнажающегося в верховьях р. Барскаун. Гранодиориты светло-серые, серые, зеленовато-серые мелко-среднезернистые, слегка гнейсовидные. Преобладает плагиоклаз, меньше кварца и еще меньше микроклина. Темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой. Содержание темноцветных колеблется от 12 до 20%. Из аксессуарных минералов встречены сфен и апатит. Плагиоклаз (олигоклаз-анцезин) нередко зональный, в центральной части зерен обычно соскюритизирован, по биотиту умеренно развивается хлорит, есть эпидот. Участками отмечаются небольшие скопления кварца и корродированные им других породообразующих минералов.

Первый фактор ( $V_1 = 28,7\%$ ) отражает различия гранодиоритов в разных выходах. С  $F_1$  связана ассоциация —  $Ti, V, Cr, Ni, Co, Sr, Ba, Cu, Zn, Pb, Mo, Ga, Y, Zr, B$ , представляющая сидерофильный парагенезис со спутниками. В качестве антиподов выступают  $Be$  и  $F$  (табл. 47). В табл. 48 (№ I, 2, 3) приведены анализы гранодиоритов в северном, западном и южном выходах, которые показывают на некоторое различие в их химическом составе. Наиболее заметно оно при сравнении северного и западного выходов, находящихся в 3 км один от другого (табл. 48, № I, 2): в первом из них содержание элементов указанной ассоциации выше, а содержание фтора и бериллия — ниже. В гранодиоритах северного выхода по сравнению с западным больше темноцветных минералов, прежде всего роговой обманки, и побольше микроклина.

Второй и третий факторы ( $V_2 = 13,8; V_3 = 11,4\%$ ) характеризуют более мелкую неоднородность гранодиоритов по распределению в них породообразующих минералов. С  $F_2$  антиподами выступают микроклин и плагиоклаз ( $K$  и  $Na$  — антиподы). К микроклину тяготеют  $Rb$  и  $Mo$ , к плагиоклазу —  $Sr$  и  $Sn$ . С  $F_3$  связан биотит: высокие факторные нагрузки у  $Li$  и  $F$ . С ними в парагенезисе находятся  $Rb, Sn$  и  $Pb$ .

Отметим, что в относительно слабо дифференцированных гранодиоритах наблюдается сформированный сидерофильный парагенезис с многочисленными спутниками в отсутствие литофильного парагенезиса. С таким же явлением мы встретимся в гранитоидах Южного Памира.

Амфибол-биотитовые граниты. В среднем течении р. Барскаун амфибол-биотитовые граниты обнажаются на протяжении 15 км. В южной половине они слагают непрерывные выходы, в северной — чередуются с мелко- и среднезернистыми биотитовыми гранитами. Вмещающими являются серые известково-кремнистые породы и аргиллиты. В гранитах с разной частотой наблюдаются черные и темно-серые существенно биотитизированные ксенолиты размером от 0,2 до 3 м, нередко уплощенные и одинаково ориентированные. Граниты светло-серые и серые, среднезернистые, порфировидные. Фенокристаллы микроклина светло-серого и светло-красного цвета размером 2–3 см составляют 10–25% породы. Содержание темноцветных минералов, представленных биотитом и роговой обманкой, колеблется от 10 до 15%. К главным минералам относятся плагиоклаз (№ 25–30), микро-

Факторные нагрузки  $\omega$  и вклад факторов в общую дисперсию  $V$   
(хр. Терской-Алатау)

Компоненты	Гранодиориты $\omega_{кр} = 0,35$			Амфибол-биотитовые граниты $\omega_{кр} = 0,36$			Биотитовые граниты $\omega_{кр} = 0,35$			Литионит-альбитовые граниты $\omega_{кр} = 0,35$			
	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>
K	0,17	0,42	0,15	-0,21	0,11	0,47	0,19	0,01	-0,80	0,28	0,15	0,44	-0,24
Na	-0,20	-0,45	0,31	0,41	0,39	-0,26	0,77	-0,27	-0,19	-0,59	0,11	0,30	-0,36
K:Rb	0,12	-0,40	-0,30	0,38	0,44	-0,36	0,91	0,14	0,10	0,73	0,11	0,32	-0,32
Li	-0,33	0,06	0,64	-0,16	-0,68	0,15	-0,78	-0,27	0,18	-0,73	-0,44	-0,10	0,24
Rb	0,03	0,78	0,43	-0,46	-0,29	0,63	-0,76	-0,13	-0,48	-0,57	0	0,02	0,16
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,66	0	-0,42	-0,02
Be	-0,66	-0,09	0,24	0,30	-0,33	0,12	0,07	0,27	0,10	-0,50	-0,37	0,53	0,05
Nb	0,23	-0,38	-0,15	0,44	0,22	0,01	-0,18	-0,34	0,12	-0,35	-0,74	0,22	0,11
W	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,07	0,39	0,23	0,73
Sn	-0,04	-0,50	0,51	-0,24	-0,05	-0,19	-0,54	0,22	0,18	0,11	-0,12	0,51	0,56
Y	0,51	-0,08	0,06	0,74	-0,05	0,49	-0,87	-0,05	0,18	-0,32	0,71	-0,26	-0,14
Ga	0,80	-0,08	0,34	0,41	-0,33	-0,55	-0,02	0,25	0,61	-0,38	0,12	0,02	-0,07
Mo	0,39	0,67	-0,04	0,22	-0,21	0,49	-0,49	-0,46	0,45	-0,25	-0,17	0,65	-0,39
Pb	0,53	0,23	0,56	-0,80	-0,28	0,21	-0,43	0,13	-0,20	-0,63	0,27	0,21	-0,09
Zn	0,54	-0,10	0,31	-0,24	-0,50	-0,68	-	-	-	-	-	-	-
Cu	0,63	-0,16	-0,29	-0,05	-0,71	-0,21	-0,49	0,45	0,10	-0,23	0,67	0,18	-0,07
Zr	0,49	-0,38	0,32	0,74	-0,30	0,40	0,32	0,29	0,58	-0,07	0,52	0,29	0,42
Sr	0,44	-0,63	-0,24	0,48	-0,53	0,08	-	-	-	-	-	-	-
Ba	0,78	0,07	0,22	0,23	-0,42	-0,21	0,86	0,11	0,12	-	-	-	-
Ti	0,52	-0,46	0,13	0,69	-0,40	0,09	0,20	0,36	0,39	-0,33	0,82	-0,11	0,01
V	0,65	-0,19	-0,08	-0,21	-0,22	-0,64	-	-	-	-	-	-	-
Cr	0,77	0,26	-0,12	0,02	-0,29	0,50	0,36	-0,71	0,29	-	-	-	-
Ni	0,71	0,42	-0,17	-0,64	-0,05	-0,07	0,15	-0,89	0,24	-0,51	0,33	0,18	-0,12
Co	0,75	-0,03	0,08	0,33	-0,71	-0,37	0,16	-0,72	-0,10	-	-	-	-
F	-0,45	-0,22	0,69	-0,45	-0,66	0,10	-0,80	-0,02	0,01	-0,20	-0,44	-0,33	0,18
B	0,60	-0,05	0,32	-0,09	-0,11	0,41	-0,29	-0,16	0,13	0,50	0,35	0,03	0,31
V, %	28,7	13,8	11,4	19,4	16,6	14,7	31,7	15,3	11,9	20,3	17,6	9,9	8,8

клин и кварц. Плагноклаз нередко зональный, в центре зерен встречаются интенсивно серицитизированные реликты. Биотита и роговой обманки или поровну, или преобладает биотит.

Первый фактор ( $V_1 = 19,4\%$ ) отражает неоднородность массива (см. табл. 47). Выделяется ассоциация Y, Zr, Ti с сопутствующими Nb, Sr, Ga, Na. Совместное нахождение в ней Zr, Nb, Ti, Y показывает на щелочные условия формирования гранитов. В качестве антиподов выступают Pb и Ni со спутниками Rb и F. В табл. 48 (№ 4, 5) для сравнения приведены две группы пород: пробы гранитов, собранные в 3,5–5 км от южного контакта

Содержание редких и рудных элементов в разновидностях гранитоидов хр. Терской-Алатау

№ П/П	n	K	Na	K:Rb	Li	Rb	Cs	Be	Nb	W	Sn	Y	Ga	Mo	Pb	Zn
1	10	2,12	2,60	212	33	100	- 2,3	8,8	- 4,5	4,2	34	0,9	43	94		
2	5	1,79	2,80	206	57	87	- 4,2	8,2	- 6,4	3	18	0,4	28	64		
3	15	2,24	2,66	260	37	80	- 3,1	12,5	- 5,2	3,3	24	0,7	31	64		
4	6	3,38	2,06	205	23	165	- 2,5	11	- 4,7	5	27	0,7	33	77		
5	5	2,96	2,26	206	30	144	- 3,8	12	- 3,4	26	34	0,9	16	76		
6	6	3,86	3,00	214	10	180	- 3,8	41	- 7,2	40	40	1,4	48	-		
7	7	3,83	2,07	115	42	640	- 3,9	38	- 18	175	47	2,1	74	-		
8	7	3,71	2,48	47	87	788	12	4,1	59	14	13	99	32	3,1	59	-
9	5	3,34	3,00	39	452	848	20	6,6	67	11	11	130	36	4,0	94	-

№ П/П	Cu	Zr	Sr	Ba	Ti	V	Cr	Ni	Co	F	B
1	48	62	42	440	1800	220	27	24	9,3	660	11
2	18	50	34	140	1700	98	9,2	8,2	5,0	1220	6,7
3	31	54	40	270	2160	220	17	15	6,0	820	7
4	20	50	30	470	1370	150	7,2	12	3,7	1100	5
5	30	150	64	680	3400	120	5,6	3	7,6	1200	5
6	5,6	120	-	570	680	-	10	16	2,2	2570	7
7	15	117	-	114	660	-	5,7	4,2	1,7	5370	7,4
8	15	50	-	-	116	-	-	3,6	-	8870	23
9	8,8	52	-	-	126	-	-	10	-	11440	5

1-3 - гранодиориты (Барскаун); 4-5 - амфибол-биотитовые граниты (Барскаун); 6-7 - биотитовые граниты (Чон-Кызылсу); 8-9 - литионит-альбитовые граниты (Кергешат).

Примечание. Содержания K, Na - в мас.%, остальных элементов - в г/т.

массива (№ 4) и пробы, собранные в 6-7 км (№ 5). С переходом от гранитов группы № 4 к № 5 повышаются содержания Y, Zr, Ti и ряда других элементов и понижение содержания Pb и Ni.

Второй фактор ( $V_2 = 16,6\%$ ) связан с распределением биотита. Повышенные факторные нагрузки имеют Li и F, а также ассоциирующиеся с ними Cu, Zn, Co, Ti, Sr и Ba. Антиподом является натрий (плагиоклаз). Как и в гранодиоритах ( $F_3$ ), отмечается тяготение элементов к биотиту, но в другом сочетании. Третий фактор ( $V_3 = 14,7\%$ ) представляет вариации породообразующих минералов. Если обратиться к рис.6, то данный случай относится к сектору между линиями II и IV. В качестве антиподов выступают ассоциации Rb-Y-Zr-Mo-Cr-B и Ga-Zn-V-Co.

**Биотитовые граниты.** Рассматриваемые граниты находятся в среднем течении р. Чон-Кызылсу. Протяженность выходов с севера на юг около 5 км. Южная часть массива гипсометрически находится выше северной. Вмещающие породы представлены гнейсами, роговиками, мраморизованными известняками. На юге между ними и гранитами контакт тектонический.

Граниты светло-серые и светло-красные, средне-крупнозернистые. Главные минералы представлены микроклином, олигоклазом и кварцем. Преобладает микроклин, по нему развиты пертиты замещения. Олигоклаз несколько серицитизирован. К второстепенным минералам относится интенсивно хлоритизированный биотит, его содержание меняется от 2 до 5 %.

Первый фактор ( $V_1 = 31,7\%$ ) отражает неоднородность массива, связанную с вертикальной зональностью. Ассоциация  $Li, Rb, Sn, Y, F, Mo, Pb, Cu$  является аналогом литофильного парагенезиса. Сидерофильный парагенезис выражен слабо и представлен  $Cr$  и  $Ba$ . У остальных сидерофильных элементов —  $Ti, Ni, Co$  факторные нагрузки того же знака, но незначимые. Такой же знак  $\omega$  у натрия (см. табл. 47). Элементы сидерофильного парагенезиса совпадают по знаку  $\omega$  с отношением  $K:Rb$ , а элементы литофильного парагенезиса — отличаются. В табл. 48 приводятся группы проб гранитов из северной (№ 6) и южной (№ 7) части массива. Их сравнение показывает, что южная часть обогащена  $Li, Rb, Sn, Y, F, Mo, Pb, Cu$  и обеднена  $Ba, Cr, Ni, Co$ . В гранитах южной части ниже отношение  $K:Rb$ . Они обеднены натрием в результате уменьшения содержания плагиоклаза и увеличения содержания кварца, но при этом микроклин в них альбитизирован сильнее (в виде пертитов замещения). Имеющийся материал позволяет считать, что с севера на юг происходит переход от нижней к более высокой части массива.

Второй фактор ( $V_2 = 15,3\%$ ) показывает, что распределение сидерофильных элементов —  $Cr, Ni$  и  $Co$  определяется не столько вертикальной зональностью, сколько какой-то иной причиной, в свою очередь не связанной с соотношением породообразующих минералов (факторные нагрузки  $K, Na, Li, Rb$  низкие). Это же относится к молибдену и меди, которые являются антиподами. Титан выступает как антипод хрома, никеля и кобальта.

Третий фактор ( $V_3 = 11,9\%$ ) отражает локальное соотношение микроклина и кварца (биотит существенно хлоритизирован) и соответствует примеру IV (см. табл. I4, рис. 6). Антиподами калию и рубидию выступают галлий, цирконий, молибден и титан.

**Литионит-альбитовые граниты.** Кергеташский массив литионит-альбитовых гранитов обнажается на северном склоне долины р. Кергеташ при впадении р. Борскаун и вытянут в широтном направлении на 6-7 км при ширине около 1 км. Граниты светло-серые мелко-среднезернистые. К главным минералам относятся кварц, микроклин и альбит. Сравнительно крупнозернистые кварц и микроклин находятся среди мелкопластинчатого альбита. В среднем содержание этих минералов примерно одинаковое, но от

участка к участку соотношение между ними может заметно меняться, что прежде всего касается альбита и кварца. Содержание слюды 2-3 %, иногда до 5 %. В восточной части массива она представлена циннвальдитом, в западной - литиевым биотитом. При грейзенизации в мелких трещинках и по породообразующим минералам образуется серицит.

Змещающими породами являются мраморизованные известняки, сланцы, аргиллиты. В экзоконтакте известняки скарнированы, флюоритизированы и турмалинизированы, получают развитие сфалерит, пирротин, халькопирит, вольфрамит, касситерит, берилл.

Корреляционная матрица (табл. 49) позволяет выделить две ассоциации: I - **Li, Rb, Cs** со спутниками **Be** и **Nb**; II - **Y, Ti, Cu** со спутниками **Ca, Ni** и **Pb**. Ассоциации не являются антиподами. То что цезий входит в обе ассоциации, показывает на их некоторое наложение. Нейтральные элементы - **Ga, Zr, W, Sn, Mo, F, B**. Повышенную положительную корреляцию имеют пары **Li - F** и **W - Zr**.

Первый фактор ( $V_1 = 16,0\%$ ) отражает накопление элементов с альбитом и циннвальдитом. С  $F_1$  связаны натрий, элементы ассоциаций I и II, имеющие одинаковый знак  $\omega$ , и их антипод бор. В табл. 48 ( $\frac{1}{2} 8, \frac{1}{2} 9$ ) приведены граниты с **Li**-биотитом, обедненные альбитом ( $\frac{1}{2} 8$ ), и циннвальдитсодержащие граниты, обогащенные альбитом ( $\frac{1}{2} 9$ ). С переходом от первых ко вторым возрастает содержание натрия, элементов ассоциаций I и II (кроме **Cu**) и уменьшается содержание бора.

Второй фактор ( $V_2 = 12,0\%$ ) характеризует грейзенизацию. Смена литиевых слюд серицитом ведет к понижению содержания лития, фтора и ниобия. Содержание бора, элементов ассоциации II (кроме **Cs**), а также циркония и вольфрама имеет тенденцию к возрастанию.

С третьим фактором ( $V_3 = 9,9\%$ ) связан молибден. В меньшей степени с  $F_3$  проявляется связь **у Ве**. Четвертый фактор ( $V_4 = 8,8\%$ ) характеризует распределение вольфрама и олова, не зависящее от породообразующих минералов.

В заключение рассмотрим небольшую выборку гранитоидов хр. Терскей-Алатау ( $n = 16$ ), содержащую анализы как редких и рудных элементов, так и петрогенных. Химический состав пород приведен в табл. 50.

Согласно корреляционной матрицы (табл. 51) можно выделить две ассоциации элементов, являющиеся антиподами. В одну из них наряду с **Rb, Be, Nb, Sn, Mo, Pb, F** и их спутником **Li** входят **Si** и **K**. Она является аналогом литофильного парагенезиса. Вторая ассоциация состоит из **Al, Fe, Ca, Ti, Ni** и **P**. К нейтральным относятся **Na, Zr** и **B**. С отношением  $K : Rb$  у элементов первой ассоциации корреляция отрицательная, у второй - положительная. Корреляция между отношениями  $K : Rb$  и  $K : Na$  отрицательная. В данном случае имеем систему III типа с ведущим фактором, представляющим кристаллизационную дифференциацию.

Первый фактор ( $V_1 = 62,4\%$ ) отражает влияние кристаллизационной дифференциации. С ним связаны выделенные ассоциации-антиподы (см.

Матрица парных коэффициентов корреляции (массив Керөгеташ)

K	Na	K:Rb	Li	Rb	Cs	Be	Nb	W	Sn	Y	Ga	Mo	Pb	Cu	Zr	Ti	Ni	F	B	lg
1,00	0,02	0,49	-0,29	0,30	-0,12	0	-0,25	-0,14	0,16	-0,05	-0,20	0,09	-0,04	-0,01	0,06	-0,10	0,06	-0,27	0,27	K
	1,00	-0,33	0,25	0,37	0,13	0,32	0,02	-0,02	-0,19	0,11	0,15	0,30	0,45	0,31	-0,03	0,28	0,19	-0,14	-0,42	Na
		1,00	-0,61	-0,68	-0,43	-0,12	-0,30	-0,21	0,18	-0,04	-0,24	0,08	-0,35	-0,05	-0,02	-0,16	-0,10	-0,19	0,27	K:Rb
			1,00	0,43	0,53	0,43	0,46	0	0,16	-0,04	0,14	0,14	0,26	-0,19	-0,11	-0,07	0,18	0,47	-0,49	Li
				1,00	0,39	0,15	0,14	0,10	-0,07	0	0,11	-0,02	0,35	0,04	0,08	0,07	0,15	-0,02	-0,07	Rb
					1,00	0,16	0,14	-0,18	-0,14	0,42	0,24	-0,19	0,35	0,01	-0,10	0,20	0,45	0,29	-0,22	Cs
						1,00	0,63	0,08	0,14	-0,14	0,15	0,35	0,23	-0,07	0,16	-0,19	0,24	0,14	-0,40	Be
							1,00	-0,13	0,12	-0,40	-0,02	0,27	0,10	-0,31	-0,24	-0,57	0,09	0,25	-0,31	Nb
								1,00	0,35	0,18	-0,17	-0,17	0,17	0,27	0,48	0,31	0,05	-0,14	0,19	W
									1,00	-0,33	0,04	0,16	0	0,02	0,13	-0,09	0	0,13	0,24	Sn
										1,00	0,05	-0,13	0,38	0,44	0,28	0,61	0,55	-0,10	0,04	Y
											1,00	0,14	0,24	0,18	0,22	0,27	0,07	-0,04	-0,18	Ga
												1,00	0,35	0,19	-0,13	-0,10	0,23	0	0,22	Mo
													1,00	0,42	-0,06	0,32	0,28	-0,03	0,06	Pb
														1,00	0,15	0,66	0,18	-0,07	0,22	Cu
															1,00	0,39	0,35	-0,37	0,11	Zr
																1,00	0,44	-0,14	0	Ti
																	1,00	-0,11	-0,26	Ni
																		1,00	-0,08	F
																			1,00	B

Средние содержания петрогенных, редких и рудных элементов  
(гранитоиды хр. Терской-Алатау)

№ п/п.	n	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li	Rb	Be	Nb
1	5	64,49	16,56	4,00	4,59	2,46	3,69	4I	78	2,6	I2
2	5	68,3I	14,94	4,28	3,52	4,08	2,88	34	174	3,2	I5
3	4	75,85	11,86	1,90	0,98	4,66	2,97	50	302	5,2	3I
4	2	75,24	13,96	1,18	0,90	5,11	3,65	115	855	5,0	54

№ п/п	Sn	Mo	Pb	Zr	Ti	Ni	F	B	P	K:Rb	K:Na
1	4,2	0,7	26	60	3920	15	720	8,2	1075	260	0,74
2	3,4	1,3	22	240	3350	3,8	1180	5	810	194	1,58
3	12,5	1,65	55	82	1000	3,6	5000	6,5	275	128	1,75
4	20	5	100	50	450	3,5	6250	20	275	49	1,56

I - гранодиориты (р. Барскаун); 2 - амфибол-биотитовые граниты (Барскаун); 3 - биотитовые граниты (р. Чон-Кызылсу); 4 - литионит-альбитовые граниты (р. Керегеташ).

табл. 5I). Второй фактор ( $v_2 = 15,9\%$ ) характеризует отступления от кристаллизационной дифференциации, вызванные геохимическими особенностями отдельных массивов. Например, в биотитовых гранитах хр. Чон-Кызылсу и амфибол-биотитовых гранитах р. Барскауна по сравнению с крайними дифференциатами (гранодиоритами и литионит-альбитовыми гранитами) содержание натрия и бора ниже, а циркония - выше. С последующими факторами значимые факторные нагрузки не встречены.

Если сравнить табл. 45 и 50, то нетрудно заметить, что при сокращении количества проб средние содержания элементов существенно изменились. Обычно при расчете средних главное внимание обращают на качество химических анализов, но следует также учитывать, что не меньшее влияние может оказать неоднородность гранитов (табл. 46). В то же время на результаты корреляционного и факторного анализа сокращение выборки оказало меньшее влияние. Более заметно оно коснулось нейтральных элементов.

Подведем итог по гранитоидам хр. Терской-Алатау.

I. При совместном рассмотрении в разной степени дифференцированных гранитов ведущим фактором, определяющим распределение редких и рудных элементов, является кристаллизационная дифференциация. Ее характеризуют литофильный и сидерофильный парагенезис-антиподы. Из петрогенных элементов к литофильному парагенезису примыкают Si и K, к сидерофильному - Al, Fe, Ca, P, к нейтральным относится натрий. Наиболее

Матрица парных коэффициентов корреляции и факторных нагрузок (гранитоиды хр. Терской-Алатау)

Si	Al	Fe	Ca	K	Na	Li	Rb	Be	Nb	Sn	Mo	Pb	Zr	Ti	Ni	F	B	P	K:Rb	K:Na	lg	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>
1,00	-0,89	-0,65	-0,96	0,78	-0,27	0,41	0,63	0,75	0,68	0,60	0,61	0,78	-0,13	-0,68	-0,75	0,95	0,74	-0,97	-0,75	0,72	<b>Si</b>	0,69	0,12
	1,00	0,59	0,65	-0,75	0,50	-0,14	-0,65	-0,69	-0,56	-0,52	-0,39	-0,58	-0,06	0,64	0,64	-0,61	0,10	0,12	0,51	-0,78	<b>Al</b>	-0,74	-0,40
		1,00	0,90	-0,54	-0,05	-0,59	-0,81	-0,68	-0,70	-0,74	-0,71	-0,69	0,45	0,98	0,56	-0,91	-0,62	0,93	0,65	-0,40	<b>Fe</b>	-0,27	0,32
			1,00	-0,77	0,17	-0,51	-0,67	-0,77	-0,75	-0,69	-0,65	-0,63	0,27	0,93	0,69	-0,98	-0,30	0,98	0,81	-0,67	<b>Ca</b>	-0,92	0
				1,00	-0,36	0,41	0,66	0,56	0,57	0,31	0,58	0,59	0,15	-0,65	-0,78	0,77	0	-0,72	-0,67	0,93	<b>K</b>	0,76	0,38
					1,00	0,25	-0,18	-0,48	-0,12	-0,18	-0,14	-0,07	-0,64	-0,01	0,39	-0,19	0,41	0,17	0,07	-0,68	<b>Na</b>	-0,23	-0,76
						1,00	0,56	0,49	0,27	0,37	0,55	0,60	-0,49	-0,61	-0,34	0,47	0,34	-0,47	-0,61	0,22	<b>Li</b>	0,54	-0,40
							1,00	0,64	0,75	0,61	0,84	0,81	-0,10	-0,88	-0,73	0,87	0,37	-0,83	-0,96	0,74	<b>Rb</b>	0,90	0
								1,00	0,68	0,71	0,49	0,59	0,03	-0,70	-0,67	0,77	0,07	-0,76	-0,50	0,53	<b>Be</b>	0,75	0,22
									1,00	0,71	0,54	0,59	-0,07	-0,74	-0,49	0,76	0,30	-0,71	-0,76	0,50	<b>Nb</b>	0,74	0
										1,00	0,64	0,70	-0,24	-0,70	-0,34	0,68	0,40	-0,64	-0,70	0,32	<b>Sn</b>	0,70	-0,18
											1,00	0,73	-0,14	-0,75	-0,50	0,67	0,39	-0,64	-0,59	0,51	<b>Mo</b>	0,75	-0,13
												1,00	-0,36	-0,88	-0,39	0,62	0,63	-0,62	-0,63	0,49	<b>Pb</b>	0,84	-0,27
													1,00	0,39	-0,24	-0,24	-0,39	0,27	0,22	0,37	<b>Zr</b>	-0,16	0,74
														1,00	0,65	-0,95	-0,54	0,95	0,90	-0,50	<b>Ti</b>	-0,91	0,24
															1,00	-0,73	0,02	0,71	0,62	-0,77	<b>Ni</b>	-0,71	-0,39
																1,00	0,33	-0,98	-0,62	0,68	<b>F</b>	0	0
																	1,00	-0,34	-0,53	-0,17	<b>B</b>	0,35	-0,67
																		1,00	0,79	-0,64	<b>P</b>	-0,91	0,01
																			1,00	-0,55	<b>K:Rb</b>	-0,86	0,19
																				1,00	<b>K:Na</b>	0,69	0,61
																					<b>V, %</b>	62,4	15,9

поздние дифференциаты обогащены **Li, Rb, Be, Nb, Sn, Y, Ga, Mo, Pb, F** и обеднены **Ti, Cr, Ni, Co, Cu**, нейтральные элементы представлены **Zr** и **B**.

Подчиненное значение имеют факторы, связанные с некоторыми отступлениями в распределении элементов от общей линии кристаллизационной дифференциации, а также с особенностями распределения нейтральных элементов — **Na, Zr, B**.

2. В слабо дифференцированных гранитоидах установлена сидерофильная парагенетическая ассоциация при отсутствии литофильной. В дифференцированных биотитовых гранитах выделен литофильный парагенезис при слабо выраженном сидерофильном парагенезисе.

3. В локальных объектах наиболее сильные факторы в большинстве случаев связаны с соотношением породообразующих минералов и отражают неоднородность гранитоидов по распределению в них редких и рудных элементов. Ассоциации редких и рудных элементов варьируют, и не удается связать какую-либо определенную ассоциацию элементов с определенным парагенезисом минералов. Можно отметить тяготение редких и рудных элементов к парагенезисам, содержащим темнопетные минералы.

4. В массиве амфибол-биотитовых гранитов Барскауна отмечены щелочные условия. В массиве биотитовых гранитов Чон-Кызылсу ведущий фактор был связан с вертикальной зональностью. В массиве литионит-альбитовых гранитов наиболее сильные факторы были связаны с альбитизацией и грейзенизацией.

#### Г л а в а 10. ГРАНИТОИДЫ ХР. ИНЫЛЬЧЕК (ЖЕНЬ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Хр. Иныльчек относится к Фергано-Кокшамайской складчатой области Южного Тянь-Шаня, формирование которой произошло в эпоху герцинской складчатости. Интрузивные породы прорывают отложения силура-девона, представленные различными сланцами, алевролитами, песчаниками, известняками и эффузивами. Среди магматических пород выделяют небольшие тела габброидов и гранитоиды трех фаз [20].

К I фазе относят кварцевые диориты, кварцевые диорит-монциты, гранодиориты и адамеллиты, встречающиеся в виде ксенолитов в гранитоидах II фазы. II интрузивная фаза представлена биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами с крупными фенокристаллами калиевого полевого шпата. Для III фазы характерны лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты. Особенности магматизма рассмотрим на примере трех массивов, обнажающихся в западной части хр. Иныльчек: Ташкоринского (II фаза), Иныльчекского и Суходольского (III фаза).

Основной структурой района является субширотная горст-антиклиналь, осложненная крупными разломами, приводящими к блоковому строению. У Ташкоринского массива контакты с другими гранитами и вмещающими породами тектонические. У иныльчекских и суходольских гранитов в амкальных частях отмечаются нормальные контакты с вмещающими породами. Для

этих массивов характерна неровная гребневидная поверхность, ослепленная взбросами. На глубине установлен контакт иньльчешких и суходольских гранитов. Не исключено, что они являются фациальными разновидностями одного массива. Горный рельеф создает доступные обнажения гранитов от 2,5 до 4 тыс. м, что позволяет изучать их в вертикальном разрезе.

Ташкоринские граниты светло-серые, красноватые, средне-крупнозернистые, биотитовые с фенокристаллами микроклина размером 3-10 см. В породе преобладает микроклин, меньше кварца и плагиоклаза (олигоклаза), в центре зерен соскритизированного. Биотит частично хлоритизирован, его содержание меняется от 6 до 12%. Аксессуары минералы представлены цирконом, ильменитом, титаномагнетитом, апатитом, ортитом, сфеном, турмалином, флюоритом.

Иньльчешские лейкократовые двуслюдяные граниты светло-серые среднезернистые с фенокристаллами микроклина размером 1-2 см. Главные породообразующие минералы представлены кварцем, плагиоклазом (альбит-олигоклазом) и микроклином с некоторым преобладанием последнего. Содержание слюд меняется от 2 до 5%, биотита больше, чем мусковита. К аксессуарным минералам относятся турмалин, флюорит, циркон, монацит, шеелит, топаз. С приближением к апикальной части интрузива исчезают фенокристаллы микроклина, получает развитие альбит, среди слюд преобладает мусковит.

Суходольские лейкократовые двуслюдяные граниты по своему облику и петрографической характеристике в общем схожи с иньльчешскими гранитами. В наиболее высокой части интрузива (около 4 тыс. м) у контакта с вмещающими породами образовывались светло-серые мелко-среднезернистые литионит-альбитовые граниты со слюдой, представленной протолитионитом.

В кровле встречаются жильные тела. Снизу вверх происходит переход от аплитовых жил с биотитом к жилам, где сочетаются аплитовые и крупнозернистые или мелкоблоковые кварц-микроклиновые (иногда амазонитовые) зоны с циннвальдитом. Еще выше расположены кварц-амазонитовые пегматитовые жилы с лепидолитом.

В табл. 52 приведены химические составы гранитов. Если судить по отношению  $K : Rb$ , то иньльчешские и суходольские граниты по сравнению с ташкоринскими являются более дифференцированными. Вместе с усилением дифференцированности в гранитах увеличивается содержание натрия, лития, рубидия, ниобия, олова, фтора и ряда других элементов и уменьшается содержания калия, титана, циркония и бора. Дифференцированность отражается и на составе биотита (табл. 53): с переходом от ташкоринских гранитов к иньльчешским и суходольским возрастает содержание лития, рубидия и фтора, достигая наиболее высоких величин в протолитионите из литионит-альбитовых гранитов и в лепидолите-циннвальдите из пегматитовых жил. Вместе с тем отмечаются значительные вариации перечисленных элементов в биотитах каждого из массивов.

Средние содержания редких и рудных элементов в гранитах хр. Иньльчек

№ п/п	Формула	n	K	Na	K:Rb	Li	Rb	Cs	Be	Nb	W	Sn	Y	Ga	Mo	Pb
1	-	96	3,72	2,52	65	320	682	63	14	30	13	56	112	36	2,1	86
2	γ - e - Γ - s - IVB	30	4,07	2,06	98	173	429	59	13	19	12	44	69	29	1,6	57
2a	-	5	4,35	1,93	114	76	382	50	8,6	19	11	24	46	30	2,0	46
2б	-	5	4,21	1,85	72	476	588	65	30	20	16	62	104	30	1,2	54
3	η - e - Γ - s - IVB	31	3,36	2,60	53	301	696	50	11	42	15	57	106	44	3,3	103
4	η - e - Γ - s - IVB	35	3,74	2,85	49	468	888	78	18	29	13	65	109	36	1,4	97
4a	-	6	3,66	2,74	48	398	763	62	20	31	37	77	167	43	1,55	128

№ п/п	Формула	Ag	Bi	Zn	Zr	Ba	Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	P	B
1	-	0,30	21	99	98	-	35	715	-	-	14	-	5100	65
2	γ - e - Γ - s - IVB	0,15	6,0	107	158	310	36	1470	28	12	13	3,7	3740	95
2a	-	0,31	4,6	130	80	420	34	1200	26	11	16	3,4	3000	62
2	-	0,07	4,6	156	230	260	34	1700	22	6,6	8	3,0	6720	274
3	η - e - Γ - s - IVB	0,30	20	101	66	-	43	353	-	-	22	1,9	4680	52
4	η - e - Γ - s - IVB	0,41	34	90	76	-	26	373	-	-	6,5	-	6650	50
4a	-	0,62	33	140	98	-	40	250	-	-	7,2	-	5250	67

Граниты: 1 - западной части хр. Иньльчек; 2 - ташкоринские; 2a - они же с содержанием Li < 80 г/т; 2б - они же с содержанием Li > 220 г/т; 3 - иньльчекские; 4 - суходольские; 4a - они же, обогащенные вольфрамом (W > 30 г/т).

П р и м е ч а н и е. Содержания K, Na - в мас.%, остальных элементов - в г/т.

Т а б л и ц а 53

Содержание Li, Rb и F (в мас.%) в слюдах из гранитов и жид (хр. Иньльчек)

№ п/п	Массив	Порода	Слюда	n	Li	Rb	F
1	Ташкоринский	Гранит	Биотит	7	$\frac{0,11}{0,067 - 0,15}$	$\frac{0,15}{0,12 - 0,18}$	$\frac{0,64}{0,44 - 0,84}$
2	Иньльчекский	Гранит	Биотит	7	$\frac{0,41}{0,24 - 0,67}$	$\frac{0,31}{0,20 - 0,49}$	$\frac{1,73}{0,95 - 3,25}$
3	Суходольский	Гранит	Биотит	4	$\frac{0,54}{0,16 - 0,82}$	$\frac{0,42}{0,16 - 0,57}$	$\frac{2,62}{0,90 - 3,55}$
4	Суходольский	Литионит-альбитовый гранит	Протолитионит	5	$\frac{1,33}{0,99 - 1,60}$	$\frac{0,72}{0,60 - 0,81}$	$\frac{4,45}{3,90 - 5,25}$
5	-	Жилы	Лепидолит-циннвальдит	7	$\frac{1,90}{1,23 - 2,78}$	$\frac{0,90}{0,73 - 1,19}$	$\frac{5,96}{5,00 - 6,90}$

Примечание. В числителе - средние содержания, в знаменателе - колебания содержаний.

Рассмотрим совместно граниты трех массивов. Корреляционная матрица (табл. 54) позволяет выделить многокомпонентную ассоциацию **Li, Rb, Pb, Bi, F** со спутниками **Cs, Nb, Sn, Y, Ga, Ag**. В качестве антиподов выступают **Ti** и **Zr**. У элементов ассоциации положительная корреляция с натрием и отрицательная — с отношением **K : Rb**. К нейтральным относятся **Be, W, Mo, Zn, Cu, Ni, V**.

Первый фактор ( $V_1 = 30,2\%$ ) отражает различия в дифференцированности гранитов и обогащение натрием (альбитом) поздних дифференциатов. Наиболее высокая факторная нагрузка у отношения **K : Rb**. Одинаковые с ним по знаку повышенные  $\omega$  имеют **Ti** и **Zr** и отличающиеся по знаку  $\omega$  — натрий и элементы многокомпонентного парагенезиса. Если сравнивать менее дифференцированные ташкоринские граниты (см. табл. 52, № 2) с более дифференцированными иньльчекскими (№ 3) и суходольскими (№ 4) гранитами, то последние обогащены **Na, Li, Rb, Nb, Sn, Y, Ga, Pb, Ag, Bi, F** и обеднены **K, Ti, Zr, V**. Заметим, что у бора (турмалина) неровное распределение с вариациями в соседних пробах от 10 до 1000 г/т и это забывает влияние кристаллизационной дифференциации.

Второй фактор ( $V_2 = 11,4\%$ ) характеризует геохимические особенности иньльчекских гранитов, независимые от кристаллизационной дифференциации. Иньльчекские граниты по сравнению с ташкоринскими и суходольскими обеднены **K** и **Cs** и обогащены **Y, Ga, W, Mo, Ni**, а также **Nb** и **Cu** (см. табл. 52). Соответственно факторные нагрузки **K** и **Cs** отличаются по знаку от факторных нагрузок **Y, Ga, W, Mo, Ni, Nb** и **Cu**.

Третий и четвертый факторы ( $V_3 = 9,4\%$ ;  $V_4 = 6,9\%$ ) отражают сложное и противоречивое распределение ряда элементов. Например, с  $F_3$  у **Be, Zr, Zn, Cu** одинаковый знак  $\omega$ , а с  $F_4$  — **Be** и **Zr** антиподы **Zn** и **Cu**. Цирконий и олово в одном случае ( $F_3$ ) парагенны, в другом случае ( $F_4$ ) — антиподы, следствием чего является низкая корреляция между ними ( $r_B = -0,06$ ).

Граниты западной части хр. Иньльчек представляют систему III типа с ведущим фактором — кристаллизационной дифференциацией.

Обратимся к отдельным массивам. В рассматриваемом районе гранитоиды трех массивов в своем развитии тесно связаны. Чтобы полнее представить их сходство и различие, наряду с фрагментами матриц факторных нагрузок приведем все корреляционные матрицы.

Ташкоринские граниты (табл. 55). Исходя из корреляционной матрицы, можно выделить три парагенетические ассоциации: I — **Li, Rb, Be, F** со спутниками **Cs, W, Sn, V**; II — **Y, Zr, Ti** со спутниками **Be** и **Ga**; III — **Cr, Ni, Co**. Отношение **K : Rb** является антиподом первых двух парагенезисов. К нейтральным относятся **Nb, Ba, Mo, Pb, Zn, Ag, Bi, Cu, V**. Между **K** и **Ba** наблюдается повышенная положительная корреляция.

Первый фактор ( $V_1 = 22,2\%$ ) отражает накопление элементов первых двух парагенезисов в гранитах, обогащенных турмалином и биотитом. У

Матрица парных коэффициентов корреляции и факторных нагрузок

K	Na	K:Rb	Li	Rb	Cs	Be	Nb	W	Sn	Y	Ga	Mo	Pb	Ag
1,00	-0,09	0,40	-0,13	-0,03	0,21	0,06	-0,39	-0,24	-0,27	-0,50	-0,36	-0,23	-0,23	-0,15
	1,00	-0,70	0,46	0,73	0,27	0,01	0,30	-0,06	0,14	0,32	0,32	0,03	0,52	0,27
		1,00	-0,62	-0,93	-0,39	-0,05	-0,38	-0,11	-0,40	-0,57	-0,48	-0,18	-0,57	-0,41
			1,00	0,84	0,62	0,11	0,21	0,09	0,45	0,38	0,31	0	0,48	0,35
				1,00	0,51	0,08	0,25	0,03	0,32	0,42	0,38	0,10	0,53	0,38
					1,00	0,16	-0,16	-0,04	0,22	-0,09	-0,03	-0,06	0,17	0,06
						1,00	-0,04	0,06	0,03	0,15	0,09	-0,01	0,05	0,10
							1,00	0,17	-0,04	0,44	0,36	0,26	0,20	0,07
								1,00	0,16	0,25	0,34	0,24	0,17	0,23
									1,00	0,23	0,25	0,03	0,21	0,42
										1,00	0,63	0,27	0,46	0,16
											1,00	0,26	0,41	0,29
												1,00	0,21	0,06
													1,00	0,46
														1,00

Примечание.  $n = 96$ ;  $r_{V, Kp} = \omega_{Kp} = 0,20$ .

элементов I и II парагенезисов факторные нагрузки одного знака, т.е. они не выступают как антиподы, у элементов парагенезиса III факторные нагрузки низкие. В табл. 52 под № 2а показана группа гранитов, обедненных литием и бором, под № 2б — обогащенных литием и бором. С переходом от первой из них ко второй возрастает содержание Li, Rb, Cs, Be, W, Sn, Y, Zr, Ti, F и В. Содержание элементов, имеющих другой знак  $\omega$ , понижается (Ba, Mo, Ag, V). Какой-либо закономерности в распределении гранитов типа № 2а и № 2б не установлено. Если судить по взятым пробам, то они чередуются.

Со вторым фактором ( $V_2 = 13,1\%$ ) плагиоклаз выступает как антипод микроклина и биотита. Случай соответствует примеру IV (см. табл. 14, рис. 6), т.е. больше микроклина с биотитом, меньше плагиоклаза. С калием связаны элементы парагенезиса I, с натрием — элементы парагенезиса II: здесь они являются антиподами. Be — нейтральный. Присутствие в парагенезисе I лития, олова, бора, а в парагенезисе II —

Bi	Zn	Zr	Cu	Ti	Ni	F	B	lg	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	
-0,28	0,02	0,13	0,18	0,23	-0,17	-0,13	0,09	K	0,37	0,52	0,19	0,14	
0,42	-0,20	-0,46	-0,16	-0,57	-0,11	0,39	-0,28	Na	-0,69	0,24	-0,24	-0,03	
-0,55	0,04	0,47	0,24	0,69	-0,06	-0,76	0,23	K:Rb	0,94	-0,06	0	0,05	
0,42	0,08	-0,31	-0,17	-0,52	-0,06	0,77	-0,18	Li	-0,79	0,29	0,26	-0,04	
0,48	-0,03	-0,46	-0,19	-0,66	0	0,78	-0,22	Rb	-0,87	0,30	0,07	0	
0,07	0,07	-0,07	-0,11	-0,11	-0,23	0,42	-0,07	Cs	-0,33	0,57	0,39	-0,05	
0,20	-0,12	0,37	-0,04	0,16	-0,06	0,13	0,21	Be	-0,06	0	0,39	-0,66	
0,17	-0,21	-0,26	-0,12	-0,47	0,13	0,17	-0,09	Nb	-0,42	-0,36	-0,43	-0,15	
0,15	0,26	0,02	0,18	-0,16	0,12	0,04	0,39	W	-0,18	-0,55	0,34	0,07	
0,30	0,21	-0,06	0,10	-0,22	-0,08	0,48	0	Sn	-0,44	-0,02	0,47	0,15	
0,46	0,08	0,04	-0,14	-0,37	0,27	0,31	-0,03	Y	-0,60	-0,50	0	-0,33	
0,44	0,01	-0,14	0,09	-0,41	0,19	0,27	-0,06	Ga	-0,57	-0,47	0,03	-0,10	
0,14	0,19	-0,15	0,13	-0,22	0,28	0,12	0,03	Mo	-0,23	-0,49	-0,02	0,20	
0,52	-0,04	-0,29	-0,07	-0,47	0,04	0,29	-0,19	Pb	-0,67	-0,09	-0,02	0	
0,44	0,12	-0,27	0,11	-0,43	-0,03	0,26	-0,14	Ag	-0,51	-0,07	0,21	0,26	
1,00	-0,03	-0,25	-0,09	-0,28	-0,12	0,47	-0,33	Bi	-0,64	-0,06	0,06	-0,13	
	1,00	0,14	0,34	0,13	0,11	0,12	0,07	Zn	0,02	-0,22	0,55	0,47	
		1,00	0,18	0,57	-0,02	-0,32	0,36	Zr	0,50	-0,19	0,46	-0,46	
			1,00	0,10	0,10	-0,09	0,13	Cu	0,17	-0,26	0,39	0,46	
				1,00	0	-0,34	0,19	Ti	0,72	0,03	0,27	-0,21	
					1,00	-0,03	0,02	Ni	-0,03	-0,48	-0,10	0,11	
						1,00	-0,09	F	-0,71	0,23	0,30	-0,01	
							1,00	B	0,27	-0,27	0,42	-0,23	
									V, %	30,2	11,4	9,4	6,9

циркония, титана, иттрия показывает, что F<sub>2</sub> отражает, кроме того, влияние кислотности-щелочности на распределение элементов.

С третьим и четвертым факторами (V<sub>3</sub> = 11,0%; V<sub>4</sub> = 9,8%) связаны сидерофильные элементы парагенезиса III, причем находит выражение более высокая корреляция между Cr и Ni и несколько обособленное положение Co. Кроме того, с F<sub>3</sub> и F<sub>4</sub> связано распределение ряда элементов (Ag, Cs, W) вне зависимости от парагенезиса III.

Ташкоринские граниты относятся к системе II типа с тремя независимыми парагенезисами элементов при отсутствии четко выраженного ведущего фактора.

Иньльчские граниты (табл. 56). Корреляционная матрица позволяет выделить парагенезис - Li, Rb, Cs, Sn, Ag, F со спутниками Ga, Y, Mo, Pb, Zn, Bi. Их антиподом является Ti со спутником Zr. У элементов парагенезиса отрицательная корреляция с отношением K : Rb. К нейтральным относятся Be, Nb, W, Cu, Ni, Co, B. Положительная

Матрица парных коэффициентов корреляции и факторных нагрузок

K	Na	K:Rb	Li	Rb	Cs	Be	Nb	W	Sn	Y	Ga	Mo	Pb	Ag	Bi
1,00	-0,39	0,46	-0,02	0,33	-0,10	-0,03	-0,44	-0,23	-0,20	-0,43	0,25	0,03	-0,07	-0,24	-0,11
	1,00	-0,06	-0,21	-0,26	-0,09	-0,13	0,13	0	-0,31	0	0,18	-0,24	0,41	0,21	0,32
		1,00	-0,76	-0,69	-0,45	-0,62	-0,28	-0,54	-0,35	-0,54	0,31	0,13	-0,06	0,17	-0,03
			1,00	0,79	0,37	0,63	0,11	0,41	0,38	0,30	0,09	-0,36	0,03	-0,21	-0,17
				1,00	0,41	0,64	-0,06	0,38	0,21	0,22	0,13	-0,10	0	-0,36	-0,05
					1,00	0,15	-0,18	0,36	0,12	-0,02	0,24	0,11	-0,02	-0,54	-0,45
						1,00	0,36	0,05	0,25	0,48	0,43	-0,19	-0,12	-0,42	0
							1,00	0,09	0,20	0,33	0,36	-0,18	-0,35	-0,01	0,09
								1,00	0,30	0,12	0,21	-0,04	0,23	0,15	-0,16
									1,00	0,16	0,02	-0,20	-0,08	0,17	-0,01
										1,00	0,46	-0,16	0,17	-0,33	0,32
											1,00	-0,18	0,11	-0,04	0,24
												1,00	-0,15	0,04	0
													1,00	0,22	0,37
														1,00	0,06
															1,00

Примечание.  $n = 30$ ;  $r_{\text{вкр}}^{\omega} = 0,35$ .

повышенная корреляция отмечена между W и Mo, Ni и Co, K и Na со спутником Rb.

Первый фактор ( $v_1 = 32,8\%$ ) характеризует вертикальную зональность: отношение K : Rb по сравнению со средним для массива (K : Rb = 53) в его апикальной части понижается до 30-40 (уч. Промежуточный). Соответственно отношение K : Rb имеет высокую факторную нагрузку. Элементы парагенезиса Li, Rb, Cs, Sn, Ag, F и их спутники Ga, Y, Mo, Zn, Bi выступают в качестве антиподов отношения K : Rb, т.е. проявляют тенденцию к накоплению в апикальной части. На распределение спутников влияют и другие факторы. У титана знак одинаковый с K : Rb.

Zn	Zr	Ba	Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	F	B	lg	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>
-0,33	-0,15	0,49	0,30	-0,45	-0,07	-0,04	0,07	-0,20	0,13	0,05	K	0,27	0,55	0,31	-0,32
-0,11	-0,15	-0,26	0,05	0	0,21	-0,15	-0,24	0,13	-0,34	-0,28	Na	0,17	-0,43	-0,41	0,18
-0,48	-0,25	0,54	0,05	-0,35	0,08	-0,08	-0,06	-0,02	-0,65	-0,45	K:Rb	0,86	-0,03	0,17	-0,24
0,28	0,33	-0,31	0,07	0,25	0,03	0	0,02	-0,12	0,66	0,60	Li	-0,78	0,33	-0,10	0,03
0,25	0,14	-0,18	0,18	0,01	-0,15	0,05	0,12	-0,14	0,80	0,52	Rb	-0,70	0,48	0,07	-0,01
0,10	-0,07	-0,21	-0,02	0,19	0,25	-0,04	-0,03	0,30	0,31	0,06	Cs	-0,32	0,36	0,08	0,49
0,13	0,48	-0,20	-0,06	0,33	-0,37	0,21	0,21	-0,15	0,60	0,29	Be	-0,75	0	0,24	-0,26
0	0,22	0,05	-0,12	0,28	-0,04	-0,08	-0,11	-0,28	0,32	0,04	Nb	-0,32	-0,21	-0,13	-0,37
0,44	-0,22	-0,10	0,16	0,02	0,28	0,05	0,10	0,26	0,37	0,52	W	-0,42	0,28	-0,27	0,53
0,12	0,30	-0,19	0,16	0,28	0,03	-0,19	-0,14	-0,13	0,36	0,40	Sn	-0,43	0,16	-0,26	-0,11
0,33	0,66	-0,52	-0,40	0,59	-0,64	0,23	0,18	-0,07	0,17	0,20	Y	-0,67	-0,58	0,11	-0,10
0,02	0,32	-0,07	0,25	0,22	-0,22	0,24	0,27	-0,04	0,14	0,16	Ga	-0,38	-0,31	0,09	-0,16
0,11	-0,29	0,09	-0,09	-0,21	-0,16	0,23	0,24	0,34	0,01	0,02	Mo	0,21	0,08	0,29	0,30
0,23	0,14	-0,36	-0,03	-0,05	-0,03	0,06	-0,06	0,25	-0,38	0,15	Pb	-0,02	-0,34	-0,29	0,38
0,29	-0,20	0,09	0,20	-0,31	0,19	-0,13	-0,14	-0,18	-0,26	0,07	Ag	0,30	-0,06	-0,49	0,08
0,02	0,02	-0,35	-0,04	-0,11	-0,37	-0,26	-0,29	-0,10	-0,14	0,04	Bi	0	-0,46	-0,35	-0,25
1,00	-0,03	-0,47	-0,41	0,06	-0,17	-0,02	-0,05	0,05	0,17	0,26	Zn	-0,39	-0,12	-0,30	0,38
	1,00	-0,27	-0,13	0,70	-0,44	0,17	0,13	-0,05	0,09	0,16	Zr	-0,51	-0,41	0,24	-0,30
		1,00	0,37	-0,31	0,28	0,08	0,13	-0,05	-0,03	-0,13	Ba	0,46	0,45	0,31	-0,25
			1,00	-0,12	0,26	0,07	0,09	-0,02	0,20	0,29	Cu	0,07	0,44	0	-0,08
				1,00	-0,21	0,22	0,16	0,28	0,06	0,05	Ti	-0,49	-0,41	0,23	0,05
					1,00	-0,28	-0,23	0,22	-0,10	-0,05	V	0,30	0,42	-0,33	0,34
						1,00	0,91	0,40	-0,11	-0,09	Cr	-0,12	-0,18	0,72	0,30
							1,00	0,42	-0,06	-0,15	Ni	-0,11	-0,08	0,76	0,29
								1,00	-0,32	-0,15	Co	0,07	-0,15	0,31	0,73
									1,00	0,61	F	-0,67	0,54	-0,03	-0,21
										1,00	B	-0,54	0,36	-0,25	-0,01
V, %												22,2	13,1	11,0	9,8

Со вторым фактором ( $v_2 = 12,9\%$ ) связаны сидерофильные элементы. Вообще же  $F_2$  и последующие факторы отражают частные случаи распределения элементов: иттрия ( $\omega_{Y-2} = 0,63$ ), бериллия ( $\omega_{Be-3} = -0,72$ ), бора ( $\omega_{B-4} = 0,68$ ), меди ( $\omega_{Cu-5} = -0,62$ ). Некоторые элементы в равной мере связаны с двумя или тремя факторами: цинк ( $\omega_{Zn-1} = -0,57$ ;  $\omega_{Zn-3} = 0,65$ ), никель ( $\omega_{Ni-2} = 0,65$ ;  $\omega_{Ni-3} = 0,51$ ;  $\omega_{Ni-6} = 0,40$ ) и т.п. Обращает на себя внимание тот факт, что в иньльчекских гранитах в отличие от ташкоринских натрий и калий парагенны ( $r_B = 0,77$ ;  $F_2$ ;  $F_4$ ).

Иньльчекские граниты представляют систему III типа с ведущим фактором-кристаллизационной дифференциацией, вызывавшей вертикальную зональность.

Матрица парных коэффициентов корреляции и факторных нагрузок

K	Na	K:Rb	Li	Rb	Cs	Be	Nb	W	Sn	Y	Ga	Mo	Pb	Ag
1,00	0,77	0,06	0	0,43	0,21	-0,12	0	-0,18	-0,12	-0,26	-0,09	-0,16	-0,05	-0,02
	1,00	-0,35	0,26	0,69	0,53	-0,08	-0,09	0,02	0,06	-0,06	0,17	0,14	0,14	0,08
		1,00	-0,89	-0,87	-0,89	0,03	0,20	-0,26	-0,65	-0,33	-0,39	-0,44	-0,50	-0,75
			1,00	0,81	0,91	-0,05	-0,13	0,08	0,68	0,32	0,34	0,28	0,60	0,77
				1,00	0,91	-0,09	-0,18	0,15	0,53	0,17	0,31	0,32	0,43	0,66
					1,00	0,10	-0,14	0,21	0,58	0,32	0,47	0,39	0,61	0,66
						1,00	0,05	0,14	-0,25	0,28	0,37	0,23	0,28	-0,08
							1,00	0,15	-0,35	-0,43	-0,09	-0,14	-0,02	-0,22
								1,00	0,15	0,07	0,33	0,47	0,09	0,24
									1,00	0,34	0,36	0,36	0,33	0,66
										1,00	0,58	0,35	0,45	0,21
											1,00	0,49	0,31	0,07
												1,00	0,30	0,29
													1,00	0,49
														1,00

Примечание.  $n = 31$ ;  $r_{в,кр} = \omega_{кр} = 0,34$

Суходольские граниты (табл. 57). На основании корреляционной матрицы можно выделить парагенезис **Li, Rb, F** со спутниками **Y, Ga, Pb, Bi**. Антиподами парагенезиса являются **Zr** и **B** со спутником **Cu**. У элементов парагенезиса отрицательная корреляция с отношением **K:Rb**. К нейтральным относятся **Cs, Be, Nb, W, Sn, Mo, Ag, Zn, Ti, Ni**. Встречена повышенная корреляция между **Mo** и **Zn, Ag** и **Bi, Zr** и **Be**.

Первый фактор ( $V_1 = 27,3\%$ ), как и в иньльчекских гранитах, характеризует вертикальную зональность. Отношение **K:Rb** понижается к апикальной части массива и достигает минимальных значений в литионит-альбитовых гранитах ( $K:Rb = 25-30$ ). С  $F_1$  связан парагенезис **Li, Rb, F** со спутниками и их антиподы **Zr, B** и **Cu**. У элементов парагенезиса и отношения **K:Rb** разные знаки  $\omega$ , показывающие на тенденцию к накоплению элементов в апикальной части массива, где, кроме того, усиливается альбитизация ( $\omega_{Na-F} = -0,70$ ).

Bi	Zn	Zr	Cu	Ti	Ni	Co	F	B	Ig	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>
-0,28	-0,11	-0,13	0,21	-0,13	-0,13	-0,29	-0,05	0,07	K	-0,05	-0,62	-0,15	0,55
0,02	0,03	-0,13	0,19	-0,27	-0,24	-0,19	0,19	0,16	Na	-0,35	-0,46	-0,30	0,60
-0,48	-0,47	0,19	-0,21	0,70	0,13	-0,03	-0,81	0,23	K:Rb	0,90	0	0,08	0,03
0,42	0,36	-0,35	0,09	-0,71	-0,12	0,02	0,76	-0,40	Li	-0,88	-0,07	-0,07	-0,19
0,29	0,35	-0,23	0,30	-0,70	-0,18	-0,11	0,71	-0,18	Rb	-0,84	-0,29	-0,15	0,24
0,40	0,32	-0,23	0,16	-0,66	-0,17	0,04	0,69	-0,15	Cs	-0,87	-0,07	-0,26	0,12
0,30	-0,51	0,37	-0,19	0,28	-0,14	-0,05	-0,21	0,23	Be	0,08	0,41	-0,72	0
0,05	-0,38	0	-0,26	0,05	-0,08	-0,05	-0,33	-0,06	Nb	0,27	-0,15	-0,30	-0,26
0,30	0,14	-0,05	0,18	-0,16	-0,02	0,11	0,08	0,18	W	-0,25	0,29	-0,19	0,09
0,18	0,69	-0,36	0,38	-0,58	-0,07	0,04	0,80	-0,27	Sn	-0,77	0,05	0,32	-0,07
0,45	0,36	0,06	0,30	0,08	0,16	0,27	0,10	-0,17	Y	-0,39	0,63	-0,05	0
0,40	0,26	-0,02	0,16	-0,16	-0,09	0,11	0,22	-0,03	Ga	-0,45	0,42	-0,33	0,12
0,05	0,25	0,06	0,03	-0,16	0,01	0,19	0,35	0,33	Mo	-0,42	0,40	-0,20	0,36
0,52	0,16	0,08	0,14	-0,11	-0,10	0,19	0,34	-0,13	Pb	-0,55	0,30	-0,32	-0,08
0,32	0,56	-0,22	0,51	-0,69	-0,16	-0,13	0,68	-0,37	Ag	-0,80	-0,08	0,13	-0,19
1,00	0,05	-0,07	0,18	-0,19	-0,14	0,10	0,21	-0,39	Bi	-0,44	0,32	-0,34	-0,41
	1,00	-0,13	0,72	-0,32	0,29	0,36	0,53	-0,13	Zn	-0,57	0,21	0,65	0,17
		1,00	0,14	0,51	-0,05	-0,05	-0,23	0,29	Zr	0,29	0,32	-0,26	0,20
			1,00	-0,13	0,02	-0,03	0,25	-0,16	Cu	-0,38	0,06	0,32	0,21
				1,00	0,37	0,29	-0,65	0,31	Ti	0,70	0,45	-0,04	0,18
					1,00	0,76	-0,02	0,18	Ni	0,14	0,45	0,51	0,24
						1,00	0,07	0,24	Co	-0,02	0,61	0,35	0,21
							1,00	-0,12	F	-0,79	-0,07	0,22	0,02
								1,00	B	0,29	0,20	-0,13	0,68
<b>V, %</b>										32,8	12,9	10,7	8,5

Второй фактор ( $V_2 = 15,2\%$ ) представляет в основном распределение аксессуарных минералов, независимое от вертикальной зональности. С ним связаны ассоциация элементов W, Y, Ga, Ag, Zn, Zr, Ni, B и ее антиподы Cs и Ti. В табл. (№ 4, 4а) со средним содержанием элементов в Суходольском массиве (№ 4) сравнивается группа гранитов с повышенным содержанием вольфрама (№ 4а). В последней наблюдается повышенное содержание и остальных элементов ассоциации. По содержанию Li, Rb, Cs, F и B можно судить, что в этой группе гранитов несколько ниже содержание слюды и выше — турмалина.

Третий фактор ( $V_3 = 10,6\%$ ) характеризует случайные сочетания элементов. Например, если взять  $\omega_{Nb-3} = -0,70$ ;  $\omega_{Sn-3} = 0,57$  и  $\omega_{Ti-3} = 0,74$ , то в выборке можно встретить пробы, обогащенные одновременно титаном и оловом, или пробы с повышенным содержанием титана и пони-

Матрица парных коэффициентов корреляции и факторных нагрузок

K	Na	K:Rb	Li	Rb	Cs	Ba	Nb	W	Sn	Y	Ga	Mo	Pb
1,00	-0,33	0,52	-0,32	-0,23	0,12	0,20	0,05	-0,28	-0,51	-0,36	-0,43	0,01	-0,02
	1,00	-0,70	0,37	0,68	0	-0,11	-0,10	-0,22	0,16	0,25	0,09	0,23	0,46
		1,00	-0,79	-0,95	-0,15	0,31	-0,10	0,05	-0,18	-0,50	-0,40	-0,22	-0,33
			1,00	0,79	0,28	-0,36	0,39	0,04	0,12	0,44	0,30	0,34	0,29
				1,00	0,22	-0,28	0,13	-0,16	0,02	0,44	0,30	0,26	0,38
					1,00	-0,05	0,16	-0,37	-0,19	-0,30	-0,37	0,14	-0,15
						1,00	-0,29	0,09	0,04	-0,06	-0,27	0,31	-0,05
							1,00	0,20	-0,32	0,21	0,06	0,27	-0,09
								1,00	0,11	0,56	0,46	0,17	0,24
									1,00	0,14	0,19	-0,05	0,07
										1,00	0,64	0,31	0,29
											1,00	-0,02	0,30
												1,00	0,20
													1,00

Примечание.  $n = 35$ ;  $r_{\text{вкр}} = \omega_{\text{кр}} = 0,32$

женным - ниобия. Но нет основания такие случаи относить к типичным или закономерным. Четвертый фактор ( $V_4 = 9,4\%$ ) связан с распределением молибдена и цинка, имеющими наиболее высокие факторные нагрузки.

Суходольские граниты относятся к системе III типа с ведущим фактором - кристаллизационной дифференциацией. В литофильном парагенезисе остались элементы, связанные главным образом с породообразующими минералами. Сидерофильные элементы (Ti, Ni) как антиподы себя не проявляют. Большинство элементов, входящих в акцессорные минералы, по отношению к кристаллизационной дифференциации остались нейтральными.

Кварц-турмалиновые жилы и метасоматиты. В районе встречается различное проявление рудной минерализации [48]. Мы остановимся на кварц-турмалиновых жилах и метасоматитах в гранитах.

Кварц-турмалиновые жилы обычно крутопадающие и группируются в серии. В зальбандах образуются черные мелкозернистые монолитные кварц-

(суходольские граниты)

Ag	Bi	Zn	Zr	Cu	Ti	Ni	F	B	lg	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>
-0,04	-0,26	0,14	0,10	0,17	0,19	-0,12	-0,32	0,01	K	0,46	0,26	-0,06	0,32
-0,05	0,38	-0,17	-0,54	-0,44	-0,10	-0,07	0,47	-0,57	Na	-0,70	0,28	0,16	-0,11
-0,09	-0,43	0,03	0,59	0,53	0,22	-0,16	-0,76	0,43	K±Rb	0,94	-0,13	0,06	0,03
-0,02	0,35	0,16	-0,52	-0,35	-0,20	0,08	0,81	-0,49	Li	-0,83	0,14	-0,19	0,26
-0,09	0,40	0,02	-0,63	-0,55	-0,19	0,14	0,75	-0,50	Rb	-0,90	0,23	-0,09	0,08
-0,43	-0,23	-0,18	-0,05	-0,25	0,29	-0,19	0,26	0	Cs	-0,02	0,63	-0,13	0,32
-0,01	0,19	-0,02	0,48	0,26	0,29	-0,08	-0,18	0,23	Be	0,34	-0,17	0,49	0,32
-0,08	-0,07	0,04	-0,24	-0,08	-0,46	0,15	-0,04	-0,03	Nb	-0,17	-0,04	-0,70	0,27
0,30	0,25	0,31	0,32	0,14	-0,35	0,31	-0,13	0,43	W	-0,06	-0,85	-0,16	0,06
0,32	0,39	0,03	0,06	-0,06	0,18	-0,08	0,31	-0,08	Sn	-0,25	-0,23	0,57	-0,28
0,24	0,52	0,22	0,11	-0,21	-0,46	0,31	0,36	-0,03	Y	-0,59	-0,62	-0,14	0,09
0,46	0,43	0,12	-0,07	-0,06	-0,37	0,24	0,24	-0,14	Ga	-0,50	-0,60	-0,06	-0,25
-0,15	0,32	0,45	0,09	0,18	-0,02	0,21	0,37	-0,15	Mo	-0,29	-0,16	0,05	0,81
0,30	0,37	0,08	-0,35	-0,18	-0,20	0,10	0,28	-0,32	Pb	-0,51	-0,18	0,12	-0,05
1,00	0,46	0,02	-0,06	-0,10	0,04	0,19	0,09	0	Ag	-0,22	-0,48	0,29	-0,36
	1,00	0,18	-0,13	-0,21	0,25	-0,09	0,57	-0,34	Bi	-0,60	-0,30	0,55	0,09
		1,00	0,12	0,38	0,04	0,24	0,16	-0,13	Zn	-0,08	-0,37	0,07	0,61
			1,00	0,42	0,11	0,11	-0,39	0,56	Zr	0,61	-0,47	0,17	0,21
				1,00	0,23	0,12	-0,23	0,10	Cu	0,50	-0,30	0,17	0,41
					1,00	-0,26	0,25	-0,07	Ti	0,23	0,34	0,74	0,20
						1,00	0,02	0,22	Ni	-0,12	-0,46	-0,32	0,17
							1,00	-0,49	F	-0,80	0,17	0,30	0,28
								1,00	B	0,56	-0,37	-0,20	-0,09
V, %										27,3	15,2	10,6	9,4

турмалиновые метасоматиты, сменяющиеся измененными гранитами. В кварцевых жилах турмалин находится в виде гнезд и прожилков. Черные мелкозернистые метасоматиты состоят из кварца, турмалина и реликтов сильно пелитизированного и корродированного микроклина. Изменение гранитов состояло в окварцевании, сопровождаемом умеренной турмалинизацией. Из породообразующих минералов остается пелитизированный микроклин, иногда доявляются скопления и прожилки серпичита. Измененные граниты постепенно переходят в неизмененные.

Такова картина в самом общем виде. Характерны вариации в содержании минералов, бывает кварцевые жилы без черных мелкозернистых метасоматитов или последние без кварцевых жил и т.п. Мощность жил меняется от первых сантиметров до 1 м, мощность черных кварц-турмалиновых метасоматитов — от 1-2 см до 20 см. Изменения в гранитах прослеживаются на 1-3 м.

Матрица парных коэффициентов корреляции и факторных нагрузок

K	Na	K:Rb	Li	Rb	Be	W	Sn	Y	Zr	Ga	Ge	Mo	Pb	Ag
1,00	0,61	0,39	0,49	0,97	0,09	-0,60	-0,19	0,13	0,46	0,40	0,31	-0,02	0,18	-0,11
	1,00	0,39	0,33	0,55	0,37	-0,68	-0,32	0,26	0,12	0,61	0,07	0,38	0,26	-0,22
		1,00	-0,20	0,14	0,13	-0,16	0,26	0,24	0,35	0,30	0,32	0,17	-0,06	-0,04
			1,00	0,58	0,23	-0,20	-0,21	0,25	0,38	0,28	-0,03	-0,16	0,33	-0,20
				1,00	0,06	-0,60	-0,28	0,07	0,40	0,36	0,13	-0,07	0,21	-0,11
					1,00	0,03	-0,14	0,60	0,23	0,48	0,05	0,01	0,23	-0,10
						1,00	0,46	0,08	-0,04	-0,42	0,10	-0,31	0,10	0,26
							1,00	-0,01	0,08	-0,16	0,28	-0,12	0,05	0,28
								1,00	0,42	0,31	-0,05	-0,14	0,25	-0,10
									1,00	0,32	0,10	-0,08	0,06	-0,21
										1,00	0,48	-0,22	0,11	-0,43
											1,00	-0,45	0,08	-0,07
												1,00	0,01	0,12
													1,00	0,63
														1,00

Примечание.  $n = 28$ ;  $r_{\text{вкр}} = r_{\text{кр}} = 0,36$ .

С кварц-турмалиновыми жилами образуется касситерит, вольфрамит, шеелит, халькопирит, арсенопирит, станнин, сфалерит, галенит, висмутин и др. Часто встречается флюорит. Мелкозернистые касситерит и вольфрамит накапливаются в черных кварц-турмалиновых метасоматитах. Для жил характерны более крупнозернистые касситерит и вольфрамит. Вообще распределение рудных минералов неравномерное, особенно сульфидов, которые иногда образуют гнездовидные скопления.

Ниже использованы пробы, отобранные из кварц-турмалиновых жил и черных мелкозернистых метасоматитов. Корреляционная матрица (табл. 5б) позволяет выделить три парагенетические ассоциации: I - K, Na, Rb, Ga, F со спутниками Li, Zr, Ti, V; II - W, Sn, Zn, Cu со спутниками Ag, Bi, Pb; III - Cr, Ni, Co. К нейтральным относятся Be, Y, Ge, тяготеющие к парагенезису I, и Mo. Парагенезис I является антиподом парагенезисов II и III.

(кварц-турмалиновые жилы и метасоматиты)

Bi	Tn	Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	F	lg	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>
-0,04	-0,53	-0,36	0,32	0,45	-0,30	-0,34	-0,44	0,57	K	0,82	0,06	0,18	0,23
-0,22	-0,56	-0,37	0,17	0,11	-0,42	-0,57	-0,36	0,45	Na	0,78	0,13	-0,26	0,19
-0,10	-0,21	-0,17	0,33	0,11	-0,30	-0,32	-0,32	0,25	K : Rb	0,41	0,06	0,14	-0,36
0,08	-0,18	-0,26	-0,22	-0,03	-0,36	-0,33	-0,53	0,32	Li	0,50	0,37	-0,15	0,14
-0,01	-0,51	-0,34	0,25	0,45	-0,25	-0,27	-0,38	0,54	Rb	0,77	0,05	0,16	0,34
-0,16	0,15	0,16	-0,14	-0,09	-0,22	-0,33	-0,15	0,15	Be	0,26	0,40	-0,29	-0,36
0,32	0,63	0,54	-0,38	-0,40	0,11	0,23	0,21	-0,42	W	-0,69	0,32	0,15	-0,43
0,26	0,43	0,37	0,09	0	-0,10	0	0,01	0,05	Sn	-0,28	0,23	0,49	-0,38
-0,02	-0,05	0,12	-0,13	-0,47	-0,27	-0,35	-0,27	-0,02	Y	0,23	0,48	-0,38	-0,46
-0,08	-0,14	-0,18	0,43	0,21	-0,09	-0,05	-0,27	0,05	Zr	0,43	0,04	0,07	-0,37
-0,33	-0,28	-0,55	0,34	0,33	-0,33	-0,31	-0,18	0,48	Ga	0,71	0	0,07	-0,35
0,05	0,01	-0,30	0,25	0,30	-0,15	0,09	-0,14	0,50	Ge	0,28	0	0,63	-0,42
-0,13	-0,08	0,15	0,13	-0,09	0,19	0,03	0,07	-0,29	Mo	-0,04	-0,15	-0,38	0,39
0,65	0,27	0,23	-0,34	-0,09	-0,32	-0,41	0,04	0,34	Pb	0,08	0,75	0,24	0,32
0,62	0,51	0,64	-0,40	-0,10	0,07	-0,07	0,33	0,11	Ag	-0,42	0,51	0,38	0,42
1,00	0,36	0,17	-0,29	-0,10	-0,13	-0,15	0,02	0,16	Bi	-0,23	0,55	0,44	0,30
	1,00	0,64	-0,44	-0,18	0,13	0,21	0,34	-0,27	Zn	-0,66	0,38	0,24	-0,16
		1,00	-0,45	-0,42	0,10	0,03	0,31	-0,38	Cu	-0,64	0,44	-0,07	0,02
			1,00	0,64	0,22	0,23	0,07	0,13	Ti	0,39	-0,63	0,30	-0,19
				1,00	0,05	0,09	0,06	0,49	V	0,41	-0,41	0,59	0,14
					1,00	0,86	0,65	-0,37	Cr	-0,48	-0,58	0,06	0,12
						1,00	0,56	-0,36	Ni	-0,49	-0,63	0,19	-0,05
							1,00	-0,20	Co	-0,56	-0,30	0,21	0,17
								1,00	F	0,61	0,21	0,51	0,15
										$V_1\%$			
										27,2 15,7 10,6 9,3			

Первый фактор ( $v_1 = 27,2\%$ ) отражает геохимическую противоположность замещаемых гранитов и кварцевых жил с метасоматитами. Элементы парагенезиса I (K, Na, Rb, Ga, F и Li, Zr, Ti, V) выступают как антиподы элементов парагенезисов II и III (W, Zn, Cu, Ag и Cr, Ni, Co). Первые тяготеют к гранитам, вторые к новообразованиям. У свинца, распределенного в микроклине и палеоните, факторная нагрузка низкая.

Содержание бора в жилах и метасоматитах высокое. Спектральные анализы по качеству не удовлетворили и поэтому не использованы. Но нетрудно установить, что бор выступает антиподом элементов парагенезиса I, в частности лития. Обратим внимание, что если литий и бор в тапкоранских гранитах были парагенны (см. табл. 55,  $F_1$ ), то с переходом к гидротермальному процессу они становятся антиподами.

Второй фактор ( $V_2 = 15,7\%$ ) характеризует различия в распределении халькофильных и сидерофильных элементов. Элементы парагенезиса II - Pb, Ag, Bi, Zn, Cu становятся антиподами сидерофильных элементов парагенезиса III - Ni, Cr, а также Ti и V. Третий фактор ( $V_3 = 10,0\%$ ) связан с распределением элементов-примесей Ge и V, у которых наиболее высокие факторные нагрузки. Чтобы конкретней определить суть  $F_3$ , нужно изучить распределение германия и ванадия по минералам. После этого можно будет установить наличие или отсутствие связи между ними и Sn, Bi и F, также имеющими повышенные факторные нагрузки. Последующие факторы, как и  $F_3$ , не поддаются определенной интерпретации.

Кварц-турмалиновые жилы и метасоматиты предсталяют сочетание систем II и III типа с тремя парагенезисами элементов. С  $F_1$  антиподами парагенезиса I выступают парагенезисы II и III и  $F_1$  является ведущим фактором, с  $F_2$  антиподами выступают парагенезисы II и III.

Матрица парных коэффициентов корреляции и факторных нагрузок

Si	Al	Fe	Ca	K	Na	Li	Rb	Be	Nb	Sn	Mo	Pb	Zr	Ti
1,00	-0,28	-0,53	-0,56	-0,53	0,44	0,13	0,21	0,14	0,63	-0,08	0,20	0,42	0,08	-0,54
	1,00	-0,53	-0,27	0	0,59	0,74	0,75	0,04	-0,07	0,52	-0,06	0,23	-0,33	-0,54
		1,00	0,70	0,57	-0,93	-0,77	-0,86	-0,27	-0,51	-0,58	-0,06	-0,65	0,15	0,97
			1,00	0,49	-0,60	-0,60	-0,60	0	-0,44	-0,72	-0,31	-0,54	0,10	0,76
				1,00	-0,54	-0,44	-0,44	-0,28	-0,91	-0,28	0	-0,29	-0,33	0,62
					1,00	0,82	0,91	0,22	0,48	0,65	0,07	0,52	-0,23	-0,93
						1,00	0,96	0,29	0,31	0,56	0,26	0,59	-0,13	-0,77
							1,00	0,19	0,32	0,62	0,23	0,56	-0,27	-0,85
								1,00	0,34	0,06	0,03	0,34	0,48	-0,25
									1,00	0,09	-0,03	0,16	0,34	-0,60
										1,00	-0,28	0,31	0	-0,55
											1,00	0,35	-0,11	-0,06
												1,00	0,09	-0,62
													1,00	0,07
														1,00

Примечание.  $n = 15$ ;  $r_{в.кр} = \omega_{кр} = 0,48$ .

Завершая рассмотрение кварц-турмалиновых жил и метасоматитов, вернемся к альбитовым метасоматитам Волновахского карьера (часть II, глава 8), образовавшимся в иных условиях, но в которых также в качестве ведущего выступал фактор, характеризовавший распределение элементов между метасоматитами и замещаемыми гранитами, а второй фактор отражал особенности распределения халькофильных элементов.

Как и в предыдущих главах, остановимся на небольшой выборке ( $n = 15$ ), включающей редкие, рудные и петрогенные элементы. Каждый из трех массивов представлен пятью пробами. Содержания редких и рудных элементов взяты из основной выборки ( $n = 96$ ).

С помощью корреляционной матрицы (табл. 59) можно выделить два парагенезиса-антипода: I - Na, Li, Rb, Sn, Pb, F со спутниками Si, Al, Nb и II - K, Fe, Ti, Ca, P. У первого из них отрицательная, а у второго положительная корреляция с отношениями K:Rb и K:Na. Между последними - высокая положительная корреляция. К нейтральным относятся Be, Mo, Zr, Ni, B.

Т а б л и ц а 59

(граниты хр. Иньльчек)

Ni	F	B	P	K:Rb	K:Na	lg	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	
0,56	0,07	0,17	-0,68	-0,31	-0,54	Si	-0,51	-0,70	-0,13	0,19	
-0,22	0,70	-0,09	-0,34	-0,64	-0,40	Al	-0,52	0,78	-0,04	-0,06	
-0,27	-0,65	0,01	0,93	0,89	0,89	Fe	0,94	-0,03	0	-0,07	
-0,42	-0,68	0,12	0,83	0,71	0,77	Ca	0,82	0,14	0,24	-0,12	
-0,31	-0,46	0,07	0,65	0,64	0,82	K	0,65	0,45	-0,41	-0,12	
0,26	0,75	-0,06	-0,88	-0,92	-0,92	Na	-0,94	0,14	-0,02	0,13	
0,23	0,86	0	-0,66	-0,93	-0,75	Li	-0,87	0,31	-0,09	-0,22	
0,25	0,84	-0,03	-0,75	-0,97	-0,82	Rb	-0,91	0,32	-0,14	-0,06	
0,07	0,29	-0,02	-0,15	-0,24	-0,27	Be	-0,29	-0,21	0,41	-0,63	
0,45	0,37	0,01	-0,61	-0,52	-0,74	Nb	-0,60	-0,60	0,39	0,16	
-0,18	0,60	-0,12	-0,47	-0,61	-0,57	Sn	-0,60	0,48	0,28	0,02	
0,53	0,19	0,23	-0,20	-0,19	-0,04	Mo	-0,19	-0,26	-0,68	-0,30	
0,12	0,37	0,43	-0,57	-0,56	-0,49	Pb	-0,62	-0,11	-0,25	-0,54	
-0,16	0,01	0	0,08	0,14	0	Zr	0,05	-0,41	0,64	-0,50	
-0,30	-0,70	-0,05	0,95	0,89	0,91	Ti	0,95	0	-0,01	-0,04	
1,00	0,19	0,22	-0,42	-0,29	-0,31	Ni	-0,36	-0,49	-0,46	0,16	
	1,00	-0,14	-0,62	-0,64	-0,72	F	-0,81	0,29	0,08	-0,13	
		1,00	0	0,04	0,07	B	-0,01	-0,27	-0,46	-0,44	
			1,00	0,82	0,89	P	0,92	0,18	0,06	-0,17	
				1,00	0,92	K:Rb	0,96	-0,15	0	0	
					1,00	K:Na	0,95	0,11	-0,18	-0,14	
							V, %	50,8	14,1	9,8	7,0

Первый фактор ( $v_1 = 50,8\%$ ) представляет кристаллизационную дифференциацию, сочетающуюся с обогащением поздних дифференциатов натрием (альбитом). Парагенезис I является аналогом литофильной, а парагенезис II аналогом сидерофильной парагенетической ассоциации. По сравнению с менее дифференцированными ташкоринскими гранитами более дифференцированные иньльчекские и суходольские граниты обогащены элементами парагенезиса I и обеднены элементами парагенезиса II (табл. 60).

Т а б л и ц а 60

Средние содержания петрогенных, редких и рудных элементов (гранитоиды хр. Иньльчек)

№п/п	n	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ΣFeO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li	Rb	Be	Nb	Sn
1	15	74,72	13,50	1,90	1,15	4,50	3,33	239	599	16	25	43
2	5	73,22	13,07	3,03	1,74	4,98	2,61	99	392	9	15	28
3	5	76,60	13,03	1,40	0,75	4,16	3,59	241	628	15	36	34
4	5	74,34	14,40	1,28	0,97	4,36	3,80	378	776	25	25	68

№п/п		Mo	Pb	Zr	Ti	Ni	F	B	P	K:Rb	K:Na
1	15	1,5	78	79	1000	14	4430	67	376	69	1,57
2	5	1,4	60	90	2070	8,4	2880	94	620	105	2,13
3	5	2,1	84	64	490	29	4140	58	220	55	1,30
4	5	1,0	90	84	440	4,6	6280	50	284	46	1,29

Граниты: I - западной части хр. Иньльчек; 2 - ташкоринские; 3 - иньльчекские; 4 - суходольские.

П р и м е ч а н и е. Содержания окислов - в мас.%, элементов - в г/т.

Второй фактор ( $v_2 = 14,1\%$ ) связан прежде всего с различием близких по дифференцированности иньльчекских и суходольских гранитов в содержании кремния и алюминия. Третий и четвертый факторы ( $v_3 = 9,8\%$ ,  $v_4 = 7,0\%$ ) характеризуют особенности распределения нейтральных элементов.

Сокращение выборки от 96 до 15 проб существенно отразилось на средних содержаниях элементов (см. табл. 52, 60) и на многих величинах  $r_b$  и  $w$  (см. табл. 54 и 59), причем различия более заметны, чем в гранитоидах Украинского щита и хр. Терской-Алатау. Во многом это связано с тем, что в предыдущих случаях пробы отбирались в близких к горизонтальным сечениям. В Иньльчекском районе с переходом к вертикальным сечениям неоднородность гранитов проявилась сильнее. Тем не ме-

нее и в последнем при сокращении выборки смысл факторов не изменился:  $F_1$  характеризует кристаллизационную дифференциацию и увеличение содержания натрия (альбита) в поздних дифференциатах, следующий фактор отражает геохимические особенности иньльчских гранитов.

Подводя итог по гранитам хр. Иньльчек, можно отметить следующее:

1. Все три массива представлены достаточно дифференцированными гранитами ( $K: Rb < 100$ ). Ведущим фактором была кристаллизационная дифференциация. Аналогом литофильного парагенезиса являлась ассоциация  $Na, Li, Rb, Nb, Y, Ga, Pb, Ag, Bi, F$  с сопутствующими  $Si$  и  $Al$ , аналогом сидерофильного парагенезиса — ассоциация  $K, Fe, Ti, Ca, P, Na, Ni$  и  $Co$  кристаллизационная дифференциация заметного влияния не оказывала. Накопление натрия, лития, рубидия, фтора в поздних дифференциатах способствовало развитию в них альбита, повышению содержания  $Li, Rb, F$  в биотите и смене его литиевыми слюдами. Определенную роль в распределении элементов играли геохимические особенности массивов, прежде всего Иньльчского, отражавшие отступления от кристаллизационной дифференциации.

2. Вертикальная зональность в наименее дифференцированных гранитах не проявлена (Ташкоринский массив). Она получает развитие в интрузивах, сформировавшихся на заключительной стадии кристаллизационной дифференциации (Иньльчский и Суходольский массивы).

В ташкоринских гранитах отмечено предпочтительное накопление ряда элементов ( $Be, W, Sn$  и др.) с биотитом и турмалином. В суходольских гранитах распределение большинства аксессуарных минералов не зависело от кристаллизационной дифференциации. Для всех массивов типично неравномерное распределение редких и рудных элементов, часто не связанных между собой. В вертикальном разрезе неоднородность гранитов проявляется сильнее, чем в горизонтальном сечении.

3. Что касается кварц-турмалиновых жил и метасоматитов, то ведущий фактор характеризует распределение элементов между ними и замещаемыми гранитами. К жилам и метасоматитам тяготеют  $W, Sn, Zn, Cu$  и др., к замещаемым гранитам —  $K, Na, Li, Rb, Zr$  и др. Второй фактор отражает противоположность в распределении халькофильных ( $Pb, Ag, Bi, Zn, Cu$ ) и сидерофильных ( $Ti, V, Cr, Ni$ ) элементов.

Представляет интерес сравнение геохимических особенностей гранитоидов хребтов Терскей-Алатау и Иньльчек, что мы проделаем на примере лития, бериллия, ниобия и олова, используя коэффициенты дифференциации ( $K_D$ ), концентрации ( $K_K$ ) и специализации ( $K_{СП}$ ) (табл. 6I, рис. I4).

Литий. В гранитоидах р. Иньльчек  $K_K$  растет с повышением  $K_D$ , отражая накопление лития в более дифференцированных гранитах. Значимая специализация отсутствует, обобщенная линия И-И проходит рядом со стандартной и почти параллельно ей. Сложнее ситуация в хр. Терскей-Алатау. Здесь накопление лития в наиболее дифференцированных гранитах массива Керегеташ сочетается со специализацией массивов гранодиоритов р. Барскауна и биотитовых гранитов р. Чон-Кызылсу. Первые специализированы на литий положительно, вторые — отрицательно.

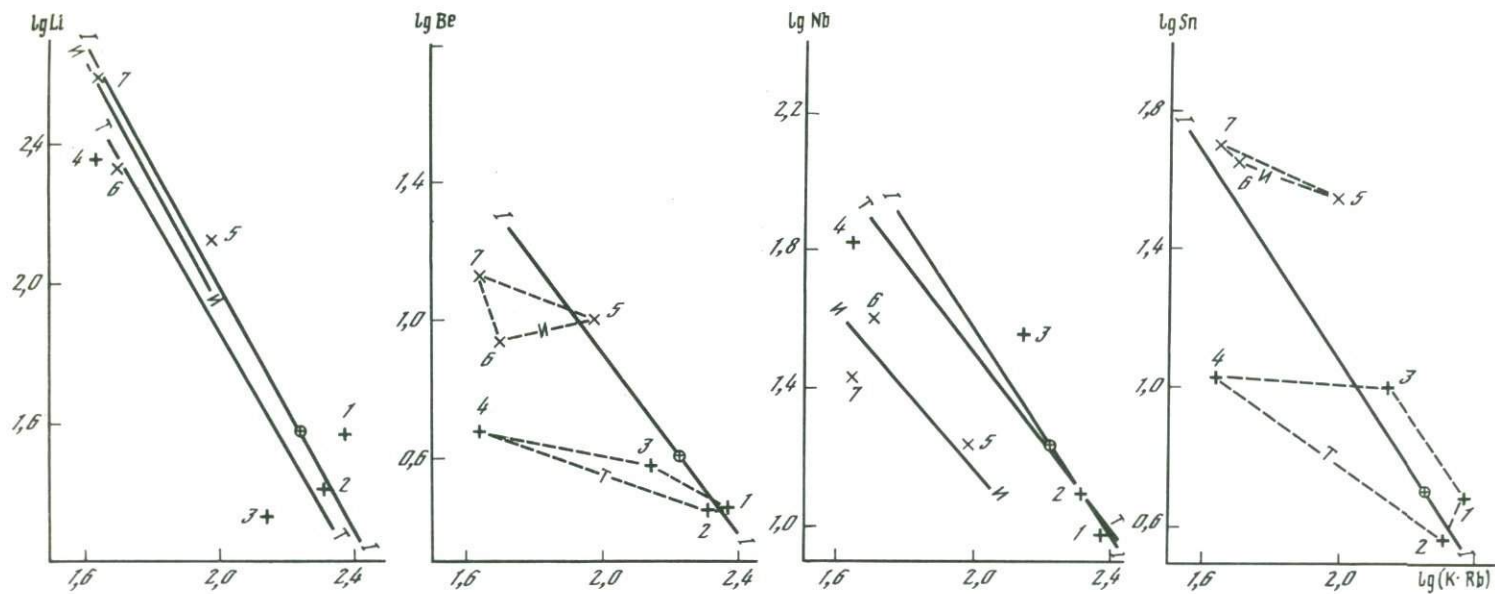
Средние логарифмов содержаний элементов,  $K_D$ ,  $K_K$  и  $K_{СП}$  гранитоидов хребтов Терской-Алатау и Иньльчек

№ п/п	Граниты	n	lg(K:Rb)	$K_D$	lgLi	$K_K$	$K_{СП}$	lgBe
хр. Терской-Алатау								
1	гранодиориты	30	2,37	0,74	1,57	0,98	1,70	0,46
2	Амф-Би граниты	28	2,31	0,85	1,41	0,68	(0,91)	0,45
3	Би граниты	29	2,14	1,26	1,33	0,56	0,38	0,58
4	Аб граниты	30	1,64	4,0	2,36	6,0	0,51	0,68
хр. Иньльчек								
5	Ташкоринские	30	1,98	1,82	2,12	3,6	(1,23)	1,01
6	Иньльчекские	31	1,70	3,5	2,33	5,8	(0,63)	0,94
7	Суходольские	35	1,64	4,0	2,60	10,4	(0,96)	1,13

№ п/п	Граниты	$K_K$	$K_{СП}$	lgNb	$K_K$	$K_{СП}$	lgSn	$K_K$	$K_{СП}$
хр. Терской-Алатау									
1	гранодиориты	0,71	(1,07)	0,98	0,55	(0,91)	0,69	0,96	(1,40)
2	Амф-Би граниты	0,69	(0,89)	1,10	0,73	1,00	0,57	0,72	(0,89)
3	Би граниты	0,93	0,72	1,56	2,1	1,55	1,01	2,0	(1,38)
4	Аб граниты	1,18	0,20	1,82	4,8	0,51	1,03	2,15	0,26
хр. Иньльчек									
5	Ташкоринские	2,5	(1,17)	1,24	1,0	0,42	1,55	6,9	2,8
6	Иньльчекские	2,2	0,43	1,60	2,3	0,38	1,65	8,9	(1,32)
7	Суходольские	3,4	0,55	1,43	1,55	0,20	1,70	10,0	(1,20)

Бериллий. Как в хр. Терской-Алатау, так и в хр. Иньльчек специализация ранних дифференциатов отсутствует. Тенденция к накоплению бериллия в поздних дифференциатах выражена слабо, поскольку происходил обычный для заключительной стадии кристаллизационной дифференциации вынос бериллия, что подтверждается развитием во вмещающих породах бериллиевой минерализации в районе массива Керегеташ и около гранитов хр. Иньльчек. Сравнение гранитов хребтов Терской-Алатау и Иньльчек показывает, что последние обогащены бериллием, причем это связано с кристаллизационной дифференциацией.

Ниобий. В обоих районах рост величины  $K_K$  отражает накопление ниобия от ранних к поздним дифференциатам. По положению и наклону обобщенных линий Т-Т и И-И (см. рис. 14) можно судить, что вынос ниобия был умеренным и граниты хр. Терской-Алатау практически не специализированы, а граниты хр. Иньльчек специализированы отрицательно, причем достаточно заметно.



Р и с. 14. Диаграммы  $\lg(K:Rb) - \lg Li$ ,  $\lg Be$ ,  $\lg Nb$ ,  $\lg Sn$

I-I - стандартные линии, T-T - обобщенные линии и контуры для гранитоидов хр. Терской-Алатау; И-И - то же для хр. Иньльчек; гранитоиды хр. Терской-Алатау: 1 - гранодиориты, 2 - Амф-Би граниты, 3 - Би граниты, 4 - литионит-альбитовые граниты; граниты хр. Иньльчек: 5 - ташкоринские, 6 - иньльчекские, 7 - суходольские (см. табл. 6I)

Олово,  $K_k$ ,  $K_{сп}$  и контуры на диаграмме показывают, что специализация гранитов хр. Терской-Алатау отсутствовала, с переходом от менее дифференцированных пород р. Барскауна к более дифференцированным гранитам р. Чон-Кызылсу содержание олова повышалось, но при образовании литионит-альбитовых гранитов р. Керегеташа происходил вынос, отражавшийся в развитии касситерита в скарнированных известняках и приведший к отрицательной специализации на олово. Граниты хр. Иньльчек отличает более высокое содержание олова, связанное как с кристаллизационной дифференциацией, так и с положительной специализацией. На заключительной стадии кристаллизационной дифференциации наряду с накоплением олова в поздних дифференциатах происходил его частичный вынос.

Таким образом, различия гранитоидов хребтов Терской-Алатау и Иньльчек по содержанию  $Li, Be, Nb, Sn$  связаны с различиями в дифференцированности (в более дифференцированных гранитах хр. Иньльчек выше содержание  $Li, Be$  и  $Sn$ ) и геохимической специализации (граниты хр. Иньльчек положительно специализированы на  $Sn$  и отрицательно на  $Nb$ ).

## Г л а в а II. ГРАНИТОИДЫ ЮЖНОГО ПАМИРА /67

Южный Памир представляет киммерийско-альпийскую складчатую систему. Среди интрузивных пород, занимающих примерно пятую часть территории, преобладают гранитоиды, которые группируются в ряд комплексов, различающихся по возрасту (мезозой-кайнозой) и формационной принадлежности. Наибольшим распространением пользуются гранодиорит-гранитный и гранит-лейкогранитный формационные типы. Реже встречаются мигматит-гранитоидный и сиенит-граносиенит-гранитный формационные типы. В некоторых массивах наблюдаются ксенолиты сланцев и диоритов с проявлением контаминации вмещающих пород. Как правило, в комплексах устанавливаются две-три интрузивные фазы.

Опубликована монография коллектива авторов /94/, в которой суммированы и обобщены многолетние исследования, проводимые в регионе. В ней подробно рассмотрены минералого-петрографические, петрохимические и геохимические особенности магматических пород Памира, дано описание отдельных комплексов и массивов. Ниже для характеристики региона в целом из этой монографии использованы химические анализы. Взяты лишь те пробы, в которых можно было рассчитать отношение  $K : Rb$ . Табл. 62 представляет матрицу парных коэффициентов корреляции и фрагмент матрицы факторных нагрузок ( $n = 49-60$ );  $\omega_{кр}$  рассчитана по паре  $Be - U$  минимальной величиной парных корреляций ( $n = 49$ ).

Корреляционная матрица позволяет выделить три парагенетические ассоциации: I -  $Li, Rb, Cs, Be, Sn$  со спутниками  $Si, K, F, B$ ; II -  $Al, Ti, Fe^{2+}, Mg, Ca$  и III -  $U, Th, F$  со спутником  $Fe^{3+}$ . Парагенезисы I и II - антиподы. К нейтральным относятся  $Na$  и  $P$ , которые имеют повышенную положительную корреляцию с  $Li, Cs, Sn$  и отрицательную с  $Si$ .

У отношения  $K : Rb$  положительная корреляция с элементами парагенезиса II и отрицательная — с элементами парагенезиса I.

Первый фактор ( $V_1 = 34,3\%$ ) отражает дифференцированность пород как результат кристаллизационной дифференциации. С  $F_1$  связаны две ассоциации-антиподы:  $Si, K, Li, Rb, Cs, Be, Sn, U$  и  $F$ , представляющая парагенезис I и  $Al, Fe^{2+}, Mg, Ca, Ti$  — парагенезис II. Отношение  $K : Rb$  имеет высокую факторную нагрузку, по знаку совпадающую с  $\omega$  элементов парагенезиса II и отличающуюся от  $\omega$  элементов парагенезиса I. Последний является аналогом литофильной парагенетической ассоциации, парагенезис II — аналогом сидерофильной.

Второй фактор ( $V_2 = 20,9\%$ ) характеризует геохимические особенности отдельных комплексов гранитоидов Южного Памира, определяемые их генезисом. С  $F_2$  связаны  $Al, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Ca, Li, Rb, Cs, Sn, Ti, V, P$ . В качестве антиподов выступают  $Si$  и  $Na$ . В данном случае элементы парагенезисов I и II относятся к одной ассоциации.

При сравнении гранитов и адалмеллитов шатпутского комплекса с гранитами и гранодиоритами аличурского комплекса устанавливается, что последние обогащены  $Al, Fe^{2+}, Mg, Ca, Li, Be, Sn, Ti, V, P$  и обеднены  $Si$  и  $Na$  (табл. 63, № 2, 3). В монографии [94] отмечается, что для шатпутского комплекса характерна гранитизация и магматическое замещение с незначительным перемещением расплава от места зарождения в метаморфических породах, в приконтактных участках встречаются мигматиты. Гранитам аличурского комплекса присущи признаки гибридности, они насыщены неполностью ассимилированными ксенолитами сланцев. Следовательно, в обоих комплексах наблюдаются отступления от нормального хода кристаллизационной дифференциации и можно принять, что особенности распределения элементов, связанные с гранитизацией, магматическим замещением и гибридным, представляют геохимическое содержание  $F_2$ .

Третий фактор ( $V_3 = 12,2\%$ ) связан с геохимическими особенностями гранитоидов сиенит-граносиенит-гранитного формационного типа. К  $F_3$  относится парагенезис III —  $U, Th, F$  и  $Fe^{3+}$ . Антиподы парагенезиса —  $Li$  и  $V$ . В табл. 63 под № 4 дано содержание элементов в граносиенитах Тузакчинского и Чечендырского массивов (сиенит-граносиенит-гранитный формационный тип). При сравнении со средним содержанием элементов в гранитоидах Южного Памира, представленных в основном гранитами, гранодиоритами и лейкогранитами (см. табл. 63, № I), выявляется, что граносиениты существенно обогащены  $Th, U, F$ , а также в меньшей степени рядом других элементов и обеднены  $Li$  и  $V$ . Поэтому можно считать, что  $F_3$  отражает аномальное для гранитоидов региона содержание элементов в граносиенитах указанных массивов.

С последующими факторами многокомпонентные парагенезисы не образуются. Эти факторы характеризуют частные явления. Возможно,  $F_4$  связан с распределением щелочных роговых обманок ( $Fe^{3+}, Na$ ) и биотита ( $K$ ),  $F_5$  — с распределением  $Be$  в полевых шпатах и т.п.

Матрица парных коэффициентов корреляции и факторных нагрузок

Si	Al	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mg	Ca	K	Na	K:Rb	Li	Rb	Cs	Be
1,00	-0,67	-0,44	-0,72	-0,84	-0,85	0,35	0,33	-0,34	(0,13)	0,42	(0,06)	0,43
	1,00	(0,20)	0,40	0,65	0,49	-0,27	-0,31	0,27	(0,11)	-0,32	(0,11)	-0,38
		1,00	(0,05)	(0,25)	0,30	(-0,01)	(0,13)	(-0,07)	(-0,14)	(0,06)	0,32	0
			1,00	0,69	0,73	-0,45	-0,42	0,33	(-0,02)	-0,44	-0,27	-0,30
				1,00	0,78	-0,41	(-0,25)	0,39	(-0,18)	-0,48	(-0,12)	-0,50
					1,00	-0,42	-0,33	0,53	-0,34	-0,60	-0,36	-0,47
						1,00	(-0,10)	-0,29	(0,17)	0,63	0,36	(0,24)
							1,00	(0,16)	-0,30	(-0,17)	(-0,13)	(-0,05)
								1,00	-0,61	-0,93	-0,76	-0,65
									1,00	0,56	0,69	0,49
										1,00	0,77	0,62
											1,00	0,47
												1,00

Примечание.  $\omega_{кр} = 0,28$ .

№ П/П	n	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	K:Rb
1	52-60	71,26	14,42	0,47	2,25	0,98	1,89	4,26	3,40	174
2	3	71,90	14,10	-	1,19	1,33	1,82	4,17	4,45	206
3	8	67,62	15,35	0,39	3,40	1,69	3,30	3,64	2,78	199
4	2	66,55	14,36	1,36	2,30	1,34	3,50	5,57	3,15	180

1 - гранитоиды Южного Памира; 2 - шатпутский комплекс; 3 - аличурский комплекс; 4 - граносиениты Тузакчинского и Чичендырского массивов.

## (гранитоиды Южного Памира)

Sn	U	Th	Ti	F	B	P	lg	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	F <sub>5</sub>
(0,18)	(0,16)	(-0,11)	-0,86	(0,14)	(-0,02)	-0,42	Si	0,75	-0,56	-0,19	0,09	0,04
(-0,18)	-0,35	(-0,21)	0,54	(-0,13)	(0,09)	0,33	Al	-0,55	0,48	-0,17	-0,15	-0,40
0	0,31	(0,24)	0,38	0,37	(0,10)	(0,17)	Fe <sup>3+</sup>	-0,11	0,36	0,59	-0,60	-0,14
(-0,17)	-0,29	(-0,02)	0,72	-0,28	(-0,04)	0,32	Fe <sup>2+</sup>	-0,70	0,41	-0,08	0,20	0,30
(-0,21)	-0,28	(-0,09)	0,79	-0,38	(0,02)	0,28	Mg	-0,79	0,43	-0,04	-0,11	-0,06
-0,30	(-0,11)	(0,17)	0,86	(-0,18)	(-0,04)	(0,21)	Ca	-0,84	0,34	0,23	0,02	0,21
(0,23)	(0,25)	0,31	(-0,20)	0,33	(0,06)	0,29	K	0,55	0,10	0,28	0,42	-0,44
-0,31	(0,09)	(0,01)	(-0,25)	0	(-0,18)	-0,52	Na	0,11	-0,61	0,13	-0,58	-0,15
-0,62	-0,34	(-0,02)	0,40	-0,40	-0,29	-0,26	K:Rb	-0,79	-0,39	0	0,04	-0,04
0,50	(-0,14)	(-0,16)	(-0,16)	(0,20)	0,48	0,42	Li	0,49	0,55	-0,38	0,08	-0,08
0,60	0,38	(0,14)	-0,41	0,46	(0,26)	0,32	Rb	0,86	0,36	0,12	0,13	-0,15
0,66	(0,14)	(-0,14)	(-0,16)	0,33	0,50	0,46	Cs	0,60	0,64	-0,08	-0,27	-0,29
0,56	0,40	(0,02)	-0,39	0,49	0,42	(0,06)	Be	0,74	0,22	0,04	-0,11	0,44
1,00	(0,12)	(-0,18)	(-0,18)	0,26	0,66	0,40	Sn	0,58	0,54	-0,23	-0,05	0,26
	1,00	0,43	(-0,11)	0,46	(-0,04)	(0,12)	U	0,36	0,03	0,69	-0,06	0,27
		1,00	(0,15)	0,43	-0,30	(0,12)	Th	0,03	0	0,81	0,33	0,01
			1,00	(-0,09)	(0,08)	0,39	Ti	-0,73	0,52	0,24	0,03	0,05
				1,00	(0,04)	(0,13)	F	0,47	0,21	0,59	-0,10	0,05
					1,00		B	0,27	0,58	-0,34	-0,27	0,23
						1,00	P	0,03	0,81	0,07	0,27	-0,12
							V, %	34,3	20,9	12,2	6,7	5,3

Т а б л и ц а 63

Содержание элементов в гранитоидах Южного Памира

№ П/П	Li	Rb	Cs	Be	Sn	U	Th	Ti	F	B	P
1	57	229	8,4	6,5	11,1	4,1	23	2290	908	27	793
2	21	167	-	3,3	4,3	-	-	2000	-	9	313
3	50	156	4,5	4,9	8,4	-	20	3600	570	14,5	820
4	16	256	7	-	8	12,5	91	5400	2300	8	1385

Таким образом, в региональном масштабе ведущим фактором, определяющим распределение элементов, была кристаллизационная дифференциация. Подчиненную роль играли факторы, отражавшие иные условия формирования гранитоидов (гранитизация, магматическое замещение, гибризм) и геохимическую специализацию отдельных массивов сиенит-грано-сиенит-гранитной формации.

Сравним массивы со слабым и отчетливым проявлением кристаллизационной дифференциации. С этой целью рассмотрим Койтезекский массив, относимый к слабо дифференцированному аличурскому комплексу, и Башгумбезский массив — к поздним дифференциатам [94]. Материал был собран автором с сотрудниками. В Койтезекском массиве взяты 24 пробы, в Башгумбезском массиве — 19 проб. В табл. 64 показаны фрагменты матриц факторных нагрузок. Корреляционные матрицы приведены в статье [6].

Койтезекский массив расположен в районе Койтезекского перевала, находящегося на трассе Мургаб-Хорог. Пробы представлены светло-серыми мелко- и среднезернистыми массивными амфибол-биотитовыми гранитами и адалмеллитами. Содержание кварца варьирует от 20 до 40%. Плагиоклаз — в основном андезин, нередко зональный, интенсивно соскритизирован в середине зерен. Калиевый полевой шпат — нерешетчатый, чаще всего в подчиненном количестве к плагиоклазу. Биотит в разной степени хлоритизирован. Роговой обманки меньше биотита. Содержание темноцветных минералов от 7 до 15%. Местами в гранитах отмечаются скопления ксенолитов сланцев и диоритов размером от 0,1 до 0,5 м в поперечнике. Из аксессуарных минералов встречаются апатит, циркон, ильменит, сфен, ортит, монацит, эпидот и др. [94, табл. 43].

Первый фактор ( $V_1 = 31,6\%$ ) характеризует геохимические особенности слабо дифференцированных гранитов. Вклад  $F_1$  заметно превышает вклады последующих факторов, и его можно рассматривать в качестве ведущего. С ним связан один многокомпонентный парагенезис, представленный сидерофильными и сопутствующими им элементами:  $Ti, V, Cr, Ni, Co, Zn, Cu, Sr, Ba, Sc, Ga$ . Антиподами выступают  $Ta$  и  $Th$ . Литофильная парагенетическая ассоциация, обычная при кристаллизационной дифференциации, в системе отсутствует.

Второй ( $V_2 = 12,1\%$ ) и последующие факторы в основном отражают распределение литофильных элементов и их спутников: сложное, нередко противоречивое. Литий связан с  $F_4$ , рубидий — с  $F_2$  и  $F_3$ , ниобий — с  $F_7$ , тантал — с  $F_3$ , олово — с  $F_6$ , уран — с  $F_5$ , фтор — с  $F_2$  и  $F_3$ . Вообще каких-либо признаков кристаллизационной дифференциации в системе не обнаруживается и можно считать, что сидерофильный парагенезис сформировался до заметного ее проявления.

Башгумбезский массив находится в долине р. Аличур. Он сложен светло-серыми крупнозернистыми порфириновидными двуслюдяными гранитами. Для пород характерно горошковидное выделение кварца. Содержание фенокристаллов микроклина (2–5 см) меняется от единичных зерен до 30% породы. Плагиоклаз представлен олигоклазом, в середине зерен которого не-

редко встречаются интенсивно ссожуритизированные реликты раннего плагиоклаза. Содержание биотита и мусковита колеблется от 5 до 11 %. Для гранитов типичны вариации в содержании фенокристаллов микроклина, горошковидного кварца и слюд. В качестве аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, ильменит, монацит, турмалин, флюорит, касситерит и др. /94, табл. 43/.

На северном фланге массива обнажен контакт гранитов со сланцами. В апикальной части наблюдается зона мощностью 40-50 м, представленная гранитами со светло-серой мусковит-альбит-кварцевой основной массой. Иногда граниты грейзенизированы. Вниз по склону содержание мелкозернистой основной массы понижается, и в конце концов она исчезает.

Т а б л и ц а 64

Факторные нагрузки и вклад факторов в общую дисперсию (Южный Памир)

Компоненты	Койтезекский (ω <sub>кр</sub> =0,39) массив							Вашгумбезский массив(ω <sub>кр</sub> =0,42)			
	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	F <sub>5</sub>	F <sub>6</sub>	F <sub>7</sub>	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub> <sup>кр</sup>	F <sub>4</sub>
K	0,24	0,42	0,38	0,57	0,17	0,07	-0,16	-0,30	-0,53	0,52	0,34
Na	0,36	0,20	0,03	-0,50	0,41	0,13	0,18	0,66	0,02	-0,33	-0,13
K:Rb	0,11	-0,40	-0,45	0,63	0,30	0,03	-0,01	-0,97	-0,18	0,02	0,02
Li	0,14	-0,40	-0,45	0,63	0,30	0,03	-0,01	0,83	0,02	0,06	-0,22
Rb	0,11	0,67	0,67	-0,03	-0,10	0,04	-0,12	0,97	0,01	0,16	0,09
Cs	-	-	-	-	-	-	-	0,87	0,29	0,16	-0,21
Be	-	-	-	-	-	-	-	-0,58	-0,19	0,02	-0,36
Nb	-0,36	0,34	-0,17	0,12	-0,08	0,39	0,68	0,31	0,73	0,21	0,26
Ta	0,48	-0,07	0,58	0,06	-0,04	-0,22	0,31	0,92	0,20	0,19	0,07
Sn	0	0,24	-0,08	-0,36	-0,38	-0,68	-0,06	0,62	0,28	0,66	0,17
Y	-0,38	0,54	-0,19	-0,11	0,47	0,06	-0,11	-0,71	0,35	-0,32	0
U	-0,07	-0,25	0,40	-0,07	0,60	-0,38	-0,08	0,21	0	-0,67	-0,04
Th	0,53	0,34	-0,09	-0,12	0,30	-0,35	0,36	-0,55	0,72	0,06	-0,17
Ga	-0,59	0,47	-0,20	0,26	-0,25	-0,18	0,28	0,20	0,16	-0,05	0,76
Pb	-0,15	0,75	0,15	0,40	0,01	-0,20	0,05	-0,81	-0,29	0,29	0,18
Zn	-0,76	0,02	0,13	0,23	-0,38	-0,11	-0,12	-0,42	0,71	0,08	0,20
Cu	-0,59	0,38	0,20	0,08	-0,05	0,40	-0,20	-0,04	-0,13	0,57	-0,50
Sc	-0,84	-0,23	0,08	-0,11	0,23	-0,05	0,13	-	-	-	-
Zr	-0,80	0,19	-0,16	-0,31	0,07	0,04	-0,18	-0,78	0,45	-0,11	0,02
Sr	-0,88	0,01	-0,14	-0,04	0,19	0,03	-0,16	-	-	-	-
Ba	-0,83	0,26	-0,25	0,12	0,09	-0,16	-0,08	-	-	-	-
Ti	-0,89	0,02	-0,33	-0,08	0,23	0,04	0,04	-0,77	0,51	-0,09	0
V	-0,91	-0,11	0	-0,13	-0,12	-0,24	0	-0,92	0,24	0,03	0,04
Cr	-0,61	-0,43	0,45	0,18	-0,02	-0,06	0,28	-0,65	0,30	0,35	-0,34
Ni	-0,74	-0,20	0,34	-0,03	0,13	-0,07	0,13	-0,88	-0,06	0,20	0,03
Co	-0,85	-0,11	0,10	-0,17	-0,03	0,06	0,17	-0,95	0,08	0,07	-0,03
F	-0,26	-0,63	0,60	0	-0,19	0,18	0	0,84	0,35	0,05	-0,19
V, %	31,6	12,1	8,6	7,7	5,8	5,3	4,8	44,9	11,9	7,9	5,8

Первый фактор ( $V_1 = 44,9\%$ ) характеризует вертикальную зональность, проявившуюся в результате кристаллизационной дифференциации.  $F_1$  является ведущим, его вклад в дисперсию существенно превышает вклады последующих факторов. С  $F_1$  связаны два парагенезиса-антипода: I - литофильный, представленный  $Li, Rb, Cs, Ta, Sn$ , а также  $Na$  и  $F$ ; II - сидерофильный, который включает  $Ti, V, Cr, Ni, Co$  и такие элементы, как  $Pb, Be, Y, Th, Zr$ . Мусковит-альбитовые граниты в апикальной части массива обогащены элементами парагенезиса I и обеднены элементами парагенезиса II. Необычное положение  $Be$  вызвано его выносом во вмещающие породы: если в среднем по массиву содержание  $Be$  равно 3,9 г/т, то в апикальной части - 1,3 г/т, что сближает его с сидерофильным парагенезисом. У элементов парагенезиса I разные знаки  $\omega$  с отношением  $K:Rb$ , у элементов парагенезиса II - одинаковые. Сопоставление Башгумбезского и Койтезекского массивов показывает, что литофильный парагенезис сформировался в ходе кристаллизационной дифференциации.

Со вторым фактором ( $V_2 = 11,9\%$ ) выделяется парагенезис -  $Nb, Th, Zr, Ti, Zn$ , представляющий ассоциацию элементов, характерную для щелочных условий. Антиподом парагенезиса выступает калий. С третьим фактором ( $V_3 = 7,9\%$ ) связаны  $K, Sn, Cu$  и их антипод  $U$ , но нет основания рассматривать  $K, Sn$  и  $Cu$  как парагенетическую ассоциацию. Вероятно, их совместная приуроченность к  $F_3$  носит случайный характер. В связи с четвертым фактором ( $V_4 = 5,8\%$ ) обращает внимание высокая факторная нагрузка у галлия. Вариации содержания галлия в гранитах незначительные (от 8 до 20 г/т), причем в 15 из 19 проб содержание остается равным 10 г/т, что выделило его среди других элементов и отразилось в факторном анализе. Похоже, здесь сказалась невысокая чувствительность анализов на галлий.

Изложенное выше позволяет в отношении гранитоидов Южного Памира сделать следующие выводы.

1. В региональном масштабе ведущий фактор связан с дифференцированностью гранитоидов. Его характеризуют литофильный и сидерофильный парагенезисы-антиподы. Подчиненную роль играют факторы, связанные с распределением элементов в условиях гранитизации, магматического замещения и гибридизма, а также отражающие геохимическую специализацию отдельных массивов сиенит-граносиенит-гранитного формационного типа.

2. Сравнение в разной степени дифференцированных Койтезекского и Башгумбезского массивов показывает, что сидерофильная парагенетическая ассоциация была образована до заметного проявления кристаллизационной дифференциации. Литофильный парагенезис был сформирован в ходе кристаллизационной дифференциации; сидерофильный парагенезис при этом сохранился.

\*\*\*

Подведем итог рассмотрения гранитоидов в региональном и локальном масштабах.

1. Ведущим фактором в распределении элементов в региональных масштабах остается кристаллизационная дифференциация. Как и в глобальном масштабе, ее характеризуют литофильная (Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, W, Sn) и сидерофильная (Ti, V, Cr, Ni, Co) парагенетические ассоциации. Постоянными спутниками сидерофильного парагенезиса являются Sr и Ba, литофильного — F. Состав отдельных спутников и нейтральных элементов в разных регионах может отличаться. Среди петрогенных элементов к сидерофильному парагенезису примыкают Al, Fe, Mg, Ca, к литофильному — Si, но могут быть некоторые вариации в зависимости от особенностей изменения гранитоидов в ходе дифференциации. Например, если в поздних дифференциатах увеличивается содержание калиевого полевого шпата, то к литофильному парагенезису примыкает калий, если увеличивается содержание альбита — то натрий.

Литофильный парагенезис формируется в процессе кристаллизационной дифференциации. Сидерофильный парагенезис встречается и в слабо дифференцированных породах. В поздних дифференциатах из сидерофильного парагенезиса часто остается один титан, содержание V, Cr, Ni, Co бывает низким, и главным становится их распределение между породобразующими и акцессорными минералами.

2. Подчиненную роль в региональном масштабе играет геохимическая специализация. Она бывает связана с разными причинами. Оказывают влияние такие, отличающиеся от кристаллизационной дифференциации процессы, как гранитизация метаморфических пород и гибрицизм. Выделяются формации, имеющие в регионе подчиненное распространение, например, породы сиенит-граносиенит-гранитного формационного типа при преобладании гранитоидов гранодиорит-гранитного и гранит-лейкогранитного формационных типов. Отмечается обеднение или обогащение некоторыми элементами отдельных массивов, комплексов, иногда гранитоидов региона в целом. Соответствующие примеры были приведены выше.

3. Особенности распределения редких и рудных элементов в отдельных массивах прежде всего связаны с неоднородностью последних. Неоднородность чаще всего выражается в неравномерном распределении породобразующих минералов как в разных частях массивов, так и на небольших участках. Во многих случаях факторы удается охарактеризовать парагенезисами минералов. Как правило, в локальных объектах калиевый полевой шпат и кварц и соответственно содержащие их парагенезисы бывают антиподами.

С парагенезисами минералов связаны парагенезисы элементов, которые определяются местными условиями, не выдерживаются в региональном масштабе и внешне выглядят достаточно произвольными. Литофильный и сидерофильный парагенезисы отсутствуют, входящие в них элементы могут быть парагенными. Наиболее крупные ассоциации элементов связаны с парагенезисами минералов, содержащими биотит, но состав этих ассо-

циаций в разных массивах отличается. Редкие и рудные элементы в основном находятся в породообразующих минералах. Акцессорные минералы на распределение элементов (кроме циркония и бора) оказывали второстепенное влияние.

Отмечены случаи неравномерного распределения редких и рудных элементов вне зависимости от породообразующих и акцессорных минералов. Такое явление названо геохимической неоднородностью массивов. Есть основание полагать, что неоднородность развивалась не только в результате вторичных наложенных процессов, но и возникла уже при кристаллизации расплава.

4. В гранитах, образующихся на заключительной стадии кристаллизационной дифференциации, нередко проявляется вертикальная зональность. Она характеризуется литофильным и сидерофильным парагенезисами, обычно видоизмененными. Изменения литофильного парагенезиса выражаются в его сокращении за счет элементов, образующих свои акцессорные минералы или мигрирующих во вмещающие породы. Сидерофильный парагенезис сокращается за счет элементов с низким содержанием, для которых ведущее значение приобретают особенности распределения между минералами, а не кристаллизационная дифференциация. Появляются парагенезисы элементов, связанные с альбитизацией или отражающие щелочные условия. На распределение элементов наряду с породообразующими минералами существенное влияние начинают оказывать акцессорные минералы.

5. В постмагматическую стадию при образовании метасоматитов ведущий фактор связан с особенностями распределения элементов между вмещающей и новообразующей породой. Независимо от этого распределяются халькофильные элементы.

### ЧАСТЬ III. ВОПРОСЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ, СВЯЗАННОГО С ГРАНИТОИДАМИ

С гранитоидами прямо или косвенно связаны месторождения **Ta**, **Nb**, **Sn**, **W**, **Be**, **Mo**, **Pb**, **Zn**, **Cu** и ряда других элементов [104]. Большинство месторождений находится за пределами гранитов, которые в данном случае являются источником рудного вещества. Реже месторождения встречаются в самих интрузивах, и здесь интерес представляет редкометальное оруденение в литионит-альбитовых гранитах. Последние относятся к наиболее поздним дифференциатам, и поэтому есть возможность оценить роль магматического процесса вплоть до его завершения.

Месторождения в литионит-альбитовых гранитах и прилегающих к ним вмещающих породах комплексные на литофильные элементы, но наибольшее практическое значение имеет тантало-ниобиевое оруденение с низким отношением **Nb** : **Ta** = 0,5-4. Среди литофильных элементов тантал из-за своей инертности менее всего подвержен миграции, с ним удобно сравнивать другие элементы, и поэтому он будет в центре внимания. При обсуждении рудообразования мы, как и раньше в этой книге, не будем вы-

ходить за пределы гранитов. Наряду с новыми материалами будут использованы ранее опубликованные [2, 3, 10, 11].

Литионит-альбитовые граниты в качестве породообразующих минералов содержат альбит, микроклин, кварц и литиевые слюды. Для микроклина типично образование его зеленой разновидности амазонита, кварц нередко горошковидный с размером зерен 4-8 мм, альбит преимущественно мелкозернистый призматический, лейстовый, иногда шахматный. Слюды представлены лепидолит-криофиллитом, циннвальдитом или Li-мусковитом и Li-биотитом. Термин "литионит" применяется как групповое название литиевых слюд. В качестве второстепенного минерала присутствует топаз, отмечается флюорит. К акцессорным минералам относятся танталит-колумбит, микролит, касситерит, циркон, циртолит, торит, изредка стриверит, вольфрамит и в небольшом количестве сульфиды (пирит, сфалерит, галенит, молибденит).

Встречаются однородные литионит-альбитовые граниты, но часто в них сочетаются существенно альбитовые разновидности с существенно кварц-микроклиновыми. Пятнистые, участковые, полосчатые текстуры придают породам метасоматический облик. Следует отметить, что в литионит-альбитовых гранитах реликтов нормальных гранитов не встречено. Это и ряд других признаков позволяют считать их не продуктами метасоматического изменения последних, а самостоятельной своеобразной автометасоматически измененной породой. В тех случаях, когда вскрыты глубокие части массивов, удается наблюдать постепенный переход от литионит-альбитовых к двуслюдяным и биотитовым гранитам, т.е. фиксируется вертикальная зональность.

Вмещающие породы бывают разными (эффузивы, песчаники, сланцы, известняки), но заметного влияния на состав гранитов они не оказывают. Экзоконтактные изменения чаще всего проявлены в виде зон грейзенизации мощностью от первых метров до первых десятков метров. Интенсивнее проявлены экзоконтактные изменения в известняках (скарнирование, флюоритизация). В целом вмещающие породы выполняли экранирующую роль. Как по гранитам, так и во вмещающих породах иногда образовывалось оловянное, вольфрамовое и бериллиево-оловянное оруденение, связанное с грейзенизацией или скарнированием, и более позднее по отношению к танталониобиовому оруденению.

Из танталониобитов в литионит-альбитовых гранитах широко распространены танталит-колумбит, причем с приближением к апикальным частям интрузивов содержание его возрастает. В отдельных участках среди литионит-альбитовых гранитов происходит накопление микролита и танталита. Наиболее благоприятны для этого зоны образования лепидолит-кварцевых грейзенов, содержащие альбит и амазонит.

Генезис литионит-альбитовых гранитов вызвал оживленную дискуссию после выхода книги А.А. Беуса и др. [27], где эти породы рассматриваются как продукты интенсивной метасоматической переработки гранитов

высокотемпературными постмагматическими растворами. Такие метасоматиты было предложено назвать "апогранитами". Другая часть исследователей относится к сторонникам магматического генезиса. Большое значение для обоснования магматического происхождения имела находка онгонитов — жильных пород, являющихся субвулканическими аналогами литионит-альбитовых гранитов [61]. Исходя из геологических и экспериментальных данных, автор придерживается точки зрения, согласно которой литионит-альбитовые граниты связаны с остаточными расплавами, обогащенными  $H_2O$ , F, Li, Na и накопивавшимися в апикальных частях интрузий при кристаллизации гранитной магмы. Температура кристаллизации такого остаточного расплава была понижена по сравнению с обычным гранитным расплавом, что сближало магматическую и постмагматическую стадии. Формирование литионит-альбитовых гранитов завершалось в постмагматическую стадию при автотетасоматозе с участием интерстициальных флюидов-растворов, выделившихся при кристаллизации остаточного расплава. Позднее изменения литионит-альбитовых гранитов происходили под воздействием метаморфогенных растворов, поступающих из вмещающих пород [2].

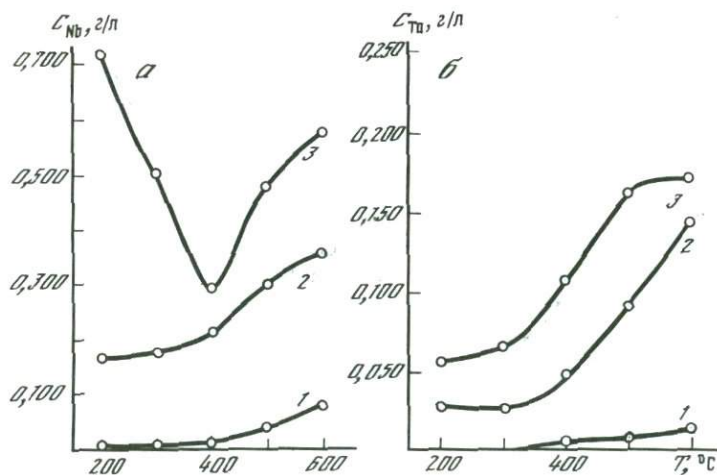
Прежде чем приступить к обсуждению геохимических особенностей тантало-ниобиевого оруденения в литионит-альбитовых гранитах, остановимся на физико-химических свойствах ниобия и тантала в высокотемпературной области с использованием экспериментальных данных, полученных ранее автором с сотрудниками. Подробно аппаратура, методика и результаты экспериментов описаны в книге [2].

Опыты показали, что при повышенных температурах и давлениях (200–600 °; 500–2000 кг/см<sup>2</sup>) ниобий и тантал способны образовывать карбонатные, фосфатные и фторидные комплексные соединения, причем у тантала способность к образованию карбонатных комплексов проявлена слабее, как и вообще способность к комплексообразованию в щелочных растворах. С понижением температуры в широком диапазоне условий происходит понижение концентрации ниобия и тантала в растворах и образование устойчивых в природе танталатов и ниобатов. Связано это со следующими особенностями химизма рассматриваемых элементов.

Гидроксиды ниобия и тантала являются амфотерными соединениями, причем в нормальных условиях кислотные свойства преобладают над основными. Геохимические и экспериментальные наблюдения показывают, что с повышением температур происходит усиление основных свойств ниобия и тантала и ослабление их кислотных свойств. Такое явление имеет большое значение для геохимии и минералогии этих элементов. Дело в том, что, с одной стороны, в комплексообразовании участвуют катионные формы ниобия и тантала, а с другой — тантало-ниобаты по своей химической природе представляют соли ниобиевой и танталовой кислот, которые значительно устойчивее твердых фаз, куда ниобий и тантал входят в катионной форме (например, фториды и хлориды). Поэтому в обла-

ти высоких температур создаются условия, благоприятные для образования комплексных соединений и неблагоприятные для образования устойчивых тантало-ниобатов, а в области низких температур наблюдается обратная картина. Соответственно при высоких температурах миграционная способность ниобия и тантала в общем выше, чем при низких [8]. Усиление основных свойств ниобия и тантала с повышением температуры и ослабление их кислотных свойств подтверждено термодинамическими расчетами [99].

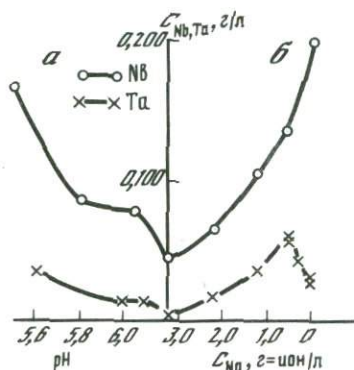
Результаты экспериментов по изучению влияния температуры в близкой к нейтральной среде (рН растворов после опытов - 6,3-6,4) отражены на рис. 15. С понижением температуры от 600 до 200 ° при давлении 1600 кг/см<sup>2</sup> концентрация Nb и Ta в фосфатно-хлоридном растворе калия несколько уменьшалась. С введением в раствор KF такая тенденция сохранялась, но концентрация Nb и Ta заметно возрастала. Еще выше были концентрации Nb и Ta при добавлении к фторидно-фосфатно-хлоридному раствору CO<sub>2</sub>, причем у ниобия после уменьшения концентрации от 600 до 400 ° с дальнейшим понижением температуры до 200 ° она существенно увеличивалась. Это связано с образованием высокомолекулярных карбонатных соединений ниобия при 300 ° и ниже и имеет важное геохимическое значение, объясняя вынос ниобия на позднем этапе постмагматической стадии и разделение его и тантала.



Р и с. 15. Изменение концентрации ниобия (а) и тантала (б) в зависимости от температуры и состава растворов при давлении 1600 кг/см<sup>2</sup> [2]  
 1 - раствор 0,25М КН<sub>2</sub>РO<sub>4</sub> + 0,25М К<sub>2</sub>НРO<sub>4</sub> + 2,0М КСl ; 2 - раствор 0,5М KF + 0,25М КН<sub>2</sub>РO<sub>4</sub> + 0,25М К<sub>2</sub>НРO<sub>4</sub> + 1,5М КСl; 3 - тот же раствор + CO<sub>2</sub>

Влияние натрия и pH раствора показано на рис. 16. Опыты поставлены при  $500^{\circ}$  и давлении  $1200 \text{ кг/см}^2$ . Состав раствора  $0,5\text{M K}_2\text{F} + 0,25\text{M K}_2\text{PO}_4 + 0,25\text{M K}_2\text{HPO}_4 + 0,5\text{M KCl}$  с последующим добавлением  $\text{NaCl}$  или  $\text{HCl}$ .

С повышением концентрации натрия понижалась концентрация ниобия. На кривой тантала имеется экстремум, связанный с изменением твердой фазы, но в целом при существенном повышении концентрации натрия концентрация тантала уменьшалась. С понижением pH в кислой среде происходило повышение концентрации ниобия и тантала, причем отношение  $\frac{C_{\text{Nb}}}{C_{\text{Ta}}}$  уменьшалось от 14 (pH = 6,3-6,5) до 5 (pH = 5,5-5,6).



Р и с. 16. Изменение концентрации ниобия и тантала в зависимости от pH (а) и концентрации натрия в растворе (б) при  $500^{\circ}$  и давлении  $1200 \text{ кг/см}^2$  [2]

Что касается синтеза танталатов и ниобатов, то образованию микролита вместо танталита и тапиолита способствуют присутствие в растворах фтора, понижение содержания марганца и железа, понижение температуры. Из ниобатов во фторсодержащих растворах в присутствии железа и марганца стабильными были колумбит и мооссит. Пироксид в слабокислой среде образуется хуже микролита. При синтезе, кроме того, были получены стабильные фазы, несопоставимые с известными минералами.

В глобальном масштабе наиболее перспективными на редкометальное оруденение являются регионы салического и фемисалического типа с широко проявленной стадией активизации. Внутри регионов к наиболее перспективным относятся гранитоиды гранит-лейкогранитного формационного типа, образовавшиеся в стадию активизации, а среди этих гранитов — лейкократовые граниты — η (е, т) (табл. 65).

Накопление ниобия и тантала, а также других литофильных редких элементов связано с кристаллизационной дифференциацией, которую характеризуют понижение отношения  $\text{K} : \text{Rb}$ , литофильный и сидерофильный парагенезисы-антигоды. Отнесем этот процесс к I этапу в формировании оруденения. Он был подробно рассмотрен при обсуждении глобальных и региональных особенностей гранитоидного процесса.

Средние содержания и  $K_K$  элементов в лейкократовых гранитах гранит-лейкогранитного формационного типа стадии активизации

Компоненты	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	W	Sn
$\eta(e, t)$ , г/т	97	354	14,2	7,8	40	5,9	5,7	10,4
$K_K$	1,91	1,57	1,78	1,70	1,75	2,18	1,42	1,68
n	128	136	44	119	62	49	88	128

II этап характеризуется накоплением остаточного расплава в апикальных частях интрузий с образованием при его кристаллизации литионит-альбитовых гранитов. Фторидные и гидроксофторидные соединения редких элементов способствовали их концентрации в остаточном расплаве. Возникает вертикальная зональность.

Формирование остаточного расплава представляется как результат многоактного процесса. В книге [2] на базе материалов Р. Джанса и К. Бернема [125] этому дается такое объяснение.

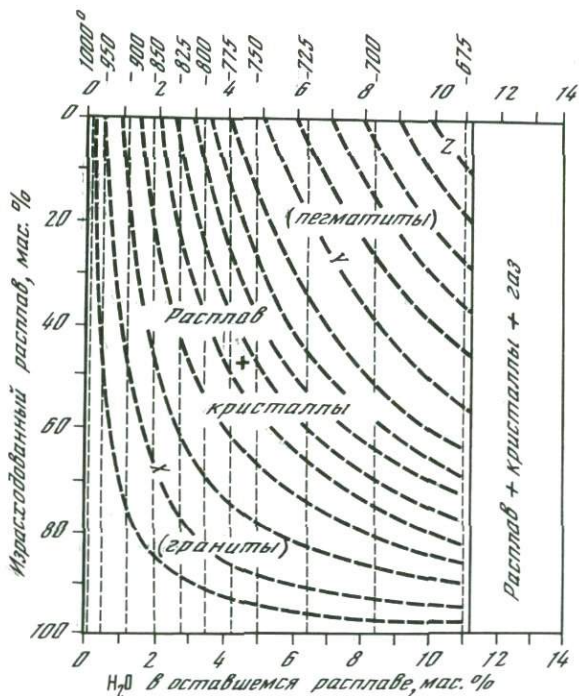
Р. Джанс и К. Бернем используют диаграмму (рис. 17), по оси ординат которой показано количество выкристаллизовавшейся из расплава твердой фазы, по оси абсцисс — содержание воды в оставшемся расплаве. Максимальное насыщение расплава водой (11,2 мас.%) установлено экспериментально для пробы пегматита. Наложенная температурная шкала, представленная вертикальными линиями, построена приблизительно по данным эксперимента в системе  $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - H_2O$ , изученной Таттлом и Боуэном. Пунктирные кривые отражают изменение содержания воды в гипотетической магме в зависимости от количества выкристаллизовавшейся твердой фазы. Начальное содержание воды в магме показано вдоль верхней границы диаграммы.

Предположим, что в исходной магме содержалось 0,5 % воды (см. рис. 17, кривая X). При 950 ° начинается кристаллизация расплава, и с понижением температуры до 850 ° примерно две трети расплава затвердевают, а в оставшемся расплаве содержание воды повысится до 2 %. При 675 °, когда расплава останется 5 % от исходной магмы, содержание воды в нем составит 11 %. С дальнейшим понижением температуры кристаллизация расплава будет проходить в присутствии выделившегося из него флюида.

Возможен другой вариант. Предположим, что при 750 °, когда магма на 90 % оказалась раскристаллизованной, а расплав содержал 5 % воды, произошло его отделение от твердой фазы. Отделившийся расплав можно рассматривать как новую магму, кристаллизация которой пойдет по кривой X. Если после того, как из новой магмы выкристаллизуется 50 % твердой фазы, произойдет повторное выделение расплава, то отделившийся расплав в своем начальном состоянии будет содержать 10 % раство-

ренной воды, и его кристаллизация пойдет по кривой Z. Таким путем представляется образование расплава, обогащенного водой и другими летучими компонентами.

Своеобразие химического и минерального состава литионит-альбитовых гранитов позволяет считать, что они развились при кристаллизации остаточной части гранитного расплава, которая накапливалась в апикальных участках интрузий. Кроме воды, остаточный расплав был обогащен литием и фтором, необходимыми для образования лепидолита [112], натрием и рядом других элементов.



Р и с. 17. Диаграмма, показывающая изменение содержания воды в гранитном расплаве при его кристаллизации [125]

Если сравнивать размеры интрузий, то в слишком крупных из них редкие и рудные элементы оставались рассеянными. В слишком мелких интрузиях остаточного расплава и рудного вещества было недостаточно для образования промышленного оруденения. Наиболее перспективны умеренные по размерам интрузии с выступами и апофизами, где создавались благоприятные условия для накопления и кристаллизации остаточного расплава. Они бывают связаны с более крупными интрузиями, и их можно рассматривать как сателлиты, отделившиеся при кристаллизации магмы подобно случаям X-Y или Y-Z, показанным на диаграмме (см. рис. 17).

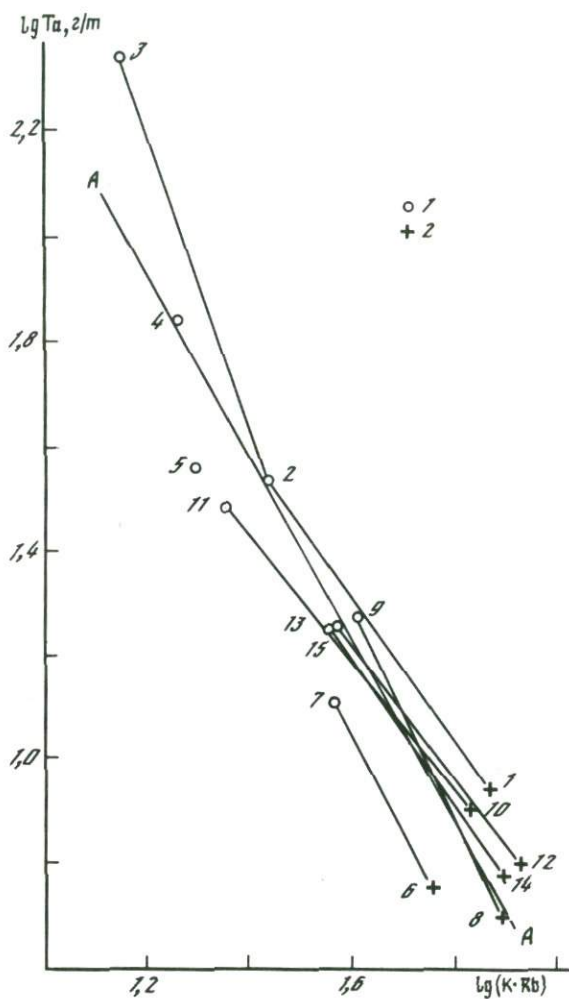
Вообще благоприятны области с широким развитием гранитоидов, но поскольку тантало-ниобиевое оруденение приурочено к апикальным частям интрузий, непосредственно на участках месторождений крупные интрузии могут не обнажаться.

Материнские граниты, т.е. те, с которыми связаны литионит-альбитовые граниты, как правило, лейкократовые мусковит-биотитовые или биотитовые. В них присутствует кислый плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз). В табл. 66 приведены сведения об отношениях  $K : Rb$ ,  $Nb : Ta$  и содержании тантала в материнских и литионит-альбитовых гранитах. На диаграмме (рис. 18), построенной в координатах  $lg(K : Rb) - lgTa$  по данным табл. 66, проведена обобщенная линия  $A-A : lgTa = -1,76 lg(K : Rb) + 4,04$ . Можно видеть, что отношение  $K:Rb$  в материнских гранитах колеблется от 50 до 100, содержание тантала меняется от 5 до 10 г/т.

Т а б л и ц а 66

Содержание тантала (в г/т) и отношения  $K : Rb$  и  $Nb : Ta$  в литионит-альбитовых и материнских гранитах

№ п/п	Участок	Граниты	n	Ta	K:Rb	Nb:Ta
Восточная Сибирь						
1	Южный	Мусковит-биотитовый	4	9	74	3,9
2	"	Мусковит-альбитовый	4	34	27	1,8
3	"	Криофиллит-альбитовый	13	216	13	0,7
4	Центральный-I	Криофиллит-альбитовый	38	69	18	2,2
5	Центральный-II	Криофиллит-альбитовый	10	36	19,5	3,1
6	Центральный-III	Биотитовый	5	5,8	58	23,0
7	"	Протолитионит-альбитовый	6	13	37	5,4
Южный Памир						
8	Курустык	Мусковит-биотитовый	4	5	78	4,9
9	"	Мусковит-альбитовый	5	19	41	2,7
Южный Тянь-Шань						
10	Иныльчек	Биотитовый	3	8,1	67	6,1
11	"	Протолитионит-альбитовый	4	30	23	1,6
Северный Тянь-Шань						
12	Керегеташ	Мусковит-биотитовый	5	6,4	86	7,7
13	"	Циннвальдит-альбитовый	4	18	37	5,0
14	Джилусу	Биотитовый	3	6	80	15
15	"	Циннвальдит-альбитовый	2	18	36	8,2



Р и с. 18. Зависимость между содержанием тантала и отношением  $K:Rb$  в литонит-альбитовых (1) и материнских (2) для них гранитах  
 Цифры на графике см. табл. 66.

Различия между материнскими гранитами по содержанию тантала в какой-то мере наследуются литионит-альбитовыми гранитами, поэтому более перспективными являются обогащение танталом. Отношение  $Nb : Ta$  в двуслюдяных гранитах обычно ниже, чем в биотитовых.

Среди литионит-альбитовых гранитов выделяются две разновидности: с безжелезистыми или маложелезистыми слюдами (лепидолит-криофиллит, литиевый мусковит) и с железистыми слюдами (циннвальдит-протолитионит, литиевый биотит). Первые обычно связаны с двуслюдяными гранитами, вторые — с биотитовыми, и отношение  $Nb : Ta$  в них бывает более высоким. Отношение  $K : Rb$  в литионит-альбитовых гранитах ниже 50. Содержание тантала зависит от того, насколько далеко прошла кристаллизационная дифференциация. По обобщенной линии **A-A** (см. рис. 18) видно, что в среднем содержание тантала 60 г/т и более достигается при отношении  $K : Rb < 20$ . Наиболее крупные выходы литионит-альбитовых гранитов обычно бывают наиболее дифференцированными, хотя, естественно, строгой зависимости между размерами выходов и дифференцированностью не существует.

Геохимические факторы, влияющие на распределение элементов на II этапе рудообразования и характеризующие их парагенетические ассоциации элементов, рассмотрим на примере четырех массивов одного из районов Восточной Сибири /9/.

Массив **Южный** представляет апофизу более крупного массива мусковит-биотитовых гранитов. В апофизе снизу вверх отмечается переход от мусковит-альбитовых к криофиллит (лепидолит)-альбитовым гранитам. По сравнению с остальными массивами в массиве **Южном** больше слюды, особенно в апикальной части. Массив **Центральный-I** сложен криофиллит (лепидолит)-альбитовыми гранитами. Апикальная часть массива эродирована; скважинами литионит-альбитовые граниты прослежены до 300-500 м, но перехода к нормальным гранитам не установлено. Ниже оба массива будут рассмотрены подробнее. Массив **Центральный-II** представляет обособленный выход криофиллит (лепидолит)-альбитовых гранитов, похожих на таковые из предыдущего массива. Массив **Центральный-III** представлен биотитовыми гранитами, в апикальной части которых у контакта с алевролитами и песчаниками образуются альбитовые граниты с протолитионитом и литиевым биотитом мощностью в первые десятки метров. Массивы **Центральный-I-II** и **III** расположены в одном районе на расстоянии 10-20 км один от другого, массив **Южный** — на некотором удалении от них.

Средние содержания элементов в массивах показаны в табл. 67. Как уже отмечалось, литионит-альбитовые граниты неоднородны по составу. Поэтому относительно небольшое количество использованных проб может дать весьма приближенную оценку среднего содержания элементов. Но для факторного и парагенетического анализа такого количества проб в общем достаточно.

Т а б л и ц а 67

Средние содержания элементов в литионит-альбитовых  
гранитах Восточной Сибири

№ п/п	K:Rb	K	Na	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	Sn	Ga	Tl	Zr
1	15	2,9I	3,2I	2223	1960	56	1,5	133	182	20	121	15	21
2	18	3,05	3,74	582	1688	15	1,9	149	69	59	160	18	40
3	19,5	3,06	4,00	870	1573	29	2,9	112	36	41	91	13	33
4	39	2,77	3,03	256	715	25	1,8	70	9,2	14	93	8	71

№ п/п	Y	Mo	Pb	Zn	Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	F	B
1	12	0,8	64	116	6,4	73	3,3	5,2	2,5	0,52	15060	7,2
2	3	5,8	261	35	7,8	46	4,8	5,3	3,1	0,55	10300	6,7
3	6	0,8	107	23	6,0	62	3,9	13,8	3,2	0,68	9875	6,2
4	39	0,7	97	71	6,5	123	2,9	5,4	3,6	0,51	2755	7,1

Массивы: I - Южный (17 проб); 2 - Центральный-I (39); 3 - Центральнoй-II (10); 4 - Центральнoй-III (12).

Примечание. Содержание K, Na - в мас.%, остальных элементов - в г/т.

В некоторых случаях встречались анализы с резко выделяющимся высоким содержанием отдельных элементов, что было связано с попаданием в пробы прожилков, обогащенных акцессорными минералами. Такие анализы в выборку не включены. Кроме того, часть проб не была проанализирована на фтор. В результате количество анализов ряда элементов меньше количества проб.

Матрица факторных нагрузок с пятью наиболее сильными факторами приведена в табл. 68. Первый фактор ( $V_1 = 21,2\%$ ) отражает различия в дифференцированности массивов литионит-альбитовых гранитов. С ним связаны две ассоциации-антиподы: I - Li, Rb, Nb, Ta, Sn, Ga, Tl, Mo, Pb, F и II - Ti, Y, Zr. По знаку факторных нагрузок первая из них отличается от отношения K:Rb, вторая - совпадает. Ассоциация I является аналогом литофильного парагенезиса со спутниками, ассоциация II - аналогом сидерофильного парагенезиса, правда, в очень урезанном виде.

Обратимся к данным табл. 67 и сопоставим анализы менее дифференцированного массива Центральнoй-III (K:Rb = 39) с анализами остальных массивов, более дифференцированных (K:Rb = 15-19,5). Сравнение показывает, что в массиве Центральнoй-III существенно понижено содержание Li, Rb, Nb, Ta, Sn, F, имеется тенденция к понижению содержания Ga, Tl, Mo, Pb и повышению содержания Ti, Y и Zr.

Матрица факторных нагрузок ( $\omega_{кр} = 0,29$ ) и вклад факторов в дисперсию (лигионит-альбитовые граниты Восточной Сибири)

lg	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	F <sub>5</sub>
K:Rb	0,79	0,36	-0,02	0	-0,07
K	-0,17	0,11	0,28	0	-0,64
Na	-0,14	0,51	-0,34	-0,21	0,37
Li	-0,53	-0,68	-0,01	-0,06	0,08
Rb	-0,80	-0,30	0,16	-0,03	-0,26
Cs	-0,07	-0,78	-0,13	-0,21	0,21
Be	0	0,07	-0,08	-0,73	-0,28
Nb	-0,57	0,23	-0,14	0,07	0,24
Ta	-0,75	-0,06	-0,19	0,30	0,08
Sn	-0,43	0,30	0,22	-0,39	0,09
Ga	-0,47	0,36	-0,22	0,24	0,17
Tl	-0,53	0,03	0,11	0,27	-0,44
Zr	0,33	0,38	0,21	0,07	0,16
Y	0,77	-0,14	0,12	0	-0,09
Mo	-0,44	0,58	0,32	0,04	0,06
Pb	-0,33	0,65	0,26	0,02	-0,10
Zn	0,07	-0,64	-0,10	0,19	-0,08
Cu	-0,17	0,09	0,31	-0,38	0,10
Ti	0,40	-0,36	0,41	0,38	0,08
V	-0,08	0,12	0,51	0,48	0,24
Cr	-0,01	-0,15	0,11	-0,59	0,22
Ni	0,03	-0,07	0,67	-0,29	-0,14
Co	-0,02	-0,10	0,59	-0,10	0,40
F	-0,52	-0,48	0,15	-0,10	0,11
B	0,07	-0,25	0,44	0,13	0,17
V, %	21,2	16,6	10,0	9,2	6,6

Второй фактор ( $V_2 = 16,6\%$ ) характеризует минералого-геохимические особенности массивов, независимые от кристаллизационной дифференциации. В данном случае антиподами выступают альбит и литиевые слюды. С  $F_2$  связаны две ассоциации-антиподы: III - Na, Sn, Ga, Zr, Mo, Pb и IV - Li, Rb, Cs, Zn, Ti, F. При сравнении примерно одинаково дифференцированных массивов Южный (см. табл. 67, № I) и Центральный-I (там же, № 2) в первом из них наблюдается более высокое содержание Li, Rb, Cs, Zn, Ti, F, т.е. элементов ассоциации IV, и более низкое содержание Na, Sn, Ga, Zr, Mo, Pb, т.е. элементов ассоциации III. Содержание тантала в массиве Южном также значительно выше, хотя величина

$\omega_{Ta-2}$  незначимая. Это объясняется особенностями корреляции  $Ta$  с  $Li$  и  $Cs$ : в массиве Южном она положительная, а в массиве Центральном-I - отрицательная, что влияет на  $\omega_{Ta-2}$ .

$Li, Cs, F$  связаны со слюдами,  $Na, Ga$  - с альбитом,  $Sn, Zr, Mo, Pb, Ti$  - с разными акцессорными минералами, тяготеющими к литиевым слюдам или альбиту. Массив Южный обогащен лепидолитом-криофиллитом и соответственно элементами ассоциации-IV.

Третий фактор ( $V_3 = 10,0\%$ ) отражает распределение сидерофильных элементов ( $Ti, V, Ni, Co$ ), их спутников ( $Mo, Cu$ ) и бора. Похоже  $F_3$  показывает на приуроченность сидерофильных элементов к акцессорному турмалину. Кристаллизационная дифференциация на  $V, Ni$  и  $Co$  влияния не оказывала.

В связи с четвертым фактором ( $V_4 = 9,2\%$ ) выделяются  $Be$  и  $Cr$ . Вызвано это геохимическими особенностями массива Центральный-II (см. табл. 67, № 3), где по сравнению с другими массивами отмечается повышенное содержание указанных элементов. Последнее скорее всего обусловлено не генетической связью  $Be$  с  $Cr$ , а носит случайный характер. Также трудно найти геохимическое объяснение связи с  $F_4$  других элементов с меньшими по величине  $\omega$ . Вероятно, они отражают частные случаи, подобные совместному накоплению  $Be$  и  $Cr$  в массиве Центральный-II.

Пятый фактор ( $V_5 = 6,6\%$ ) характеризует распределение калия, независимое от дифференцированности пород и отмеченных выше геохимических особенностей. Можно обратить внимание на связь таллия с калием и слабый антогонизм с ними натрия. В качестве антипода калию выступает кобальт, но это не генетическое, а случайное явление.

Таким образом, сравнение четырех массивов литионит-альбитовых гранитов Восточной Сибири показывает, что распределение редких и рудных элементов определяется дифференцированностью массивов, а также минералого-геохимическими различиями, связанными прежде всего с соотношением в них породообразующих минералов и содержанием акцессорных минералов. Влияние вертикальной зональности рассмотрим на примере массива Южный.

Как уже отмечалось, этот массив представляет апофизу массива лейкокатовых двуслюдяных гранитов. В апофизе снизу вверх наблюдается переход от мусковит-альбитовых к криофиллит (лепидолит)-альбитовым гранитам. По данным Н.Е. Залашковой [50], состав и содержание породообразующих минералов и тантало-ниобатов при этом меняется, как показано в табл. 69. Кроме тантало-ниобатов и топаза, к акцессорным относятся касситерит, циркон (циртолит), сульфиды, флюорит. Изменение содержания редких и рудных элементов в вертикальном разрезе приведено в табл. 70. Можно видеть, что в апикальной части повышается содержание  $Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Tl, Zn, F$  и понижается  $Y$  и  $Ti$ . Распределение остальных элементов и величина отношения  $K : Na$  не связаны с вертикальной зональностью. Отношение  $K : Rb$  с приближением к кровле понижается.

Содержание минералов (в %) в ЛИТИОНИТ-АЛЬБИТОВЫХ  
гранитах [ 50 ]\*

Разновидности гранитов	Аль- бит	Микро- клин (амазо- нит)	Кварц	Слю- да	То- паз	Тантало-ниобаты ( $\text{Nb}_2\text{O}_5:\text{Ta}_2\text{O}_5$ )
Амазонит-альбито- вый с лепидолитом	44,6	16,8	28,4	7,4	2,8	Танталит (0,42) Колумбит-танта- лит (0,87) Микролит (0,08)
Амазонит-альбито- вый с лепидолитом и мусковитом	37,8	25,6	25,6	9,0	0,84	Колумбит-танта- лит (0,86) Микролит
Амазонит-альбито- вый с мусковитом	41,5	31,0	21,7	5,0	0,75	Танталит-колум- бит (1,43) Микролит
Порфиробластовый альбит-микроклино- вый с мусковитом	29,5	28,0	33,0	8,9	0,10	Колумбит (1,76)

\* Содержания минералов вычислены по шлифам.

Средние содержания элементов (в г/т) в ЛИТИОНИТ-  
альбитовых гранитах (массив Кжнь)

№ П/П	n	K:Rb	K:Na	Li	Rb	Cs	Nb	Ta	Sn	Ga	Tl	Zr	Y
1	4	27	1,00	430	1150	31	61	34	27	125	10	20	40
2	8	16	0,72	1790	1600	42	99	133	11	112	10	17	4
3	5	11	1,25	4160	3200	100	233	350	21	130	26	26	3

№ П/П	Mo	Pb	Zn	Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	F	B
1	0,6	58	30	5	88	4	5	2	0,5	5600	7,5
2	0,6	71	76	5,4	82	2,5	5	2	0,54	14200	7,1
3	0,7	58	206	6,2	46	2,8	5,6	2	0,5	23800	7,2

Граниты: 1 - мусковит-альбитовые (около 500 м от кровли); 2 - крио-  
фаллит-альбитовые (20-250 м от кровли); 3 - то же (0-20 м от кровли).

В табл. 7I помещены корреляционная матрица и фрагмент матрицы факторных нагрузок. Первый фактор ( $V_1 = 32,3\%$ ) отражает геохимические особенности вертикальной зональности. К нему относится литофильный парагенезис со спутниками: I - Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Tl, Zn, F, в качестве антипода выступает Y со спутником Tl, имеющим повышенную, но незначимую  $\omega$ . Высокая  $\omega$  у отношения K : Rb, отличающаяся по знаку от  $\omega$  элементов литофильного парагенезиса. Парагенезис I содержит элементы, входящие в породообразующие и акцессорные минералы. Их объединяет накопление в апикальной части массива.

С похожим соотношением элементов мы встречались при обсуждении  $F_1$  литионит-альбитовых гранитов Восточной Сибири (см. табл. 6E). Там оно объяснялось различиями в дифференцированности массивов. Но, как дифференцированность массивов, так и вертикальная зональность связаны с кристаллизационной дифференциацией, и поэтому их геохимические особенности в общем одинаковы.

Матрица парных коэффициентов корреляции и факторных нагрузок

K:Rb	K:Na	Li	Rb	Cs	Nb	Ta	Sn	Ga	Tl	Zr	Y	Mo	Pb	Zn
1,00	-0,08	-0,89	-0,76	-0,80	-0,34	-0,60	-0,18	-0,27	-0,66	-0,39	0,53	0	0,28	-0,68
	1,00	0,10	0,55	0,38	0,36	0,24	0,50	-0,04	0,55	-0,04	0,12	0,12	0,08	0,29
		1,00	0,77	0,82	0,34	0,62	0,07	0,21	0,61	0,26	-0,66	0,11	-0,07	0,74
			1,00	0,85	0,60	0,70	0,29	0,29	0,83	0,27	-0,52	0,04	0,01	0,69
				1,00	0,52	0,71	0,41	0,39	0,79	0,30	-0,48	0,03	-0,26	0,65
					1,00	0,88	0,35	0,28	0,63	0,37	-0,42	0,23	-0,09	0,24
						1,00	0,24	0,23	0,69	0,35	-0,68	0,31	-0,22	0,32
							1,00	0,43	0,40	0,39	0,40	-0,09	-0,49	0,36
								1,00	0,37	0,56	0,12	-0,41	-0,25	0,33
									1,00	0,41	-0,38	0	-0,19	0,57
										1,00	0,14	-0,26	-0,21	0,22
											1,00	-0,21	-0,05	-0,25
												1,00	0,04	-0,15
													1,00	-0,01
														1,00

Примечание.  $n = 17$ ;  $r_{\text{вкр}} = \omega_{\text{кр}} = 0,46$ .

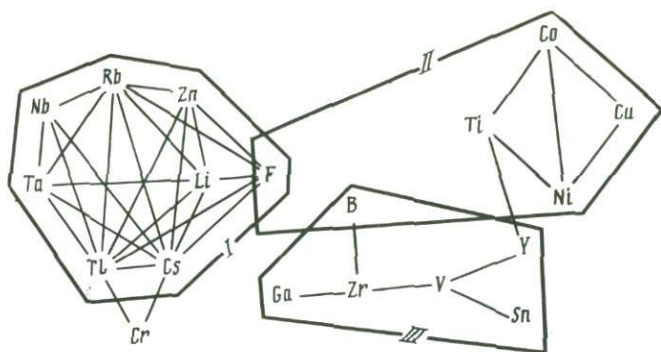
Второй фактор ( $V_2 = 17,9\%$ ) характеризует распределение элементов ассоциации II: **Ti, Ni, Co, Cu, F, B**, напоминающей ассоциацию, связанную с  $F_3$  в литионит-альбитовых гранитах Восточной Сибири (см. табл. 66), третий фактор ( $V_3 = 14,9\%$ ) - распределение ассоциации III: **Sn, B, Ga, Zr, Y, V**. Общим для этих ассоциаций является их независимость от вертикальной зональности. В то же время второй и третий факторы независимы между собой.

На графике (рис. 19), построенном по корреляционной матрице (см. табл. 71), показаны значимые положительные корреляционные связи между элементами и оконтурены ассоциации I, II и III. График наглядно отражает соотношение ассоциаций, контуры которых перекрываются незначительно. Массив Южный как система, имеющая ведущий фактор ( $F_1$ ), близок к III типу и в то же время как система с тремя независимыми многокомпонентными ассоциациями схож со II типом.

Т а б л и ц а 71

(массив Южный)

Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	F	B	lg	$F_1$	$F_2$	$F_3$	$F_4$	$F_5$	
-0,32	0,14	0,28	-0,36	-0,19	-0,20	-0,86	-0,26	<b>K:Rb</b>	0,85	-0,36	0,05	-0,03	0,16	
-0,17	-0,09	-0,02	0,23	-0,10	-0,10	0,15	-0,30	<b>K:Na</b>	-0,36	-0,25	0,07	0,33	0,77	
0,25	-0,20	-0,42	0,36	0,19	0,19	0,90	0,02	<b>Li</b>	-0,86	0,29	-0,26	0,10	-0,15	
-0,08	-0,39	-0,24	0,44	-0,17	-0,16	0,63	-0,07	<b>Rb</b>	-0,91	-0,11	-0,05	0,16	0,10	
0,06	-0,40	0,22	0,52	-0,05	-0,04	0,65	-0,15	<b>Ca</b>	-0,92	0	0	0,12	0,05	
-0,10	-0,78	0,06	0,20	-0,36	-0,37	0	0,05	<b>Nb</b>	-0,66	-0,42	0,13	-0,50	0,15	
0,05	-0,71	-0,25	0,21	-0,15	-0,16	0,34	0,02	<b>Ta</b>	-0,82	-0,19	-0,10	-0,48	0,04	
-0,20	-0,02	0,49	0,07	-0,23	-0,21	0,04	0,24	<b>Sn</b>	-0,34	-0,15	0,70	0,09	0,41	
-0,07	-0,10	0,45	0,29	-0,23	-0,21	0,36	0,27	<b>Ga</b>	-0,40	-0,01	0,65	0,09	-0,34	
0,03	-0,35	-0,16	0,46	-0,17	-0,16	0,51	-0,04	<b>Tl</b>	-0,87	-0,10	0,12	0,06	0,17	
0,45	0,04	0,48	0,23	0,23	0,24	0,17	0,72	<b>Zr</b>	-0,38	0,38	0,66	-0,36	-0,05	
-0,02	0,49	0,68	-0,16	0,12	0,13	-0,39	0,25	<b>Y</b>	0,57	0,12	0,63	0,20	0,36	
0,03	-0,28	-0,34	-0,20	0,29	0,10	-0,07	-0,15	<b>Mo</b>	-0,05	-0,05	-0,49	-0,45	0,49	
-0,09	0,02	-0,02	-0,07	0,01	-0,01	-0,28	-0,30	<b>Pb</b>	0,23	-0,13	-0,33	0,16	0,04	
-0,20	-0,12	-0,21	-0,03	0,01	-0,01	0,69	0,06	<b>Zn</b>	-0,69	0,08	0,04	0,40	-0,05	
1,00	0,41	-0,03	0,21	0,86	0,86	0,40	0,40	<b>Cu</b>	0,07	0,86	-0,04	-0,30	0,10	
	1,00	0,19	-0,11	0,54	0,53	0,16	0,30	<b>Ti</b>	0,44	0,66	0,18	0,42	0,09	
		1,00	0,16	-0,23	-0,21	-0,34	0,45	<b>V</b>	0,23	-0,06	0,86	-0,07	0,02	
			1,00	-0,07	-0,07	0,38	-0,23	<b>Cr</b>	-0,44	0,03	0,12	0,20	-0,04	
				1,00	0,98	0,40	0,29	<b>Ni</b>	0,07	0,90	-0,22	-0,11	0,29	
					1,00	0,41	0,30	<b>Co</b>	0,07	0,91	-0,18	-0,07	0,23	
						1,00	0,12	<b>F</b>	-0,70	0,55	-0,13	0,34	-0,20	
							1,00	<b>B</b>	-0,01	0,50	0,55	-0,40	-0,15	
									<b>V, %</b>	32,3	17,9	14,9	8,2	6,9



Р и с. 19. Положительные корреляционные связи между элементами и парагенезисы элементов (контуры I - III) в литионит-альбитовых гранитах (массив Южный)

С четвертым фактором ( $V_4 = 8,2\%$ ) связаны ниобий и тантал.  $F_4$  показывает, что распределение тантало-ниобатов зависело не только от вертикальной зональности. Другие причины рассмотрим позднее (III и IV этапы рудообразования). Пятый фактор ( $V_5 = 6,9\%$ ) устанавливает, что с отношением  $K:Na$  не связаны многокомпонентные парагенезисы элементов. Шестой и седьмой факторы ( $V_6 = 5,9\%$ ;  $V_7 = 4,7$ ) отражают распределение в массиве хрома и свинца ( $\omega_{Cr-6} = 0,77$ ;  $\omega_{Pb-7} = 0,80$ ), независимое от других элементов.

Если вернуться к  $F_1$ , характеризующему вертикальную зональность, то можно отметить, что олово выпало из литофильного парагенезиса, утрачена связь с кристаллизационной дифференциацией сидерофильного парагенезиса, который по существу распался, поскольку входящие в него элементы относятся к разным факторам.

С вертикальной зональностью мы встречались в Южном Памире и на Тянь-Шане. В Башгумбесском массиве (Южный Памир) наблюдался переход от мусковит-биотитовых нормальных гранитов к мусковит-альбитовым. Первый фактор также был связан с кристаллизационной дифференциацией, и ее характеризовали литофильный и сидерофильный парагенезисы-антиподы. По сравнению с массивом Южным, в выборке которого нормальные двуслюдяные граниты отсутствовали, Башгумбесский массив в основном был представлен пробами мусковит-биотитовых гранитов (15 из 19). Естественно, что сидерофильный парагенезис выражен лучше. Было отмечено перемещение бериллия из литофильного парагенезиса в сидерофильный, что объяснялось его выносом с уменьшением содержания в аликвальной части массива. В Суходольском массиве (хр. Иньльчек) распределение многих аксессуарных минералов не было связано с кристаллизационной дифференци-

ацией (Be, Nb, W, Sn, Mo, Ag, Zn). В некоторых случаях парагенезисы элементов показывали на щелочные условия формирования альбитизированных гранитов (Каменноугольский и Екатериновский массивы в Приазовье, Башгумбесский массив).

Таким образом, на II этапе формирования тантало-ниобиевого оруденения в апикальных частях умеренных по размерам интрузий происходит образование литионит-альбитовых гранитов. Материнские породы представлены лейкократовыми мусковит-биотитовыми и биотитовыми гранитами с отношением  $K:Rb = 50-100$  и содержанием тантала от 5 до 10 г/т. Ведущий фактор связан с вертикальной зональностью, возникавшей на заключительной стадии кристаллизационной дифференциации, которую характеризуют литофильный и сидерофильный парагенезисы-антиподы. Но по сравнению с глобальным и региональным масштабами происходит некоторое изменение этих парагенезисов, вызванное образованием аксессуарных минералов и выносом отдельных элементов. С понижением содержания сидерофильных элементов, распределенных в виде примесей в породообразующих и аксессуарных минералах, усиливается влияние кристаллохимического фактора. Нередко устанавливается щелочность гранитов, сочетающаяся с повышением отношения  $Nb:Ta$ .

Литионит-альбитовые граниты различаются между собой по дифференцированности. В более дифференцированных отмечается более высокое содержание тантала. Геохимические особенности литионит-альбитовых гранитов зависят также от соотношения породообразующих минералов и распределения аксессуарных минералов. Влияние отношения  $K:Na$  на многокомпонентные парагенетические ассоциации элементов на II этапе не установлено.

III этап связан с аутометасоматическими изменениями литионит-альбитовых гранитов во всем их объеме, IV этап - с образованием в литионит-альбитовых гранитах отдельных зон, где переотлагались и накапливались тантало-ниобаты. Геохимические особенности III и IV этапов рассмотрим на примере массива Центральный-I [7]. Описание массива неоднократно приводилось в литературе [26, 27, 79, 109].

Ю.И. Темников [109] основываясь на геофизических данных, считает, что литионит-альбитовые граниты являются штокообразным выступом в кровле сравнительно крупного массива гранитоидов. Высота выступа около 1 км.

Эрозией обнажена апикальная часть выступа площадью 1,2 км<sup>2</sup>, имеющая близкую к овальной форму и полностью сложенная литионит-альбитовыми гранитами, которые, кроме того, прослежены скважинами на глубину 300-500 м. Вмещающие породы представлены песчаниками и сланцами, в экзоконтакте грейзенизированными. В них встречено касситеритовое оруденение.

К породообразующим минералам гранитов относятся кварц, альбит, голубовато-зеленый микроклин (амазонит) и литиевые слюды (лепидолит-

криофиллит). Наибольшим распространением пользуются криофиллит-амазонит-альбитовые граниты с порфировидными вкрапленниками кварца и амазонита в существенно альбитовой мелкозернистой массе или такситовой текстуры с неравномерным распределением мелкозернистых альбитовых участков и участков с преобладанием более крупнозернистых микроклина и кварца. Иногда породы становятся пятнистыми, полосчатыми. Вдоль восточного контакта развивались мелкозернистые равномернозернистые лецидолит-амазонит-альбитовые граниты.

Среда акцессорных минералов преобладает топаз, содержание которого в приконтактных зонах повышается. Из рудных минералов встречаются колумбит, пироклор-микролит, касситерит, циркон (цартолит), торит, в небольшом количестве сульфиды. Отношение Nb : Ta в колумбите меняется от 1 до 8 и в среднем равно 3,5, в пироклор-микролите - от 0,2 до 1 и в среднем - 0,5. Колумбит развит по всему массиву, его содержание заметно понижается с глубиной. Пироклор-микролит в общем образуется позже колумбита и нередко по нему. Он концентрируется участками в апикальной части массива. Эти участки (зоны), сложенные преимущественно мелкозернистым альбитом с признаками грейзенизации

#### Матрица парных коэффициентов корреляции и факторных нагрузок

K:Rb	K:Na	Nb:Ta	K	Na	Li	Rb	Nb	Ta	Sn	Ga	Tl
1,00	(0,02)	(0,21)	(0,21)	(0,25)	-0,61	-0,54	(0,29)	(0,05)	(0,06)	(0,11)	-0,39
	1,00	(0,08)	0,93	-0,85	(0,24)	0,78	-0,48	-0,49	(-0,12)	-0,50	0,43
		1,00	(0,09)	(-0,05)	(0,02)	(-0,07)	0,33	-0,70	0	-0,46	-0,32
			1,00	-0,59	(0,13)	0,71	-0,38	-0,42	(-0,13)	-0,44	(0,31)
				1,00	-0,34	-0,69	0,50	0,47	(0,09)	0,46	-0,50
					1,00	0,56	-0,38	(-0,31)	(0,10)	(-0,31)	(0,13)
						1,00	-0,53	-0,40	(-0,07)	-0,46	0,54
							1,00	0,44	(-0,20)	(0,17)	-0,42
								1,00	(-0,18)	0,60	(-0,02)
									1,00	(-0,22)	(-0,23)
										1,00	(0,07)
											1,00

Примечание.  $\omega_{кр} = 0,35$ .

(слюда-лепидолит), обогащены танталом. Участки не имеют четко выраженных границ.

Выборка состоит из 38 проб и представляет характерные для массива литионит-амазонит-альбитовые граниты. Другие, реже встречающиеся породы, например существенно грейзенизированные, в нее не включены. Корреляционная матрица и фрагмент матрицы факторных нагрузок приведены в табл. 72. В отдельных пробах встречались анализы элементов с аномально высоким содержанием, что было вызвано попаданием прожилков, обогащенных минералами, концентрирующими эти элементы. Такие анализы в выборке отсутствуют, поэтому существует некоторое различие в количестве парных корреляций;  $\omega_{кр} = 0,35$  установлено исходя из  $n = 29$ .

Корреляционная матрица позволяет выделить два парагенезиса-антипода, связанные с отношением  $K : Na$ : I - K, Li, Rb, Tl и II - Na, Ga, Nb, Ta, Zr. У первого из них с  $K : Na$  корреляция положительная, у второго - отрицательная. Остальные элементы относительно указанных парагенезисов являются нейтральными. Матрица факторных нагрузок дает возможность заключить следующее.

Т а б л и ц а 72

(массив Центральный-I)

Zr	Mo	Pb	Zn	Cu	Ti	Cr	Ig	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>	F <sub>5</sub>	
0,46	(0,30)	(0,16)	(-0,28)	(-0,06)	(0,15)	(-0,21)	K:Rb	0,39	-0,39	0,71	0,23	-0,16	
-0,32	(0,04)	(0,16)	(0,16)	(0,07)	(0,25)	(0,11)	K:Na	-0,86	0,01	0,44	0,15	-0,01	
(-0,06)	0,55	(-0,05)	(0,24)	0,38	(0,03)	(0,02)	Nb:Ta	-0,15	-0,83	-0,01	0,07	0,25	
(-0,28)	(0,15)	(0,13)	(0,07)	(0,06)	(0,19)	(-0,05)	K	-0,72	-0,07	0,57	0,09	0,02	
(0,29)	(0,12)	(-0,16)	(-0,20)	(-0,07)	(-0,27)	(-0,28)	Na	0,64	-0,13	-0,15	-0,18	0,04	
-0,39	(0,02)	(-0,17)	0,47	(0,22)	(0,16)	(0,30)	Li	-0,59	0,03	-0,61	-0,03	-0,05	
-0,57	(0,07)	(0,04)	(0,25)	(0,11)	(0,05)	(0,14)	Rb	-0,91	0,20	-0,03	-0,07	0,12	
0,39	0,34	(-0,11)	(0,03)	(0,19)	(-0,15)	(-0,07)	Nb	0,62	-0,41	-0,08	0,27	0,39	
0,44	(-0,28)	(-0,04)	(-0,20)	(-0,27)	(-0,20)	(-0,07)	Ta	0,67	0,49	-0,05	0,16	0,05	
(-0,19)	(0,14)	(0,10)	(-0,27)	(0,03)	(-0,11)	(0,14)	Sn	0	-0,18	-0,16	-0,61	-0,55	
(0,30)	-0,39	(0,12)	(-0,22)	-0,39	(-0,24)	(-0,05)	Ga	0,62	0,54	0,02	0,04	0,15	
(-0,14)	-0,47	(0,17)	(0,14)	(-0,09)	(0,06)	(0,17)	Tl	-0,48	0,62	0,05	0,19	0,16	
1,00	(-0,21)	(-0,22)	(-0,02)	(-0,09)	(0,21)	(0,09)	Zr	0,56	0,02	0,11	0,64	-0,25	
	1,00	(0,04)	(-0,03)	0,41	(0,03)	(-0,02)	Mo	-0,03	-0,81	0,06	-0,15	0,13	
		1,00	(0,07)	(-0,30)	(-0,13)	(-0,09)	Pb	-0,08	0,16	0,38	-0,27	0,39	
			1,00	(0,10)	(0,19)	0,40	Zn	-0,35	-0,06	-0,42	0,47	0,37	
				1,00	(0,05)	(0,28)	Cu	-0,20	-0,50	-0,32	0,14	-0,01	
					1,00	(0,15)	Ti	-0,24	-0,10	0,09	0,55	-0,48	
						1,00	Cr	-0,25	0	-0,48	0,37	-0,18	
								V, %	28,1	16,0	11,3	9,6	6,6

Первый фактор ( $V_1 = 28,1\%$ ) связан с отношением  $K : Na$  и отражает различия литионит-альбитовых гранитов по содержанию в них, с одной стороны, альбита и, с другой - микроклина (амазонита) с литиевыми слюдами. Выделяются те же два парагенезиса-антипода: I -  $K, Li, Rb, Tl$  и II -  $Na, Ga, Nb, Ta, Zr$ . Рубидий и таллий накапливались в микроклине и слюдах, литий - в слюдах, галлий - преимущественно в альбите, ниобий, тантал и цирконий, образуя акцессорные минералы, концентрируются в обогащенных альбитом породах. Как отмечалось выше, натрий способствует осаждению ниобия и тантала.

Второй фактор ( $V_2 = 16,0\%$ ) связан с отношением  $Nb : Ta$ , которое отражает вариации содержания ниобия и тантала в тантало-ниобатах и прежде всего соотношение колумбита и пироксид-микролита в литионит-альбитовых гранитах.  $Nb, Mo, Cu$  имеют значимые  $\omega$ , совпадающие по знаку с  $\omega(Nb:Ta)_{-2}$ , у  $Ta, Ga, Tl$  также значимые  $\omega$ , но отличающиеся по знаку от  $\omega(Nb:Ta)_{-2}$ . Низкие  $\omega$  у  $K:Na$ , калия, натрия, лития и рубидия показывают, что  $F_2$  не связан с изменениями содержания породообразующих минералов в породах.

Как уже отмечалось, колумбит сменяется пироксид-микролитом, что сопровождается изменением отношения  $Nb:Ta$  и, следовательно,  $F_2$  содержит информацию о процессе во времени. Образованию тантало-ниобатов структурного типа пироксид-микролита по сравнению со структурным типом колумбит-танталита благоприятны более низкие температуры, что показывает на понижение температуры при формировании редкометалльной минерализации и соответственно на связь  $F_2$  с температурой.

Отношение  $Nb : Ta$  чувствительно к изменениям pH-с подкислением растворов оно понижается. Обычно альбитизация в литионит-альбитовых гранитах сменяется грейзенизацией, так что некоторое подкисление растворов в ходе процесса не выглядит неожиданным.

Обращает внимание высокая факторная нагрузка у молибдена. Известна его способность к выносу из литионит-альбитовых гранитов, составляющая в среднем 90% [3]. Ниобий также склонен к выносу, проявляющемуся на заключительной стадии процесса при поступлении углекислых растворов, что повышало его миграционную способность по сравнению с танталом. Образование углекислоты возможно при декарбонатизации вмещающих пород, сопровождавшей становление интрузии. На вынос ниобия показывает и сравнение отношения  $Nb : Ta$  в лепидолите-криофиллите из литионит-альбитовых гранитов и из грейзенов касситеритового оруденения в кровле: в первом из них оно равно 2,7 ( $n = 5$ ), во втором - 12,5 ( $n = 5$ ). Поэтому связь  $Nb, Mo$  и  $Cu$  с  $F_2$  можно объяснить их частичным выносом. В отличие от них  $Ta$ , совместно с  $Ga$  и  $Tl$  более инертен. Как следствие, с выносом связано изменение отношения  $Nb : Ta$ .

Таким образом, имеется возможность с  $F_2$  связать несколько физико-химических и геохимических факторов: понижение температуры, сопровождающееся изменением тантало-ниобатов, подкисление растворов, частич-

ный вынос элементов, причем все эти факторы ведут к понижению отношения  $Nb : Ta$ .

Третий фактор ( $V_3 = 11,3\%$ ) отражает распределение микроклина и лепидолита при грейзенизации. Если с  $F_1$  микроклин и литиевая слюда парагенны, то с  $F_3$  они становятся антиподами. Среди литофильных элементов лишь калий и литий имеют достаточно высокие  $\omega$  с разными знаками. Содержание калия в микроклине выше, чем в лепидолите, и он накапливался в участках, обогащенных микроклином, литий накапливался в участках, обогащенных лепидолитом. Свинец, частично связанный с микроклином, имеет значимую  $\omega$ , совпадающую по знаку с  $\omega_{K-3}$ . Значимые  $\omega$ , по знаку совпадающие с  $\omega_{Li-3}$ , отмечаются у цинка и хрома. Остальные элементы не реагируют на соотношение микроклина и лепидолита, что относится и к рубидию, содержание которого как в микроклине, так и в лепидолите повышенное. Отсюда высокая  $\omega$  у отношения  $K : Rb$ , по знаку совпадающая с  $\omega_{K-3}$ . У ниобия и тантала низкие факторные нагрузки, показывающие, что предпочтительного накопления тантало-ниобатов с лепидолитом или микроклином не отмечается.

Образование литиевых слюд усиливается с переходом к грейзенизации. В тех массивах, где она выражена отчетливей, фактор может иметь большее влияние на распределение элементов.

Четвертый и пятый факторы ( $V_4 = 9,6\%$ ;  $V_5 = 6,6$ ) не связаны ни с отношениями  $K : Na$ ,  $Nb : Ta$ ,  $K : Rb$ , ни с  $K$ ,  $Na$ ,  $Li$ ,  $Nb$ ,  $Ta$ , т.е. с распределением породообразующих минералов и тантало-ниобатов. Обращают внимание высокие факторные нагрузки олова ( $\omega_{Sn-4} = -0,61$ ;  $\omega_{Sn-5} = -0,55$ ). Исходя из широкого распространения касситерита в литионит-альбитовых гранитах, схожего с распространением колумбита, можно было ожидать, что олово будет находиться в парагенезисе II. Обособление  $Sn$  вызвано его миграцией во вмещающие породы, чему подтверждением является касситеритовое оруденение в кровле. В отличие от  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Ga$ ,  $Tl$ ,  $Nb$  и  $Ta$ , связанных с первыми тремя факторами,  $Pb$ ,  $Zn$ ,  $Ti$  и  $Cr$  связаны с  $F_3-F_5$ , что показывает на зависимость их распределения от иных факторов, чем распределение литофильных элементов.

Приведенный материал позволит считать, что первый фактор характеризует III этап рудообразования, т.е. распределение тантала и других элементов при автометасоматозе во всем объеме литионит-альбитовых гранитов; второй и третий факторы связаны с IV этапом - с накоплением в отдельных участках тантало-ниобатов, имеющих низкое отношение  $Nb : Ta$ , и с проявлением грейзенизации, сопровождавшейся образованием литиевой слюды.

Температура кристаллизации остаточного расплава понижена по сравнению с нормальным гранитом. В.И. Коваленко и Н.И. Коваленко экспериментально установили [61], что кристаллизация онгонитового расплава заканчивается при температуре  $575^\circ$ . Д.А. Меннингом [127] сосуществование кварца, альбита, ортоклаза, расплава, содержащего фтор, и паро-

вой фазы прослежено до 550 ° при давлении I кбар. Термобарометрические определения, проведенные Л.Ш. Базаровым и др. [19], показали, что микроклин-альбитовая ассоциация развивалась при 360-650 °. Опытами В.С. Балицкого и В.В. Комовой [21] установлено, что альбитизация микроклина и микроклинизация альбита при 300-600 ° зависят от соотношения концентраций натрия и калия в растворах  $\text{NaCl} + \text{KCl}$ ; при 700-800 ° микроклин не альбитизировался. Эксперименты с ниобием и танталом показывают, что наиболее благоприятным интервалом для образования микролита является температура от 200 до 450 °; ниже 300 ° низкая концентрация тантала в растворах препятствует его миграции, а миграционная способность ниобия в присутствии  $\text{CO}_2$  увеличивается.

Экспериментальные и термобарометрические данные позволяют принять, что при формировании литионит-альбитовых гранитов магматическая и постмагматическая стадии были сближены, возможно, сменялись без существенного перерыва. III этап проходил при температуре 450-650 °, начинаясь в позднемагматическую стадию и завершаясь в постмагматическую, IV этап относится к 300-450 °. Появление углекислоты показывает, что наряду с флюидами магматического происхождения в процессе начинали участвовать метаморфогенные растворы, которые способствовали выносу отдельных элементов. Какого-либо привноса редких и рудных элементов в литионит-альбитовые граниты не ощущается.

Подведем итог обсуждения этапности рудообразования, связанного с литионит-альбитовыми гранитами.

На I этапе происходит формирование материнских гранитов, обогащенных ниобием и танталом. II этап характеризуется накоплением в апикальных частях материнских интрузий остаточного расплава, при кристаллизации которого возникают литионит-альбитовые граниты. Появляется вертикальная зональность. III этап представляет высокотемпературное аутометасоматическое преобразование литионит-альбитовых гранитов во всем их объеме с перераспределением ниобия и тантала. IV этап связан со среднетемпературным метасоматическим изменением литионит-альбитовых гранитов в отдельных участках (зонах), накоплением в них тантало-ниобитов с низким отношением  $\text{Nb}:\text{Ta}$  и иногда с образованием промышленного оруденения.

Ведущим физико-химическим фактором на I этапе является кристаллизационная дифференциация, характеризуемая литофильным и сидерофильным парагенезисами-антиподами. II этап представляет завершение кристаллизационной дифференциации. Вынос отдельных элементов и появление акцессорных минералов вызывает некоторое преобразование литофильного и сидерофильного парагенезисов, которые в общем сохраняются. На распределение сидерофильных элементов заметное влияние оказывает кристаллохимический фактор. На III этапе в качестве антиподов выступают калий и натрий. Литофильный парагенезис делится на два парагенезиса-антипода. Элементы одного из них, в том числе тантал и ниобий, приурочены к су-

щественно альбитовым участкам, элементы другого, в состав которого входят редкие щелочи, — к участкам, обогащенным микроклином и литиевой слюдой. На IV этапе антиподами становятся K и Li, Nb и Ta, отражая переход к грейзенизации при понижении температуры, подкислении растворов и с появлением углекислоты. Чтобы поисковые признаки были эффективными, нужно учитывать изменение физико-химических факторов и связанных с ними парагенезисов элементов.

Проявление всех четырех этапов бывает сравнительно редко. Чаще процесс останавливался на первом этапе, завершаясь образованием лейкократовых гранитов, обогащенных элементами литофильного парагенезиса. Процесс мог прекратиться на II этапе кристаллизацией однородных литионит-альбитовых гранитов без или со слабым проявлением автометасоматоза. Такие граниты неперспективны на оруденение.

III этап связан с автометасоматозом. Обратим внимание на одно полезное наблюдение. В безрудных гранитах микроклин сильно пертитизирован, т.е. содержит в своем составе много альбитового компонента. В рудоносных гранитах микроклин почти не содержит пертитовых вростков, но зато в нем находится много альбита в виде самостоятельных таблиц [28]. Происходит это при перекристаллизации пертитизированного микроклина во время автометасоматоза. Согласно этому наблюдению каменно-могильские и пержанские граниты Украинского кристаллического щита следует отнести к неперспективным на тантало-ниобиевое оруденение, поскольку автометасоматические преобразования, характерные для литионит-альбитовых гранитов, в них проявлены слабо. И на III этапе при автометасоматозе тантало-ниобаты могли остаться рассеянными, не образуя оруденения без дополнительного переотложения и концентрации их в локальных, но достаточно крупных участках (зонах).

На I этапе литофильные элементы ведут себя одинаково, что объясняется близостью величин коэффициентов распределения. Расхождения между ними происходят при образовании и преобразовании литионит-альбитовых гранитов на II-IV этапах. Чаще всего расхождения связаны с выносом элементов, что фиксируется выпадением их из парагенетических ассоциаций литофильных элементов. В книге [3] при обобщении данных по разным массивам литионит-альбитовых гранитов литофильным элементам дается такая характеристика.

Ta — практически из литионит-альбитовых гранитов не мигрирует, и соответственно последние перспективны на образование танталового оруденения.

Li, Rb — вынос в среднем составляет около 20 %, поэтому для накопления этих элементов перспективны литионит-альбитовые граниты, а не их ореолы.

Nb — вынос составляет в среднем около 40 %, так что для накопления ниобия более благоприятны литионит-альбитовые граниты, хотя и в ореолах может встречаться его концентрация.

**Sn** — наблюдаются значительные вариации содержания олова в литионит-альбитовых гранитах, показывающие на одинаковую возможность его накопления как в самих гранитах, так и во вмещающих породах.

**Sr, Be, W** — вынос в среднем составляет 75 %, а **Mo** — 90 %. Литионит-альбитовые граниты не перспективны с точки зрения накопления в них этих элементов, концентрацию которых следует ожидать в ореолах.

Кристаллизационная дифференциация сама по себе не создает оруденения, но высокодифференцированные породы благоприятны как источник рудного вещества. Например, если сравнить граниты хребтов Иныльчек и Терской-Алатау (см. рис. 14), то первые более перспективны на бериллиевое оруденение из-за большей дифференцированности. Еще более благоприятные условия создаются, когда высокая дифференцированность сочетается с положительной специализацией, как, в частности, на олово в гранитах хр. Иныльчек.

Возможны и иные пути образования редкометалльного оруденения, связанного с гранитами. Установлено, что по сравнению с водой растворимость  $\text{CO}_2$  в кислом расплаве значительно ниже и с понижением температуры и давления она еще больше уменьшается [54, 90, 128]. В некоторых случаях происходила дегазация кристаллизующейся магмы с выделением во вмещающие породы водно-углекислого флюида [55]. Последний экстрагировал из расплава другие летучие (F, Cl), щелочи и редкие элементы. При участии этого флюида во вмещающих породах могли образовываться щелочные метасоматиты с редкометалльным оруденением [74]. Такой путь с помощью модели тантало-ниобиевого оруденения в эгирин-рибекит-микроклин-альбитовых метасоматитах был рассмотрен в книге [2]. Остаточный расплав, обогащенный  $\text{CO}_2$ , при кристаллизации магмы мог обособляться и внутри интрузий, а при тектонических осложнениях выделяться в трещины, давая начало гранитным пегматитам, по представлениям К.А. Власова [31, 32]. Этот путь также ведет к образованию редкометалльного оруденения.

Месторождения элементов сидерофильного парагенезиса с гранитами не образуются. Для халькофильных элементов известны некоторые типы месторождений, связанные с гранитоидами: молибден-халькопиритовый, ассоциирующий с габбро-диорит-гранодиоритовой и диорит-гранодиорит-монцонитовой формациями, галенит-сфалеритовый в скарнах и жильного типа [39]. На халькофильных элементах остановимся подробнее.

При кристаллизационной дифференциации медь относилась к спутникам сидерофильного парагенезиса и накапливалась в ранних дифференциатах, свинец относился к спутникам литофильного парагенезиса с обогащением поздних дифференциатов. У молибдена проявлялось слабое тяготение к литофильному парагенезису, цинк был нейтральным. В разных районах он мог примыкать как к литофильному, так и сидерофильному парагенезису. Соответственно можно принять, что показатель распределения у меди был несколько выше 1, у свинца и молибдена несколько ниже 1, а у цинка

примерно равен 1. Геохимическая специализация на халькофильные элементы отмечается в основном на стадии формирования гранитоидов внутри отдельных регионов [3].

Как в региональных, так и в локальных объектах между халькофильными элементами чаще всего встречается низкая корреляция. Но это не означает, что между ними связи не существовало. Просто она была разнородной, и при наложении разных комбинаций корреляция понижалась. В табл. 73 приведены матрицы парных коэффициентов корреляции для халькофильных элементов, выделенные из матрицы глобального масштаба (см. табл. 2), а также из матриц ташкоринских, иньльчекских и суходольских гранитов хр. Иньльчек (см. табл. 55-57), и рассчитанные на их основе факторные нагрузки.

Т а б л и ц а 73

Матрицы парных коэффициентов корреляции и факторных нагрузок халькофильных элементов

Mo	Pb	Zn	Cu	lg	F <sub>1</sub>	F <sub>2</sub>	F <sub>3</sub>	F <sub>4</sub>
Глобальный масштаб								
1,00	(0,06)	0,12	0,28	Mo	0,66	0,48	-0,38	-0,44
637*	1,00	0,15	-0,22	Pb	-0,42	0,69	-0,46	0,37
546*	769*	1,00	0	Zn	(0,05)	0,72	0,69	0
423*	483*	449*	1,00	Cu	0,84	(-0,07)	(0,02)	0,53
				V, %	33,2	30,6	20,9	15,3
Ташкоринские граниты (n = 30; r <sub>Bкр</sub> = ω <sub>кр</sub> = 0,35)								
1,00	-0,15	0,11	-0,09	Mo	0,21	0,76	0,59	-0,13
	1,00	0,23	-0,03	Pb	0,38	-0,73	0,50	-0,27
		1,00	-0,41	Zn	0,85	-0,04	0,04	0,52
			1,00	Cu	-0,76	-0,19	0,46	0,41
				V, %	37,4	29,0	20,3	13,3
Иньльчекские граниты (n = 31; r <sub>Bкр</sub> = ω <sub>кр</sub> = 0,34)								
1,00	0,32	0,25	0,03	Mo	0,45	0,70	-0,55	0,12
	1,00	0,16	0,14	Pb	0,46	0,65	0,61	-0,04
		1,00	0,72	Zn	0,89	-0,27	-0,14	-0,34
			1,00	Cu	0,82	-0,45	0,11	0,33
				V, %	46,9	29,5	17,5	6,1
Суходольские граниты (n = 35; r <sub>Bкр</sub> = ω <sub>кр</sub> = 0,32)								
1,00	0,20	0,45	0,18	Mo	0,75	0,32	-0,46	-0,35
	1,00	0,08	-0,18	Pb	0,15	0,87	0,46	-0,05
		1,00	0,38	Zn	0,85	-0,02	0	0,53
			1,00	Cu	0,62	-0,57	0,45	-0,29
				V, %	42,3	29,7	15,7	12,3

\* Число парных корреляций.

Обращает на себя внимание, что если с одним фактором между парой каких-либо элементов существует положительная связь, то с другим фактором связь между ними уже отрицательная. Например, в глобальном масштабе с  $F_1$  между  $Mo$  и  $Cu$  связь положительная, с  $F_4$  — отрицательная; у  $Pb$  и  $Zn$  с  $F_2$  связь положительная, а с  $F_3$  — отрицательная. Такая же картина наблюдается у ташкоринских и иньльчекских гранитов.

Другая особенность состоит в том, что в тесно связанных между собой гранитах хр. Иньльчек сочетания корреляционных связей заметно различаются. Например, если взять высокие факторные нагрузки, то с  $F_1$  в ташкоринских гранитах цинк и медь выступают как антиподы, в иньльчекских гранитах они парагенны, в суходольских гранитах с ними в парагенезисе находится также молибден (см. табл. 73).

Чтобы выяснить смысл факторов, нужны специальные исследования. Не исключено, что халькофильные элементы смогут быть индикаторами геохимических условий.

Привычная для геологов общность халькофильных элементов вызвана образованием в постмагматическую стадию устойчивых сульфидов. В высокотемпературной области, где сульфиды не характерны, сродство между халькофильными элементами ослабевает и на передний план выступает их заметное различие по химическим свойствам. Медь относится к первой группе периодической системы, цинк — ко второй, свинец — к четвертой,  $Mo$  — шестой. Соответственно у них разная валентность, отличаются они по окислительно-восстановительным свойствам, амфотерности гидроксидов, по величинам ионных радиусов, по изоморфизму с другими элементами и накоплению в породообразующих и акцессорных минералах. Эти различия способствуют разобщению халькофильных элементов.

В магматическую стадию месторождения халькофильных элементов, связанные с гранитоидами, не образуются, да и в самих гранитах их рудные тела не типичны. Основной интерес гранитоиды представляют как источник рудного вещества, на что и обратим внимание.

Экспериментальными исследованиями [102, 117, 118, 122, 130] установлено, что водно-солевые растворы могут экстрагировать из гранитного расплава халькофильные элементы в количествах, достаточных для образования месторождений. Такой путь мобилизации рудных элементов возможен. Только бросается в глаза большой перепад между температурой выделения флюида и температурой образования сульфидных месторождений. Вряд ли процесс мог быть одноэтапным, а признаки многоэтапности не проявлены. Пожалуй, в основном источником халькофильных элементов граниты становились в постмагматическую стадию после своего формирования. В связи с этим обратимся к книге Л.В. Таусона [107], где данный вопрос детально исследован.

Л.В. Таусон выделяет три формы нахождения рудных элементов в гранитоидах. Одна часть элементов входит как изоморфная примесь в породообразующие и акцессорные минералы. Другая часть приурочена к поро-

дообразующим и аксессуарным минералам, но кристаллохимически с ними не связана, находясь в сорбированной форме. Третья часть рудных элементов образует в породах микроскопические и субмикроскопические выделения собственных минералов.

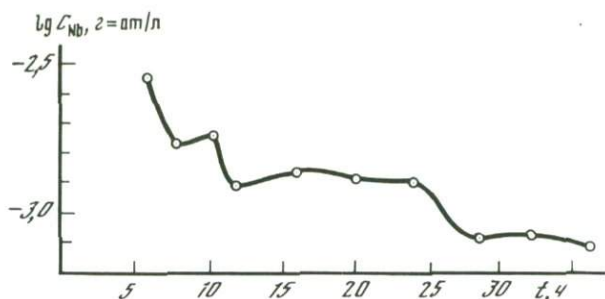
Для освобождения той части элементов, что в виде примеси изоморфно входит в минералы, и перевода ее в растворы требуется разложение минералов. Иногда изоморфные смеси с изменением условий, в частности с понижением температуры, могут становиться неустойчивыми, что приводит к выделению части элементов из решетки.

Существенным источником рудного вещества являются сорбированные формы и микроскопические выделения собственных минералов рудных элементов. Химический анализ в сочетании с микрорадиографией показали, что из кварца и полевых шпатов при обработке их углекислым аммонием или слабой соляной кислотой выщелачивается от 80 до 100% содержащегося в них урана. В биотитах встречались микроскопические выделения урановых минералов, разлагавшиеся смесью концентрированной  $\text{HCl}$  и  $\text{H}_2\text{O}_2$  с выщелачиванием урана без разложения присутствовавшего циркона. Высказано предположение, что в последнем случае выщелачиваемый уран принадлежал силикату урана или уран-ториевым минералам типа ураноторита. При обработке гранитов слабой  $\text{HCl}$  (1 : 50 по объему) выщелачивалось от 27 до 51 % свинца (8 проб) и от 67 до 94 % цинка (6 проб). Выщелачивался также молибден, причем до 20 % при обработке гранитов  $\text{H}^+$  раствором  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ .

В физико-химическом анализе по устойчивости выделяются три типа твердых фаз: стабильная, метастабильная и лабильная. Если фаза обладает наибольшей устойчивостью и не изменяется в присутствии других фаз того же вещества, то она называется стабильной. Если фаза в какой-то области сама по себе устойчива, но становится неустойчивой в присутствии других фаз того же вещества, то она относится к метастабильным. Если фаза неустойчива даже в отсутствии других фаз, то она носит название лабильной [14].

Очередность образования фаз подчиняется закону последовательных ступеней. Этот закон утверждает, что "если при каком-нибудь процессе вещество может образовываться в разных формах, то сначала образуется наименее устойчивая форма, которая затем может превратиться в самую устойчивую, проходя через формы промежуточной устойчивости, если таковые существуют" [14. С. 42]. Установлено, что менее устойчивая форма обладает большей растворимостью, чем более устойчивая.

Закон последовательных ступеней проиллюстрируем серией экспериментов с ниобием, описанной в книге [2]. Опыты проводились в системе с гидроксидом ниобия -  $\text{Nb}_2\text{O}_5 \cdot 3,5\text{H}_2\text{O}$  и рабочим раствором  $0,3\text{M K}_2\text{CO}_3 + 0,3\text{M KNO}_3 + 0,3\text{M KCl}$  при температуре  $240^\circ$  и давлении  $500 \text{ кг/см}^2$ . Опыты различались между собой лишь продолжительностью. Результаты в кратком изложении таковы (рис. 20).



Р и с. 20. Зависимость концентрации ниобия от продолжительности опытов [2]

В самом начале опытов вместо гидроксида ниобия образовывались стабильный калиевый ниобат и метастабильные карбонат-ниобаты калия. С увеличением продолжительности опытов калиевый ниобат не изменился, карбонат-ниобаты претерпевали изменения. Происходил переход от менее устойчивых к более устойчивым карбонат-ниобатам. Первая ступенька ( $C_{Nb} = 0,170$  г/л) характеризует растворимость раннего наименее устойчивого карбонат-ниобата, вторая ( $C_{Nb} = 0,125$  г/л) — следующего по устойчивости и т.д. Было поставлено несколько опытов продолжительностью от 40 до 100 ч, которые показали, что с увеличением времени  $C_{Nb}$  понижалась и вместе с этим появлялись новые более длинные ступеньки.

В рассматриваемых экспериментах изначально имелась твердая фаза ниобия в виде гидроксида. Представим себе систему, в которой ниобий находится только в растворе в виде комплексных соединений. Если при изменении условий происходило осаждение ниобия, то исходя из экспериментов и закона последовательных ступеней, первыми должны были появиться метастабильные фазы. И лишь впоследствии они преобразовывались в стабильные ниобаты. Такой порядок характерен вообще для элементов, образующих в растворах сложные комплексные соединения.

Изолированные от раствора метастабильные фазы могут оставаться неизменными. Поэтому есть основание считать, что описанные Л.В. Таусоном легко растворимые сорбированные формы представляют метастабильные фазы, захороненные в породообразующих и акцессорных минералах. Частично метастабильные фазы успевают превратиться в стабильные собственные минералы элементов, которые встречаются в виде микровключений.

Можно предположить, что в позднемагматическую стадию при завершении формирования гранитов стабильные формы рудных элементов возникали не только в виде микровключений, но и в виде акцессорных минералов, впоследствии становившихся неустойчивыми. Изменение стабильности как породообразующих, так и акцессорных минералов с изменением условий —

явление широко распространенное в природе. Мы встречаем зерна плагиоклаза, внешняя часть которых сложена кислым плагиоклазом, а внутренняя — полностью соспиритизированным более основным плагиоклазом. В альбитизированных гранитах наблюдаются зерна циркона, где собственно циркон сохранился в ядре и заместился изотропным циртолитом (малаконом) в краевых частях. Циртолит образуется и независимо от циркона. При опытах в высокотемпературной области нередко встречаются несопоставимые с известными минералами стабильные фазы, которые могли бы служить прообразом аксессуарных минералов рудных элементов на ранней стадии процесса. Для краткости назовем такие минералы раннестабильными. Если вернуться к литионит-альбитовым гранитам, то для III этапа характерен танталит-колумбит, для IV — микролит и танталит. Что касается II этапа, то вопрос остается открытым. Вполне возможно образование раннестабильного тантало-ниобата, при разложении которого, сопровождавшемся перераспределением ниобия и тантала, развивался танталит-колумбит.

Такие раннестабильные минералы, как и метастабильные соединения, могли быть источником рудного вещества, причем сравнительно доступным для разложения и выщелачивания. В изучении раннестабильных минералов немаловажную роль может сыграть высокотемпературный эксперимент с определением полей устойчивости не только типичных рудных, но и неустановленных в природе минералов.

Сравнение локальных объектов во второй части книги показало на отсутствие надежной связи парагенезисов элементов с определенными парагенезисами минералов, что вызвано прежде всего вариациями содержания метастабильных форм редких и рудных элементов в породообразующих минералах разных объектов. В глобальном масштабе эти вариации нивелируются и на первый план выступает кристаллохимическая связь элементов с минералами.

Книга Л.В. Таусона [107] опубликована в 1961 г. К сожалению, с тех пор в исследовании форм нахождения редких и рудных элементов в гранитах сделано мало, а в определении состава этих форм продвижения почти не было. При изучении рудоносности гранитоидов большое внимание уделялось сравнению в них содержания элементов, что необходимо, но недостаточно. Без знания состава и свойств рудного вещества, находившегося в гранитах, когда они были источником, вряд ли возможно удовлетворительное решение вопроса.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

I. Геохимические факторы определяют распределение элементов в породах. Они связаны и отражают влияние физико-химических и геологических (петрологических, тектонических и др.) факторов. Физико-химические факторы характеризуют химическую сторону процессов, от геологических факторов зависят место, время и интенсивность последних.

Кроме того, геологические условия ставят ограничения на образование соединений элементов в расплавах, растворах и твердых фазах (например, в гранитоидах  $Si > Al$ ;  $Ti > Nb$ ; среди форм переноса развиты углекислые, хлоридные, фторидные и отсутствуют азотокислые и органические). Физико-химические и геологические факторы влияют не только на распределение элементов, с ними связаны и другие явления, поэтому они не тождественны геохимическим факторам. Физико-химические и геологические факторы взаимосвязаны, но в исследовательской работе нередко бывает целесообразным их разделять, акцентируя внимание на первых или на вторых. Геохимические факторы можно охарактеризовать и установить их смысл с помощью парагенетических ассоциаций элементов.

2. Распределение элементов в гранитоидах зависит от многих факторов, причем локальные объекты по роли отдельных факторов могут заметно различаться. При переходе к более крупным объектам, таким, как комплексы гранитоидов или гранитоиды региона, влияние частных факторов обычно нивелируется, а влияние постоянно действующих общих факторов возрастает. Факторы, определяющие распределение элементов в глобальном масштабе, являются наиболее общими, хотя в локальных объектах их влияние может быть второстепенным.

Геологические факторы тесно связаны с конкретными геологическими объектами и по своему содержанию варьируют, как варьируют и сами объекты. Физико-химические свойства элементов не зависят от места и времени, они одинаковы, как в геологических, так и в промышленных или лабораторных условиях, что позволяет проводить экспериментальное моделирование. Факторы, связанные с физико-химическими свойствами элементов, являются наиболее общими.

3. Ведущим фактором в распределении большинства редких и рудных элементов, если формирование гранитоидов рассматривать в крупных масштабах (глобальном, региональном), является кристаллизационная дифференциация. Это объясняется тем, что интрузивные гранитоиды образовались при кристаллизации расплава, а поведение элементов определялось особенностями их распределения между расплавом и выкристаллизовавшейся породой, т.е. величинами комбинированных коэффициентов распределения ( $K_D$ ).  $K_D$  представляет отношение концентрации элемента в образующейся твердой фазе к концентрации элемента в расплаве, который реагирует с твердой фазой.

При моделировании кристаллизационную дифференциацию можно охарактеризовать с помощью простой модели фракционной кристаллизации Релея. В геологических условиях кристаллизационная дифференциация проходила сложнее, с перерывами, повторным плавлением и т.п., но у ряда элементов на всех этапах  $K_D$  оставался ниже 1, и эти элементы накапливались в поздних дифференциатах, у других —  $K_D$  был устойчиво выше 1 и эти элементы обогащали ранние гранитоиды.

4. С кристаллизационной дифференциацией связаны два парагенезиса-антипода: литофильный и сидерофильный. К первому относятся -  $\text{Li}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Cs}$ ,  $\text{Be}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{W}$ ,  $\text{Sn}$ , ко второму -  $\text{Tl}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ . У элементов литофильного парагенезиса  $K_2O$  устойчиво оставался ниже 1, и они накапливались в поздних дифференциатах, у элементов сидерофильного парагенезиса  $K_2O$  был выше 1, и они накапливались в ранних дифференциатах. Практика и расчеты на модели показывают, что дифференцированность гранитов характеризует отношение  $K : Rb$ . С повышением дифференцированности это отношение уменьшается, и наоборот, с понижением дифференцированности оно увеличивается. В среднем для гранитоидов  $K : Rb = 195$ .

5. Из остальных элементов в глобальном масштабе  $\text{F}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{U}$ ,  $\text{Th}$ ,  $\text{Ga}$ ,  $\text{Tl}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Pb}$  являлись спутниками литофильного парагенезиса;  $\text{Cu}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{P}$  - спутниками сидерофильного парагенезиса;  $\text{Zn}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{B}$  - нейтральными по отношению к кристаллизационной дифференциации. В регионах состав спутников и нейтральных элементов мог несколько видоизменяться.

В отдельных массивах - поздних дифференциатах - влияние кристаллизационной дифференциации выражалось в образовании вертикальной зональности. Сидерофильный парагенезис при низких содержаниях и рассеивании элементов распадался. При выносе некоторых литофильных элементов (чаще всего  $\text{Be}$  и  $\text{W}$ ) они выпадали из литофильного парагенезиса.

6. В ходе кристаллизационной дифференциации элементы литофильного парагенезиса накапливались в остаточном расплаве совместно с летучими компонентами ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{CO}_2$ ). Сходные по физико-химическим параметрам условия могли возникать при анатектической гранитизации метаморфических пород с активным участием летучих компонентов. Обогащение анатектитов редкими и рудными элементами в таких случаях зависело не от кристаллизационной дифференциации, а прежде всего от содержания элементов в исходных породах и активности летучих.

7. Среди петрогенных элементов также выделяются два парагенезиса-антипода, характеризующие противоположность кислых и основных гранитоидов: I -  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  со спутником  $\text{Na}_2\text{O}$  и II -  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ . Первый из них назовем кислотным, а второй - основным парагенезисом. Более кислые гранитоиды тяготеют к поздней, а более основные - к ранней стадии кристаллизационной дифференциации. Соответственно кислотный парагенезис обычно бывает аналогом литофильного, а основной - сидерофильного.

8. Обогащение или обеднение отдельных объектов теми или иными элементами может быть связано не только с кристаллизационной дифференциацией, но и с геологическими особенностями объектов, т.е. с геологическими факторами. Геохимическая специализация была рассмотрена как результат воздействия разных факторов, исключая кристаллизационную дифференциацию. В книге приводятся примеры специализации гранитоидов

регионов, комплексов, массивов. В частности, положительно специализированы на Sn и В гранитоиды Южного Памира, отрицательно на Sn – гранитоиды Урала, положительно специализирован на Zr и Nb улканский комплекс на Дальнем Востоке, на Sn – гранитоиды хр. Иньльчек (Южный Тянь-Шань), на Zn и Mo – Коростеньский массив (Украинский кристаллический щит) и т.п.

Геохимическая специализация может быть связана с неоднородностью земной коры по распределению редких и рудных элементов, с различиями в генезисе гранитоидов (палингенный интрузивный магматизм, ультраметаморфизм, воздействие мантийных основных магм), с различиями в кислотности–щелочности расплавов и т.п.

9. В глобальном и региональном масштабах кристаллизационная дифференциация наибольшее влияние оказала на распределение литофильных элементов, примерно равное с кристаллохимическим и геологическими факторами – на распределение сидерофильных элементов и незначительное – на распределение халькофильных элементов, циркония и бора. В связи с геологическими факторами литофильный и сидерофильный парагенезисы не выступают как антиподы. Происходит образование новых парагенетических ассоциаций.

10. К физико–химическим факторам, влиявшим на распределение элементов, относится кислотность–щелочность кристаллизовавшегося расплава, в связи с чем литофильный парагенезис распадается и литий с оловом выступают как антиподы ниобия. В отдельных массивах встречается парагенезис Zr и Nb со спутниками Th, Y, Ti, отражающий щелочные условия формирования гранитоидов.

11. От гранодиоритов к гранитам и далее к лейкократным гранитам усиливается дифференцированность и соответственно увеличивается содержание элементов литофильного парагенезиса и уменьшается содержание элементов сидерофильного парагенезиса.

Среди формационных типов преобладают гранодиорит–гранитный и гранит–лейкогранитный. Содержание элементов в них определяется дифференцированностью и соотношением петрографических типов гранитоидов. На содержание элементов в габбро–гранодиоритовом, сиенит–граносиенит–гранитном и мигматит–гранитоидном формационных типах, кроме того, оказывают влияние особые условия их формирования.

Гранитоиды разных тектоно–магматических циклов по дифференцированности различаются незначительно, поэтому на первый план выступает их геохимическая специализация, в частности, на территории Советского Союза и Монголии отмечается тенденция к обогащению протерозойских гранитоидов цирконием и цинком, альпидов – литием, бериллием, оловом и бором.

12. В локальных масштабах ведущие факторы характеризуют преимущественно неоднородность гранитоидов. Неоднородность выражается в неравномерном распределении породообразующих минералов, а также редких и рудных элементов, как в разных частях того или иного массива,

так и в сравнительно мелких участках. В конкретных случаях удается связать парагенезисы элементов с парагенезисами минералов, но в масштабах региона устойчивой связи определенных парагенезисов элементов и минералов не устанавливается. Можно лишь отметить тяготение ассоциаций с наибольшим количеством элементов к парагенезисам минералов, включающим биотит, но состав этих ассоциаций от массива к массиву видоизменяется.

13. Отсутствие устойчивой связи между парагенезисами элементов и минералов при сравнении массивов во многом объясняется формами нахождения редких и рудных элементов в гранитоидах. Можно выделить три формы: а) изоморфное вхождение в минералы, б) метастабильные соединения, захороненные в минералах в) стабильные образования (акцессорные минералы), причем они могут быть стабильными при формировании гранитов, но впоследствии разлагаться или замещаться. Особенности распределения и концентрации двух последних форм во многом случайные, вызывают неравномерность в распределении редких и рудных элементов в породах.

В конкретных объектах, вероятно, можно найти закономерность в распределении метастабильных и стабильных форм и использовать ее в качестве поискового признака. С переходом к глобальному масштабу разнообразное влияние метастабильных и стабильных форм нивелируется, а влияние кристаллохимических свойств, как постоянно действующего фактора, усиливается.

14. Граниты являются важным источником многих редких и рудных элементов. В магматическую стадию происходило накопление последних в результате кристаллизационной дифференциации и под воздействием других факторов, приводивших к положительной геохимической специализации. Промышленное оруденение формировалось в постмагматическую стадию.

Рудный процесс был связан с: а) выделением остаточного расплава, обогащенного летучими и рудными компонентами, в трещины и камеры с последующим образованием пегматитов, б) накоплением остаточного расплава в апикальных частях интрузий, образованием там альбитовых гранитов и с их аутометасоматическими изменениями, в) дегазацией кристаллизующейся магмы и выделением рудоносного водноуглекислого флюида, г) с выщелачиванием рудного вещества из сформировавшихся гранитов.

15. Для рудообразования типична многоэтапность. От этапа к этапу происходит смена ведущих факторов, соответственно изменяются парагенезисы элементов, увеличивается содержание рудных компонентов. При разработке поисковых признаков необходимо учитывать эволюцию геохимических факторов, в частности, поисковые признаки в масштабах региона и отдельных месторождений будут различаться. Этапность рудообразования для элементов литофильного парагенезиса была рассмотрена на примере тантало-ниобиевого оруденения в литионит-альбитовых гранитах.

16. Для халькофильных элементов (Mo, Pb, Zn, Cu) в магматическую стадию, когда сульфиды не образовывались, на первый план выступало различие в их химических свойствах. С разными факторами встречаются разные сочетания халькофильных элементов, а наложение факторов приводит к понижению корреляции между ними. Устойчивые парагенезисы халькофильных элементов складывались в постмагматическую стадию с образованием сульфидного оруденения.

17. При факторном и парагенетическом анализе существенную роль играла математическая обработка большого количества химических анализов, определенным образом подготовленных. Но главным и наиболее сложным была интерпретация статистических факторов и корреляционных связей между элементами, направленная на выявление геохимических факторов, влиявших на распределение элементов и рудообразование. С этой целью были использованы парагенетические ассоциации элементов и разработаны некоторые приемы, описанные в книге. Парагенезисы элементов содержат больше информации по сравнению с отдельными элементами и их отношениями.

Автор рассчитывает, что изложенный в книге материал будет представлять интерес для исследователей, занимающихся изучением гранитоидов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Александров И.В. Натровый метасоматоз в Криворожье // Геохимия щелочного метасоматоза. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 74-151.
2. Александров И.В. Модели эндогенного тантало-ниобиевого оруденения. М.: Наука, 1973. 148 с.
3. Александров И.В. К геохимии редких и рудных элементов в гранитоидах. М.: Наука, 1980, 200 с.
4. Александров И.В. Парагенетические ассоциации редких и рудных элементов в гранитоидах и особенности корреляционного анализа при изучении парагенезиса элементов в многокомпонентных системах // Геохимия. 1984. № II. С. 1689-1696.
5. Александров И.В. Относительно определения комбинированных коэффициентов распределения в гранитоидах // Там же. 1986. № I. С. 120-123.
6. Александров И.В. Влияние отдельных факторов на распределение элементов в гранитоидах Кюного Памира // Там же, 1987. № 7. С. 978-987.
7. Александров И.В. Минералого-геохимические факторы, влияющие на распределение редких элементов в литонит-альбитовых гранитах // Там же. 1988. № II. С. 40-48.
8. Александров И.В., Галлямов Р.М. Роль минералого-геохимических факторов в распределении редких и рудных элементов в гранитоидах // Там же. 1987. № 4. С. 499-508.
9. Александров И.В., Косилина Н.П. Минералого-геохимические факторы, определяющие распределение редких элементов в литонит-альбитовых гранитах Восточной Сибири // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 135-142.
10. Александров И.В., Ларичева О.О. Содержание рублидия и отношения  $K:Rb$  и  $Na:Rb$  как показатели танталонности гранитов // Геохимия. 1976. № 2. С. 256-263.
11. Александров И.В., Ларичева О.О. К геохимии тантала и ниобия в гранитоидном процессе // Там же. 1977. № 9. С. 1327-1337.
12. Александров И.В., Соловьева Н.В. Влияние отдельных факторов на распределение редких и рудных элементов в гранитоидах // Там же. 1986. № 6. С. 787-795.
13. Амшинский Н.Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая). Новосибирск: СНИИТИМС, 1973. 200 с.
14. Аносов В.Я., Озерова М.И., Филалков Ю.Я. Основы физико-химического анализа. М.: Наука, 1978. 504 с.

15. Антипин В.С. Петрология и геохимия гранитоидов различных фаций глубинности. Новосибирск: Наука, 1977. 160 с.
16. Антипин В.С. Схема мезозойского магматизма Джидинского района // Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: СибГЕОХИ, 1977. С. 60-65.
17. Антипин В.С., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. М.: Наука, 1984. 253 с.
18. Антонов А.Ю. К геохимии мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: СибГЕОХИ, 1966. С. 71-74.
19. Базаров Л.Ш., Косалс Я.А., Сенина В.А. Температурные условия формирования пиннальдит-амазонит-альбитовых апогранитов // Докл. АН СССР. 1972. Т. 203, № 3. С. 685-688.
20. Байбулатов Э.Б., Боконбаев К.Д., Сабельников С.Е., Соломович Л.И. Гранитоиды восточной части Южного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1973. 242 с.
21. Балицкий В.С., Комова В.В. Влияние физико-химических факторов на интенсивность и скорость процесса замещения микролина альбитом // Геохимия. 1971. № 3. С. 322-339.
22. Барсуков В.Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 150 с.
23. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
24. Белонин М.Д., Голубева В.А., Скублов Г.Т. Факторный анализ в геологии. М.: Недра, 1982. 270 с.
25. Беляев А.М., Львов Б.К. Минералого-геохимическая специализация гранитов рапакиви Салминского массива // Вестн. ЛГУ. Сер. 4, Геология. 1981. № 6, вып. 1. С. 15-24.
26. Беус А.А., Беренгилова В.В., Грабовская Л.И., Кочемасов Г.Г. Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов. М.: Недра, 1968. 264 с.
27. Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 196 с.
28. Бузукова Н.Г. Изучение редкометалльных гранитоидов и геологические методы поисков связанных с ними месторождений. Л.: Наука, 1986. 144 с.
29. Вернадский В.И. Парагенезис химических элементов в земной коре // Избр. соч. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1. С. 395-410.
30. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1963. № 7. С. 555-571.
31. Власов К.А. Генезис редкометалльных гранитных пегматитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 5. С. 54-71.
32. Власов К.А. Факторы образования различных типов редкометалльных гранитных пегматитов // Там же. 1956. № 1. С. 65-89.
33. Воронцов А.Е. Нижнепалеозойские гранитоиды Гугульминского интрузивного комплекса и их главные геохимические особенности // Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. С. 216-249.
34. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы / Под ред. Н.Л. Добрецова, Э.П. Изоха. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.
35. Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1968. Т. 3. 640 с.

36. Геотектогенны Казахстана и редкометальное оруденение. Алма-Ата: Наука, 1973. Т. 2. 000 с.
37. Геохимическая специализация магматических и метаморфических комплексов докембрия Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1978. 148 с.
38. Г о в о р о в И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 252 с.
39. Горжевский Д.И., Макеева И.Т. Рудные формации. М.: ВИНТИ, 1986. 124 с. (Итоги науки и техники. Руд. месторождения; Т. 16).
40. Горлицкий Б.А. Распределение малых элементов и проблемы металлогении осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1970. 164 с.
41. Горцевский А.А. Геохимические особенности некоторых осадочных, метаморфических и интрузивных пород районов развития докембрия в Центральном Казахстане // Геохимия. 1977. № 10. С. 1567-1581.
42. Грабежев А.И. Распределение фтора в гранитах различной степени редкометальной продуктивности // Редкие элементы в гранитоидах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 3-23.
43. Грабежев А.И. Ниобий, тантал и олово в гранитах различной степени редкометальной продуктивности // Там же. С. 24-42.
44. Грабежев А.И., Вигорова В.Г., Чашукина В.А. Основные геохимические особенности гранитных массивов Восточно-Уральского поднятия // Геохимия. 1981. № 4. С. 596-611.
45. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / Отв. ред. И.В. Бельков. Л.: Наука, 1978. 264 с.
46. Гранитоидные формации Украинского щита / Под ред. Н.П. Щербака. Киев: Наук. думка, 1984. 202 с.
47. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 420 в.
48. Дорошенко Н.И., Синайский С.А., Ставицкий В.А. Условия локализации оловянного оруденения в Сарыжазском рудном районе // Сов. геология. 1970. № 11. С. 102-115.
49. Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.; Л.: Наука, 1965. 204 с.
50. Залашкова Н.Е. Зональность метасоматически измененных танталосодержащих гранитов (апогранитов) // Минералого-геохимические и генетические особенности редкометальных апогранитов. М.: Наука, 1969. С. 5-29.
51. Иванов В.С., Бурьянова И.З., Залищак Б.Л. Гранитоиды и монцититоиды рудных районов Приморья. М.: Недра, 1980. 160 с.
52. Иванова Г.Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. М.: Наука, 1976. 260 с.
53. Йереског К.Р., Клован Д.И., Реймент Р.А. Геологический факторный анализ. Л.: Недра, 1980. 224 с.
54. Кадик А.А., Луканин О.А., Лебедев Э.Б., Коровушкина Э.Е. Растворимость воды и углекислоты в магматических расплавах кислого и основного состава // Докл. АН СССР, 1973. Т. 210, № 2. С. 449-451.
55. Кадик А.А., Эгглер Д.Х. Режим воды и углекислоты при образовании и дегазации кислых магм // Геохимия. 1976. № 8. С. 1167-1175.

56. Казмин В.Н., Чернопольский Ю.А., Шульга В.М., Глухан И.В. Средние содержания некоторых малых элементов в главных типах гранитоидов Центрального Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1977. № 4. С. 16-38.
57. Карта магматических формаций СССР, м-б 1:2500000: Крат. объясн. зап. Л.: Мингео СССР: ВСЕГЕИ, 1971. 88 с.
58. Каталог интрузивных массивов Узбекистана / Под ред. Н.Х. Хамрабаева. Ташкент: Фан, 1975. 260 с.
59. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
60. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 208 с.
61. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты - субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 126 с.
62. Коваль П.В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск: Наука, 1975. 258 с.
63. Коваль П.В., Гвождяра П., Спудил Й., Цыпук Ю.П., Хован М. Геохимия и рудоносность гранитоидов Восточного Хэнтя (МНР) // Ежегодник СибГЕОХИ. Иркутск, 1976. С. 31-41.
64. Коваль П.В., Цыпук Ю.П. Новые данные по магматизму Хэнтейского поднятия (МНР) // Ежегодник СибГЕОХИ. Новосибирск: Наука, 1976, С. 26-31.
65. Козлов В.Д. Геология и геохимия палеозойских гранитоидов Ундино-Газимуровского района // Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. С. 48-96.
66. Козлов В.Д., Свадковская Л.Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1977. 254 с.
67. Козлов В.Д., Свадковская Л.Н., Карпов И.К. Слюды магматитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. С. 16.
68. Козырев В.В., Ежов Ю.Б., Левченко И.В. Редкие элементы и акцессорные минералы в интрузивных комплексах Срединного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1972. 300 с.
69. Косалс Я.А. Геохимия амазонитовых гранитов. Новосибирск: Наука, 1976. 190 с.
70. Косалс Я.А. Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск: Наука, 1976. 232 с.
71. Косалс Я.А. Редкие элементы и фтор в породах куналейской вулканоплутонической ассоциации Западного Забайкалья // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242, № 3. С. 696-700.
72. Крамбейн У., Грейбилл Ф. Модели в геологии. М.: Мир, 1969. 398 с.
73. Крестин Е.М., Афонин В.В. Основные черты петрографии и геохимии гранитоидных образований Курской магнитной аномалии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51, № 1, вып. 1. С. 89-99.
74. Кудрин В.С., Кудрина М.А., Шурига Т.Н. Редкометалльные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. 1965. 147 с. (Геология месторождений ред. элементов; Вып. 125.)
75. Кузьмин М.И., Антипин В.С. Геохимическая характеристика мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья // Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. С. 132-185.

76. Кузьмин М.И., Антонов А.Ю. Геохимия мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия. 1980. № 7. С. 1018-1030.
77. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 385 с.
78. Личак И.Л. Петрология Коростеньского плутона. Киев: Наук. думка, 1983. 246 с.
79. Луговской Г.П., Матис В.В., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Строение массивов редкометальных гранитов и особенности их генезиса // Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972. С. 131-161.
80. Львов Б.К., Полянский Е.А. Редкие элементы в гранитоидах Джабек-Суундукской группы массивов на Южном Урале // Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. Т. 2. С. 96-114.
81. Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972. 200 с.
82. Ляхович В.В. Факторы рудогенерирующей способности гранитоидов. М.: Наука, 1983. 256 с.
83. Марин Ю.Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 144 с.
84. Марин Ю.Б., Скублов Г.Т., Ванштейн Б.Г. Петрохимическая эволюция фанерозойских гранитоидных формаций // Зап. ВМО. 1978. Вып. 6. С. 650-668.
85. Металиди С.В., Нечаев С.В. Суцано-Пержанская зона. Киев. Наук. думка, 1983. 136 с.
86. Минеев Д.А. Геохимия апогранитов и редкометальных метасоматитов Северо-Западного Тарбагатая. М.: Наука, 1966. 164 с.
87. Минеральный и химический состав ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана / Под ред. Г.Н. Щербы, Р.Н. Мальковой. Алма-Ата: Наука, 1976. 196 с.
88. Могаровский В.В., Мельниченко А.К. Редкие литофильные элементы магматических пород Зеравшанско-Гиссарской зоны. Душанбе: Донш, 1977. 17 с.
89. Москалева В.Н., Шаталов Е.Т. Типы петрографических провинций СССР. М.: Недра, 1974. 168 с.
90. Наумов В.Б., Коваленко В.И. Характеристика главных летучих компонентов природных магм и метаморфических флюидов по данным изучения включений в минералах // Геохимия, 1986. № 5. С. 590-600.
91. Недашковский П.Г. Петрогеохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. 204 с.
92. Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлоносность. М.: Наука, 1974. 224 с.
93. Петрова З.И. Петролого-геохимическая характеристика Джидинского интрузивного комплекса // Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. С. 5-47.
94. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая / Под ред. Р.Б. Баратова. Душанбе: Донш, 1978. 344 с.
95. Попов А.А. Синтез мусковита и парагонита при температурах 350-500° // Геохимия, 1967. № 10, С. 1064-1070.
96. Пятенко И.К., Ситнин А.А., Лавриненко А.Ф. Геохимические особенности метасоматически измененных гранитоидов Приазовья // Сов. геология. 1966. № 12, С. 81-88.

97. Редкометалльные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1974. 240 с.
98. Розанов К.И., Минеев Д.А. Геохимическая характеристика докембрийских гранитоидов Приазовья // Геохимия. 1973, № 2, С. 238-249.
99. Рыженко Б.Н. Основные закономерности термодинамики электролитической диссоциации и растворимости в гидротермальных растворах: Автореф. дис. ... д-ра хим. наук. М., 1976. 40 с.
100. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
101. Рябчиков И.Д. Об оценках комбинированных коэффициентов распределения по данным о ковариации элементов в магматических породах // Геохимия. 1986. № 1. С. 123-126.
102. Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Ефимов А.С., Каленчук Г.Е. Медь в системе гранит-флюид // Там же. 1980. № 9. С. 1320-1326.
103. Смирнов Б.И. Корреляционные методы при парагенетическом анализе. М.: Недра, 1981. 176 с.
104. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 670 с.
105. Смирнов В.И. Периодичность рудообразования в геологической истории // Тез. докл. XXVII Междунар. геол. конф. М.: Наука, 1984. Т. 6. С. 306-307.
106. Ставров О.Д. Рубидий - индикатор процесса дифференциации гранитных магм // Сов. геология. 1966. № 6. С. 101-112.
107. Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.
108. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
109. Темников Ю.И. Структурные особенности редкометалльных гранитных массивов Восточной Сибири. М.: Недра, 1972. 152 с.
110. Толстой М.И., Острийчук И.М., Молякко В.Г. Геохимические особенности гранитоидов коростеньского интрузивного комплекса Украинского щита // Геохимия. 1973. № II. С. 1643-1660.
111. Толстой М.И., Павлов Г.Г. Петрогеохимические особенности гранитоидных образований северо-западной части Украинского щита // Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Киев: Вища шк. 1976. С. 24-39.
112. Труфанова Л.Г., Глюк Д.С. Условия образования литиевых минералов. Новосибирск: Наука, 1986. 152 с.
113. Федчин Ф.Г., Симаненко В.П., Залевский С.Н. Геохимия Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотского поясов. М.: Наука, 1981. 188 с.
114. Федчин Ф.Г., Симаненко В.П., Семенова Н.Н. Поведение рудогенных элементов в процессе формирования самаргинского вулканоплутонического комплекса // Региональная геохимия Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 73-102.
115. Ферсман А.Е. Геохимия. Избранные труды: В 4 т. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 3. 568 с.
116. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. С. 158.
117. Хитаров Н.И., Арутюнян Л.А., Лебедев Е.Б. Экспериментальное исследование выноса молибдена из гранитного расплава под давлением воды до 3000 атм // Геохимия. 1967. № 8. С. 891-900.

- I18. Чевичелов В.К., Эпельбаум М.Б. Распределение Pb, Zn и петрогенных компонентов в системе гранитный расплав-флюид // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985. № 13, с. 120-136.
- I19. Шеремет Е.М., Гормашова Г.С., Легейдо В.А. Геохимические критерии продуктивности потенциально рудоносных гранитоидов тулунского интрузивного комплекса Западного Забайкалья // Геохимия. 1973. № 10. С. 1490-1501.
- I20. Шеремет Е.М., Козлов В.Д. Петрология, геохимия и рудоносность гранитоидов молибденового пояса Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 53 с.
- I21. Щербина В.В. Парагенезис разобогаченных элементов // Геохимия, 1976. № 8. С. 1224-1229.
- I22. Эпельбаум М.Б., Салова Т.П. Распределение Mo и W между гранитным расплавом и флюидом // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985. № 13. С. 137-152.
- I23. Юрк Ю.Ю., Марченко Е.Я., Чашка А.И. Аксессуары минералы и элементы гранитоидов докембрия Приазовья. Киев: Наук. думка, 1973. 160 с.
- I24. Huppert H.E., Stephen R., Sparks J. et al. Replenishment of magma chambers by light inputs // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91, N 6. P. 6113-6122.
- I25. Johns R., Burnham C.W. Experimental studies of pegmatite genesis // Econ. Geol. 1969. Vol. 64, N 8. P. 843-864.
- I26. Macaskie Dennis R. Identification of petrogenetic processes using covariance plots of trace-element data // Chem. Geol. 1984. Vol. 42, N 1/4. P. 325-341.
- I27. Manning D.A.C. The effect of fluorine on liquids phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb // Contrib. Mineral. and Petrol. 1981. Vol. 76, N 2. P. 206-215.
- I28. Mysen B.O., Egglar D.H., Seits M.G., Hollaway J.R. Carbon dioxide in silicate melts and crystals // Amer. J. Sci. 1976. Vol. 276, N 4. P. 400-420.
- I29. Sultan Mohamed, Batiza Rodey, Sturchio Neil. The origin of small scale geochemical and mineralogic variations in a granit intrusion. A crystallization and mixing model // Contrib. Mineral. and Petrol. 1986. Vol. 93, N 4. P. 513-523.
- I30. Tingle Tracy N., Fenn Philip M. Transport and concentration of molybdenum in granite-molybdenite systems: Effects of fluorine and sulfur // Geology. 1984. Vol. 12, N 3. P. 156-158.
- I31. Turner J.S., Campbell J.H. Convection and mixing in magma chambers // Earth-Sci. Rev. 1986. Vol. 23, N 4. P. 255-352.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Часть I. Общие особенности гранитоидов . . . . .	5
Глава 1. Сведения о выборке гранитоидов . . . . .	5
Глава 2. Корреляционный анализ гранитоидов. . . . .	10
Глава 3. Показатели распределения элементов . . . . .	18
Глава 4. Факторный анализ . . . . .	25
Глава 5. Петрографические типы гранитоидов. . . . .	39
Глава 6. Формационные типы гранитоидов. . . . .	51
Глава 7. Гранитоиды разных тектоно-магматических циклов . . . . .	61
Часть II. Особенности гранитоидов отдельных регионов и массивов . . . . .	72
Глава 8. Гранитоиды Украинского щита . . . . .	74
Глава 9. Гранитоиды хр. Терской-Алатау (Северный Тянь-Шань). . . . .	102
Глава 10. Гранитоиды хр. Иньльчек (Южный Тянь-Шань). . . . .	113
Глава 11. Гранитоиды Южного Памира . . . . .	134
Часть III. Вопросы рудообразования, связанного с гранитоидами. . . . .	142
Заключение . . . . .	171
Литература . . . . .	177

## CONTENTS

Introduction . . . . .	3
Part I. General peculiarities of granitic rocks . . . . .	5
Chapter 1. Information on the sample of granitic rocks . . . . .	5
Chapter 2. Correlation analysis of granitic rocks . . . . .	10
Chapter 3. Partition indices of elements . . . . .	18
Chapter 4. Factor analysis. . . . .	25
Chapter 5. Petrographical types of granitic rocks . . . . .	39
Chapter 6. Formations of granitic rocks . . . . .	51
Chapter 7. Granitic rocks of different tectono-magmatic cycles . . . . .	61
Part II. Peculiarities of granitic rocks of separate regions and massives . . . . .	72
Chapter 8. Granitic rocks of the Ukrainian shield . . . . .	74
Chapter 9. Granitic rocks of the Terskey Alatau ridge (Northern Tien-Shan) . . . . .	102
Chapter 10. Granitic rocks of the Inylchek ridge (Southern Tien-Shan) . . . . .	113
Chapter 11. Granitic rocks of the Southern Pamirs . . . . .	134
Part III. Problems of ore-formation associated with granitic rocks . . . . .	142
Conclusion . . . . .	171
Reference . . . . .	177

Научное издание

АЛЕКСАНДРОВ Игорь Васильевич

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ  
И ПАРАГЕНЕЗИС ЭЛЕМЕНТОВ  
В ГРАНИТОИДАХ

Утверждено к печати

Ордена Ленина и Ордена Октябрьской Революции  
Институтом геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского

Художественный редактор В.В. Алексеев  
Технический редактор Н.В. Вишневецкая

ИБ № 39936

Подписано к печати 30.06.89. Т - 10336  
Формат 60x90/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 11,5. Усл.кр.-отт. 11,9. Уч.-изд.л. 12,3  
Тираж 750 экз. Тип.зак. 1655. Цена 2р.50к.

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

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

2р. 50 к.

5141