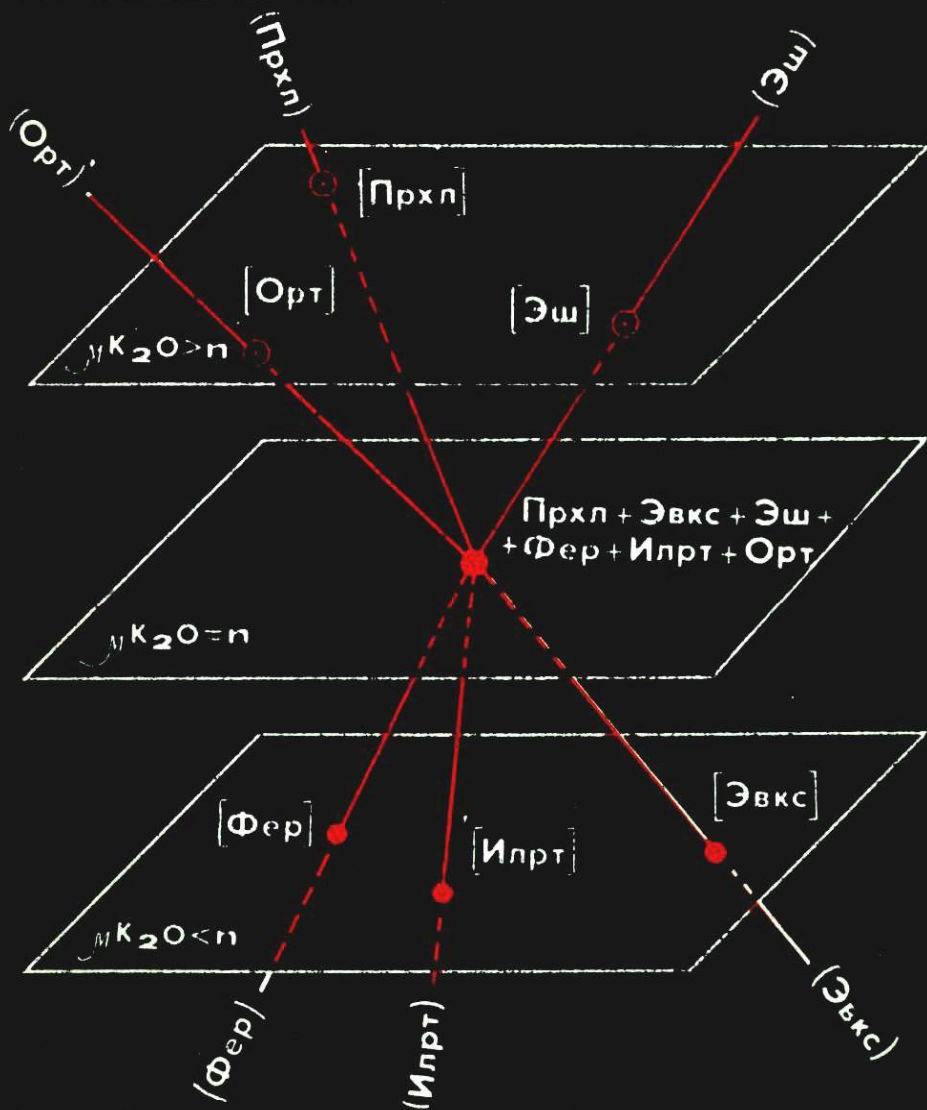


# ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ГРАНИТОВ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ  
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

---

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ  
ЩЕЛОЧНЫХ  
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ  
ГРАНИТОВ

6141



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
Москва 1973



**Петрология** и геохимия щелочных метасоматических гранитов. М., «Недра», 1973, 200 с. Авт.: В. С. Павленко, А. Д. Арсеньева, Т. А. Капитонова, В. А. Попова (М-во геол. СССР, АН СССР, Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов).

На основании детального петрологического исследования, включающего анализ парагенезисов породообразующих минералов и изменения их состава, изучены условия концентрации и рассеяния некоторых редких элементов в метасоматических щелочных гранитах. Показано, что физико-химические факторы, обеспечивающие существование различных минеральных фаций в составе модельного объекта и изменение составов породообразующих минералов между фациями и внутри них, контролируют распределение редких элементов в щелочных гранитоидах, вызывая смену редкометалльных систем, а внутри них — строго сопряженные изменения парагенезисов акцессорных минералов и перераспределение редких элементов из концентрированной в рассеянную форму и обратно. Петрологические и геохимические построения базируются на значительном фактическом материале (многочисленные анализы породообразующих и редкоземельно-ниобиевых минералов, оп-ределения содержания редких элементов в породах и минералах и т. д.).

Работа представляет интерес для минералогов, петрологов и геохимиков.

Таблиц 25, иллюстраций 47, список литературы — 46 назв.

Ответственный редактор *Д. А. МИНЕЕВ*.

Авторы: *В. С. ПАВЛЕНКО, А. Д. АРСЕНЬЕВА, Т. А. КАПИТОНОВА, В. А. ПОПОВА.*

**СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ,**  
*встречающихся в тексте и на рисунках*

Аб — альбит	$TR_2O_3 — (La_2O_3 + \dots + Lu_2O_3) +$ $+ Y_2O_3$
Ан — анортит	$\Sigma Ce_2O_3 — (La_2O_3 + \dots + Eu_2O_3)$
Ап — апатит	$\Sigma Y_2O_3 — (Gd_2O_3 + \dots + Lu_2O_3) +$ $+ Y_2O_3$
Би — биотит	$\Sigma La — (La_2O_3 + \dots + Nd_2O_3)$
Гадл — гадолинит	$\Sigma Y — (Sm_2O_3 + \dots + Ho_2O_3)$
Ил — ильменит	$\Sigma Sc — (Er_2O_3 + \dots + Lu_2O_3)$
Илрт — ильменорутил	$\Delta$ — величина оптического дву- преломления
Кв — кварц	Би <sub>об</sub> — содержание элемента в биотите
Кпш — калиевый полевой шпат	Би <sub>р</sub> — содержание элемента, перешедшее в раствор при фазовом анализе
Кр — криолит	Би <sub>ос</sub> — общее содержание эле- мента в остатке
Мон — монацит	К. ф. — концентрированная форма
Мт — магнетит	Р. ф. — рассеянная форма
Му — мусковит	Р. с. — рассчитанные содержа- ния
Ор — ортоклаз	С. х. — содержания по химиче- скому анализу
Орт — ортит	Не обн. — не обнаружено
Пл <sub>10</sub> — плагиоклаз с 10% анор- титовой составляющей	Не опр. — не определялось
Прхл — пироклор	
Риб — рибекит	
Рут — рутил	
Фер — фергусонит	
Флр — флюорит	
Эвкс — эвксенит	
Эг — эгирин	
Эш — иттроэшинит	
р. э. — редкие элементы	
р. з. э. — редкоземельные эле- менты	

**Петрология** и геохимия щелочных метасоматических гранитов. М., «Недра», 1973, 200 с. Авт.: В. С. Павленко, А. Д. Арсеньева, Т. А. Капитонова, В. А. Попова (М-во геол. СССР, АН СССР, Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов).

На основании детального петрологического исследования, включающего анализ парагенезисов породообразующих минералов и изменения их состава, изучены условия концентрации и рассеяния некоторых редких элементов в метасоматических щелочных гранитах. Показано, что физико-химические факторы, обеспечивающие существование различных минеральных фаций в составе модельного объекта и изменение составов породообразующих минералов между фациями и внутри них, контролируют распределение редких элементов в щелочных гранитоидах, вызывая смену редкометалльных систем, а внутри них — строго сопряженные изменения парагенезисов акцессорных минералов и перераспределение редких элементов из концентрированной в рассеянную форму и обратно. Петрологические и геохимические построения базируются на значительном фактическом материале (многочисленные анализы породообразующих и редкоземельно-ниобиевых минералов, определения содержаний редких элементов в породах и минералах и т. д.).

Работа представляет интерес для минералогов, петрологов и геохимиков.

Таблиц 25, иллюстраций 47, список литературы — 46 назв.

Ответственный редактор Д. А. МИНЕЕВ.

Авторы: В. С. ПАВЛЕНКО, А. Д. АРСЕНЬЕВА, Т. А. КАПИТОНОВА, В. А. ПОПОВА.

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ,

*встречающихся в тексте и на рисунках*

Аб — альбит	$TR_2O_3 - (La_2O_3 + \dots + Lu_2O_3) +$ $+ Y_2O_3$
Ан — анортит	$\Sigma Ce_2O_3 - (La_2O_3 + \dots + Eu_2O_3)$
Ап — апатит	$\Sigma Y_2O_3 - (Gd_2O_3 + \dots + Lu_2O_3) +$ $+ Y_2O_3$
Би — биотит	$\Sigma La - (La_2O_3 + \dots + Nd_2O_3)$
Гадл — гадолинит	$\Sigma Y - (Sm_2O_3 + \dots + Ho_2O_3)$
Ил — ильменит	$\Sigma Sc - (Er_2O_3 + \dots + Lu_2O_3)$
Илрт — ильменорутил	$\Delta$ — величина оптического дву- преломления
Кв — кварц	Би <sub>об</sub> — содержание элемента в биотите
Кпш — калиевый полевой шпат	Би <sub>р</sub> — содержание элемента, перешедшее в раствор при фазовом анализе
Кр — криолит	Би <sub>ос</sub> — общее содержание эле- мента в остатке
Мон — монацит	К. ф. — концентрированная форма
Мт — магнетит	Р. ф. — рассеянная форма
Му — мусковит	Р. с. — рассчитанные содержа- ния
Ор — ортоклаз	С. х. — содержания по химиче- скому анализу
Орт — ортит	Не обн. — не обнаружено
Пл <sub>10</sub> — плагиоклаз с 10% анор- титовой составляющей	Не опр. — не определялось
Прхл — пироклор	
Риб — рибекит	
Рут — рутил	
Фер — фергусонит	
Флр — флюорит	
Эвкс — эвксенит	
Эг — эгирин	
Эш — иттроэшинит	
р. э. — редкие элементы	
р. з. э. — редкоземельные эле- менты	

## ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа является первой попыткой детального анализа рассеянной (в породообразующих минералах) и концентрированной (в собственных фазах) форм нахождения редких элементов в горных породах, причем реставрация условий рассеяния — концентрации редких элементов проводится методами петрологического анализа.

Предлагаемая методология основана на том, что физико-химические факторы, обеспечивающие существование различных минеральных фаций в составе исследуемого объекта и изменение составов породообразующих минералов между и внутри выделенных фаций, контролируют распределение редких элементов между и внутри этих фаций. Очевидно, что такой подход может быть применен к любому природному объекту, в составе которого выделяются минеральные фации температуры, давления, химических условий и т. д., в чем и состоит его главное преимущество. Отметим, что при анализе распределения редких элементов внутри единой минеральной фации предлагаемая методика единственно возможная.

Настоящие исследования проведены на метасоматических (не претерпевших анатектического плавления) щелочных гранитах (метагранитах) одного из массивов Средней Азии. Анализируемый массив, возникший в результате прогрессивного щелочного метасоматического процесса (Дюфур, Попова, Павленко, 1968), характеризуется зональным грубоконцентрическим строением и сложен следующими разновидностями гранитоидов, связанных между собой постепенными переходами (от центра к периферии): эгирин-рибекитовые щелочные (Эг, Риб, Би, Мт, Флр, Кр, Кв, Аб, Кпш), флюорит (или криолит)-магнетит-биотитовые субщелочные (Би, Мт, Флр, Кр, Кв, Аб, Кпш), эндоконтактовые (Би, Му, Мт, Кв, Аб, Кпш) метаграниты.



Рис. 1. Многолучковая диаграмма парагенезисов минералов гранитоидов массива в зависимости от химических потенциалов  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$ .

1 — инвариантные пучки, обозначенные символами отсутствующих минералов; а — стабильные, б — метастабильные; 2 — инвариантные линии, обозначенные символами отсутствующих минералов; а — стабильные, б — метастабильные; 3 — индифферентные фазы; 4 — номера полей; 5 — номера выделенных полей

ты (Павленко, Попова, 1970). Вмещающими породами служат альбитовые гнейсы ( $\text{Ab}_{8-10}$ , Би, Му, Кв). Щелочные и субщелочные гранитоиды формируют в совокупности изотермическую фациальную метасоматическую зональность (Павленко, 1963), описываемую виртуальными инертными компонентами  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ;  $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$ ; F. Смена эгирин-рибекитовых метагранитов флюорит-магнетит-биотитовыми и эндоконтактовыми происходит с понижением химических потенциалов виртуальных вполне подвижных компонентов  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$  (рис. 1; Павленко, Попова, 1970). Во всех минеральных фациях гранитоидов широко распространены метасоматические колонки замещения. Метаграниты прорываются жилами плагногранитов и их пегматитов (Кв, Пл<sub>15-20</sub>, Би, Му); часто встречаются жилообразные тела скиалитов и меланократовых пород с минеральным составом, аналогичным вмещающим метагранитам.

Гранитоиды массива характеризуются полным отсутствием вторичных изменений, микросрастаний между минералами, наложенных и реликтовых минералов, равномерной зернистостью, высокой степенью равновесности минеральных парагенезисов.

Условия концентрации — рассеяния редких элементов в щелочных метагранитах массива восстанавливаются с помощью петрологических исследований объекта, включающих парагенетический анализ породообразующих минералов гранитоидов, выполненный ранее (Павленко, Попова, 1970), и анализ изменения составов сосуществующих породообразующих минералов этих пород.

Авторы выражают искреннюю благодарность А. А. Ганзееву, Д. А. Минееву, В. И. Коваленко, А. С. Павленко, Л. В. Филиппову, взявшим на себя труд по ознакомлению с книгой, сделавшим много ценных замечаний и давшим ряд важных советов.

ЧАСТЬ I

**МИНЕРАЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ  
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ГРАНИТОВ**

---

*Глава I*

**ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ЩЕЛОЧНЫХ  
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ГРАНИТОВ**

Изучение петрогенного минерального состава щелочных гранитоидов необходимо для решения двух задач: анализа составов сосуществующих породообразующих минералов, что позволит установить факторы, обеспечивающие их изменения, и исследования рассеянной формы нахождения редких элементов в щелочных метагранитах.

К породообразующим в рассматриваемом массиве отнесены: кварц, плагиоклаз, калишпат, биотит, рибекит, эгирин, магнетит, флюорит, криолит.

Кварц является одним из наиболее распространенных минералов всех разновидностей гранитоидов, образует грубоизометричные зерна, водянопрозрачен.

Плагиоклаз — главный минерал всех разновидностей щелочных метагранитов. Встречается в виде изометричных зерен, редко образует короткопризматические таблитчатые кристаллы. Почти всегда совершенно неизменен, водянопрозрачен. Обычно полисинтетически сдвойникован по альбитовому закону. По химическому составу и оптическим свойствам плагиоклазы четко подразделяются на две группы (табл. 1, рис. 2): плагиоклазы из эндоконтактных метагранитов, жильных плагиопегматитов и скиалитов ( $Pl_{67,0-88,3}Or_{1,4-3,4}An_{8,6-31,6}$ ) и плагиоклазы из флюорит-магнетит-биотитовых и эгирин-рибекитовых метагранитов ( $Pl_{54,0-98,0}Or_{1,2-1,0}An_{0-2,0}$ ). Внутри выделенных групп существует достаточно отчетливая тенденция к уменьшению ортоклазовой и анортитовой составляющей плагиоклазов по мере возрастания в них содержания альбитового минала.

Калиевый полевой шпат — один из главных минералов флюорит-магнетит-биотитовых и эгирин-рибекитовых метагранитов и второстепенный минерал эндоконтактных метагранитов и плагиопегматитов массива. По морфологическим признакам и оптическим свойствам выделяются два типа калишпатов. Совершенно свежий, водянопрозрачный, четко решетчатый

Таблица 1

## Состав и оптические свойства плагиоклазов в гранитоидах массива

Номер пробы	Порода	Химический состав			Показатели преломления	
		Аб	Ан	Ор	$N_g'$	$N_p'$
21 14	Скиалиты	67,0	31,6	1,4	1,547	1,541
20,13 2/4	Жильные плагио- пегматиты	69,6	27,4	3,0	1,548	1,540
		86,7	10,1	3,2	1,544	1,538
1/13 200/18 28 8	Эндоконтактовые метаграниты	80,5	17,0	2,5	1,538	1,532
		88,3	8,6	3,1	1,543	1,537
		85,7	10,9	3,4	1,544	1,537
1/15—19 1 1 21 1 14 29 14 40 21/15	Флюорит-магнетит биотитовые метаграниты	94,6	1,4	4,0	1,538	1,532
		95,8	1,5	2,7	1,535	1,532
		95,7	1,8	2,5	1,537	1,531
		94,9	2,0	3,1	1,538	1,530
		95,9	1,8	2,3	1,537	1,533
		97,7	1,1	1,2	1,537	1,533
21 2 27 8 14/12 14 4 14,1 22 5	Эгирин-рибеки- товые метагра- ниты	97,3	0,6	2,1	1,539	1,533
		96,4	0	3,6	1,540	1,535
		98,0	0	2,0	1,536	1,531
		95,9	1,8	2,3	1,538	1,533
		96,3	1,4	2,3	1,538	1,534
		97,3	0,9	1,8	1,540	1,533

Примечания. 1. Химический состав (таблицы 1 и 2) определялся методом пламенной фотометрии в лаборатории физико-химических методов ИМГРЭ А. А. Маркеловой, Е. Д. Пименовой, Л. Г. Щемой. 2. Показатели преломления определялись в иммерсионных жидкостях В. А. Поповой (Татарский, 1958).

микроклин характерен для эгирин-рибекитовых и в меньшей степени флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов. Минерал встречается в виде грубоизометричных зерен или образует плохо ограненные, призматические, таблитчатые кристаллы. Степень идиоморфизма и структурное положение его соответствуют плагиоклазу и кварцу. Для микроклина обычно развитие тончайших волосовидных пертитов, ориентированных субпараллельно спайности.

Второй тип калиевого полевого шпата, представленный нерешетчатым ортоклазом, наиболее широко распространен во флюорит-магнетит-биотитовых и эндоконтактовых метагранитах. Зерна его почти всегда очень слабо пелитизированы и замещаются по спайности еле заметными иголочками гидрослюд.

Минерал образует ксеноморфные выделения, выполняя интерстиции между зернами кварца и плагиоклаза. Для него характерно развитие мельчайших неправильных полосчатых, пятнистых, струйчатых пертитов. Часто наблюдается замещение ор-

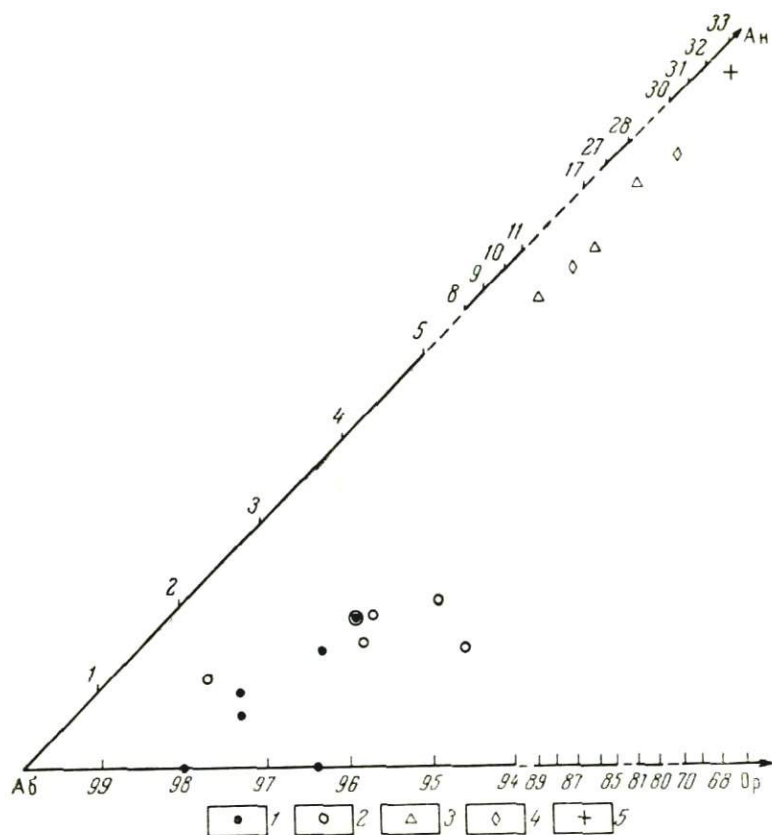


Рис. 2. Составы плагиоклазов в гранитоидах массива.

Метаграниты: 1 — эгирин-рибекитовые, 2 — флюорит-магнетит-биотитовые, 3 — эндоконтактовые, 4 — жильные плагиопегматиты, 5 — скиалиты в эндоконтактовых метагранитах

токлазом плагиоклаза. Микроклин и ортоклаз обычно находятся в реакционных взаимоотношениях, причем в большинстве случаев отмечается микроклинизация ортоклаза: микроклин обрастает зерна ортоклаза, корродирует их, проникает глубоко во внутрь по трещинам и т. д. Значительно реже отмечаются обратные соотношения.

По химическому составу четко выделяются две группы калишпатов (таблицы 2, 3, рис. 3): калишпаты, характерные для

Состав и оптические свойства калиевых полевых шпатов в гранитоидах массива

Номер пробы	Порода	Химический состав			Показатели преломления		$\Delta$	$-2V$	$\perp (001) < N_m$	Состав по оптическим свойствам	
		Аб	Ан	Ор	$N_g'$	$N_p'$				Аб	Ор
20 13	Жильные плагио- пегматиты	19,6	2,6	77,8	—	—	—	—	—	—	—
2/4		28,1	1,4	70,5	—	—	—	—	—	—	—
1/13	Эндоконтактовые метаграниты	32,6	2,7	64,7	1,525	1,520	0,005	71 (63—82) 5	8,5 (8—9) 4	35	65
200 18		34,4	3,1	62,5	—	—	—	—	—	—	—
28.8		34,8	3,2	62,0	1,525	1,519	0,006	62 (55—74) 10	10 (8—15) 5	35	65
1/15—19	Флюорит-магне- тит-биотитовые метаграниты	18,2	0	81,8	—	—	—	—	—	—	—
1/1		33,0	0,8	66,2	1,527	1,522	0,005	65 (58—72) 13	8 (5—11) 13	35	65
21/1		18,3	1,3	80,4	1,526	1,520	0,006	61 (52—68) 11	5,5 (4—7) 5	20	80
14/29		19,4	1,3	79,3	1,527	1,521	0,006	64 (60—70) 4	5,5 (4—8) 3	20	80
14/40		17,3	0,7	82,0	1,528	1,521	0,007	69 (60—75) 14	6 (4—8) 8	20	80
21/15		22,2	0,8	77,0	1,525	1,519	0,006	64 (48—76) 15	5 (4—7) 7	20	80
22/11		21,0	0,7	78,2	1,525	1,519	0,006	66 (54—72) 8	6 (4—8) 5	20	80
27/13		—	—	—	1,524	1,518	0,006	67 (52—73) 7	6 (6—8) 4	20	80
21/2		Эгирин-рибеки- товые метагра- ниты	19,4	0,6	80,0	1,525	1,519	0,006	68 (56—75) 12	6,5 (4—8) 8	20
27/8	19,2		0,5	80,3	1,526	1,520	0,006	70 (60—80) 15	6 (4—8) 8	20	80
14/12	17,2		0,8	82,0	1,527	1,522	0,005	73 (70—80) 3	6,5 (6—7) 3	20	80
14/4	15,2		2,9	81,9	1,527	1,522	0,005	68 (60—80) 5	6,5 (5—8) 4	20	80
14/1	17,8		2,3	79,9	1,527	1,522	0,005	78 (75—80) 3	8 (7—9) 2	20	80
22/5	12,3		1,2	86,5	1,525	1,519	0,006	73 (60—80) 14	6 (5—10) 11	15	85

Примечания. 1. Показатели преломления определялись В. А. Поповой на ориентировочных разрезах в иммерсионных жидкостях. 2. Угол оптических осей определялся на столике Федорова В. А. Поповой исключительно по двум выходам оптических осей. 3. При определении состава по оптическим свойствам использовалась диаграмма из книги А. С. Марфунина (1962). 4. Цифры перед скобками — средние значения, в скобках — интервалы значений, после скобок — число определений.

Таблица 3

Угол оптических осей в калишпатах из различных гранитоидов массива

- 2V	Эндоконтактовые метаграниты		Флюорит-магнетит- биотитовые метаграниты		Эгирин-рибекитовые метаграниты	
	Количество наблде- ний	Частота встречаемости, %	Количество наблде- ний	Частота встречаемости, %	Количество наблде- ний	Частота встречаемости, %
49-51	0	0	1	1,4	0	0
52-54	0	0	3	4,2	1	1,9
55-57	3	20,0	4	5,6	1	1,9
58-61	3	20,0	15	21,2	5	9,4
62-63	1	6,7	4	5,6	3	5,7
64-66	4	26,5	13	18,3	7	13,2
67-69	1	6,7	3	4,2	0	0
70-72	0	0	24	33,9	13	24,6
73-75	1	6,7	2	2,8	11	20,7
76-78	0	0	2	2,8	6	11,3
79-81	1	6,7	0	0	6	11,3
82-84	1	6,7	0	0	0	0
85-87	0	0	0	0	0	0
88-90	0	0	0	0	0	0
Всего	15	100,0	71	100,0	53	100,0

Примечание. Значения - 2V соответствуют значениям табл. 2, (Волюнец, Колосков, Флёров и др., 1967).

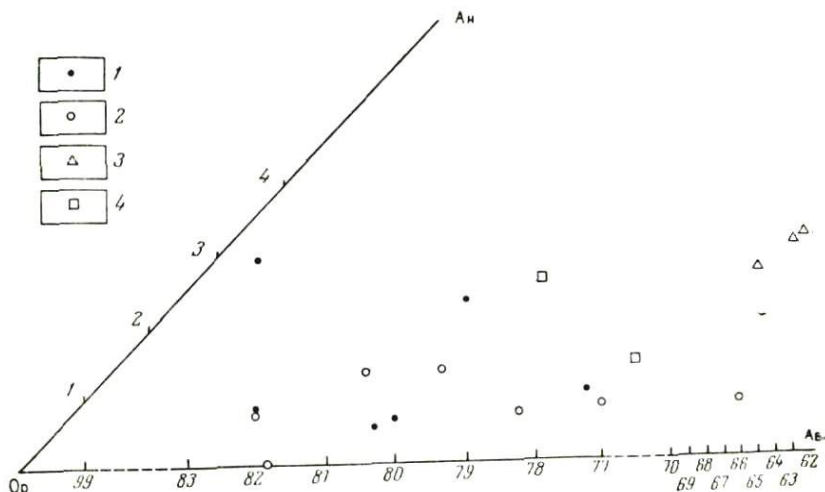


Рис. 3. Составы калишпатов в гранитоидах массива (см. подрисуночную подпись к рис. 2)

жильных плагиопегматитов и эндоконтактовых метагранитов (Кпшор<sub>62,0-77,8</sub> А<sub>6</sub><sub>19,6-34,8</sub> А<sub>11,4-3,2</sub>); калишпаты, распространенные в субщелочных флюорит-магнетит-биотитовых и щелочных эгирин-рибекитовых метагранитах (Кпшор<sub>60,2-80,5</sub> А<sub>6</sub><sub>12,3-33</sub> А<sub>11,0-2,9</sub>). От эндоконтактовых к субщелочным и далее к щелочным метагранитам в калишпатах отчетливо заметно увеличение содержания ортоклазового, резкое снижение альбитового и незначительное уменьшение анортитового миналов.

При анализе изменения угла оптических осей в калишпатах из эндоконтактовых, флюорит-магнетит-биотитовых и эгирин-рибекитовых метагранитов (рис. 4) устанавливается, что в первой зоне эта константа обладает минимальными значениями  $-2V$  ( $55-60$  и  $64-66^\circ$ ), во второй — промежуточными ( $-2V=70-72^\circ$ ) и в последней максимальными ( $-2V=70-78^\circ$ ), что отражает увеличение триклинной упорядоченности от «высоких ортоклаз-пертитов» в эндоконтактовых метагранитах до «промежуточных микроклинов и ортоклазов» во флюорит-магнетит-биотитовых и эгирин-рибекитовых метагранитах (Марфунн, 1956, 1962). Подчеркнем, что в более упорядоченных калишпатах помимо собственных максимумов значений  $-2V$  закономерно отмечаются побочные максимумы, строго отвечающие собственным максимумам менее упорядоченных калишпатов (см. рис. 4), что объясняется наличием «реликтовых» калишпатов среди «наложенных» и является лишним доказательством зонально-фациального строения массива (Павленко, Попова, 1970).

Биотит — типоморфный минерал флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов. Он также широко распространен в эгирин-рибекитовых метагранитах. Наиболее часто встречается в крупных гипидиоморфных пластинках, реже образует тонкопластинчатые выделения или скелетные кристаллы. Часто подвергается реакционному замещению эгиринном, рибекитом и магнетитом; обратные взаимоотношения наблюдаются реже. Минерал, как правило, неизмененный.

Химический состав и оптические свойства биотитов изменяются в достаточно широких пределах (таблицы 4, 5) и особенно резко от эндоконтактовых к флюорит-магнетит-биотитовым и затем к эгирин-рибекитовым метагранитам, что подробнее будет рассматриваться ниже.

Мусковит — типоморфный минерал вмещающих альбитовых гнейсов, жильных плагиопегматитов и эндоконтактовых метагранитов. Встречается в виде четко идиоморфных, вытянутых пластинок, собранных в субпараллельные полосы, обеспечивающие полосчатую текстуру породы. Часто мусковит образует равновесные сростания с биотитом (рис. 5); значительно реже (только в эндоконтактовых метагранитах) отмечается слабая мусковитизация биотита.

## Состав слюд из гра

Порода	Номер пробы	Минерал	Оксид						
			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
Жильные плагиопегматиты	20/13	Би	36,56	3,09	18,67	1,35	17,71	0,14	8,74
	2/4	Би	37,51	1,84	20,46	2,50	15,54	0,25	9,42
	2/4	Му	46,66	0,60	31,76	2,57	2,30	0,03	3,19
Скиалит	21/14	Би	38,01	2,67	16,63	1,09	15,47	0,18	13,01
Эндоконтактные метакристаллиты	28/8	Би	39,94	2,64	16,41	He опр.	12,63	0,11	14,66
	200/18	Би	35,67	2,76	19,90	0,74	16,66	0,14	10,47
	1/13	Би	37,49	2,32	16,85	1,94	14,45	0,14	14,84
	200/18	Му	47,30	1,32	33,49	1,20	1,04	0,02	2,06
	1/13	Му	47,35	1,01	31,10	4,05	0,02	1,77	
Флюорит-магнетит-биотитовые метакристаллиты	1/15—19	Би	39,40	1,65	14,58	0,73	16,97	0,83	12,02
	1/1	Би	40,00	2,18	13,49	0,22	18,58	1,15	8,93
	14/29	Би	39,29	2,06	14,15	He обн.	16,19	0,35	14,33
	21/15	Би	35,44	3,09	13,67	4,58	28,87	1,67	1,74
Эгирин-рибекитовые метакристаллиты	14/12	Би	43,63	2,55	10,28	2,50	20,69	0,88	7,08
	14/4	Би	41,56	2,56	10,14	0,73	21,61	0,63	7,88

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИМГРЭ

## ниобидов массива

дл. вес. %											
Li <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Σ	O-F <sub>2</sub>	Σ	
He обн.	He обн.	0,41	0,26	8,95	1,20	2,91	0,03	100,02	0,50	99,52	
0,08	0,17	He обн.	0,34	9,31	1,86	2,18	He обн.	101,46	0,78	100,68	
0,04	0,15	1,25	0,81	10,02	1,32	He опр.	He опр.	—	—	100,70	
He обн.	He обн.	0,95	0,35	8,26	He обн.	3,36	0,28	—	—	99,98	
0,12	0,19	0,15	0,32	10,35	3,44	He обн.	He обн.	100,94	1,44	99,50	
0,09	0,12	1,13	0,75	9,30	1,93	1,23	He обн.	100,89	0,81	100,08	
He обн.	He обн.	0,58	0,31	8,97	2,55	0,59	He обн.	101,03	1,07	99,96	
0,02	0,05	0,53	0,22	10,14	0,86	He опр.	He опр.	—	—	102,76	
He опр.	He опр.	0,89	0,55	10,33	He опр.	He опр.	He опр.	—	—	97,07	
0,39	0,41	0,35	0,21	9,90	4,54	He обн.	He обн.	101,98	1,90	100,08	
He опр.	He опр.	0,42	0,18	9,08	3,30	3,28	He обн.	100,81	1,38	99,43	
0,30	0,33	0,48	0,14	9,42	3,98	1,05	He обн.	102,07	1,67	100,4	
0,15	0,10	0,60	0,16	8,61	1,43	0,54	He обн.	100,65	0,60	100,05	
1,25	0,57	He опр.	0,60	9,66	4,91	He опр.	He опр.	—	—	104,6	
0,73	0,47	0,60	0,39	9,80	4,93	He обн.	He обн.	102,03	2,07	99,96	

Т. А. Капитановой.

По химическому составу (см. табл. 4) мусковит из жильных плагиопегматитов оказывается значительно более железисто-магниевым (фенгитовый минал — 0,46, мусковитовый —

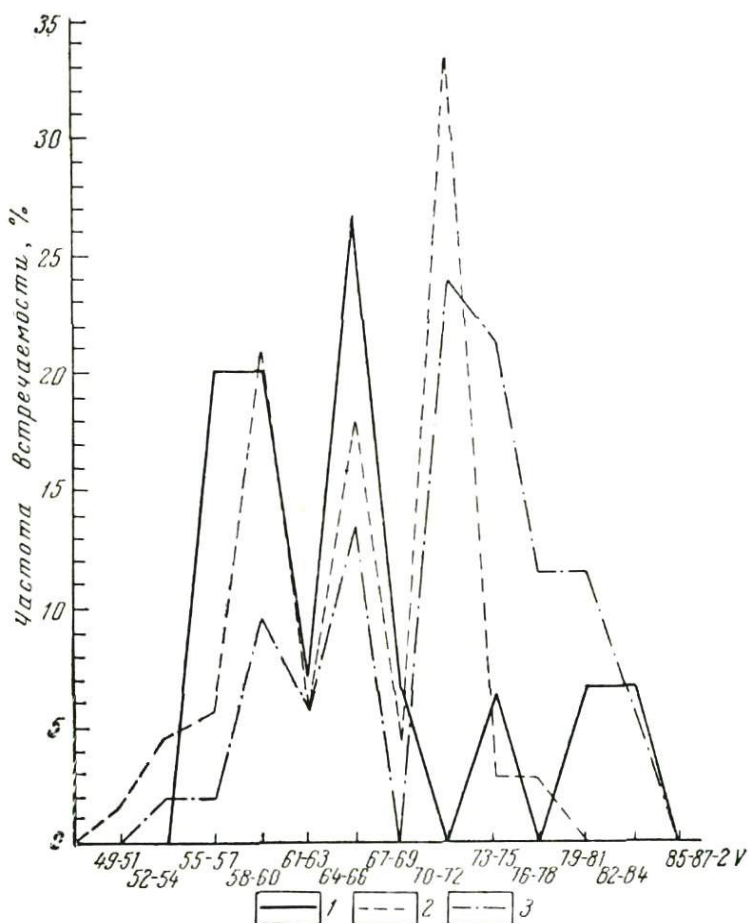


Рис. 4. Характер изменения — 2V в калишпатах из различных гранитоидов массива.

Метаграниты: 1 — эндоконтактные, 2 — флюорит-магнетит-биотитовые, 3 — эгирин-рибекитовые

0,54) по сравнению с мусковитом эндоконтактных метагранитов (фенгит — 0,27—0,28, мусковит — 0,72—0,73; Винчелл, 1949). Оптические свойства мусковита хорошо соответствуют его химическому составу (см. табл. 5).

Рибекит широко распространен в эгирин-рибекитовых метагранитах. Обычно наблюдается в виде короткостолбчатых

кристаллов без концевых граней; иногда минерал образует скелетные кристаллы, сохраняющие идиоморфные очертания. Часто отмечаются реакционные взаимоотношения рибекита с эгирином, биотитом, магнетитом, причем обычно рибекит замещает эти минералы, хотя изредка наблюдаются и обратные явления.

По химическому составу и оптическим свойствам (табл. 6) изученные амфиболы относятся к рибекиту (проба 22/5) и слабо магниальному рибекиту (проба 14/12); они отличаются



Рис. 5. Парагенезис биотита и мусковита в альбитовых гнейсах; без анализатора (увеличение 34)

постоянной и малой глиноземистостью\* ( $R_{\text{бл}} \approx 3$ ) и примерно равным соотношением  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  ( $f' = 50$ ). По классификации В. И. Коваленко (Коваленко, Лапидес, Брандт, 1967) три формульные единицы в группе X позволяют относить анализируемые амфиболы к арфведсонитам.

Эгирин — типоморфный породообразующий минерал эгирин-рибекитовых щелочных метагранитов. Структурное положение и формы выделения его вполне аналогичны рибекиту. Часто отмечаются реакционные взаимоотношения эгирина с биотитом, магнетитом и рибекитом, причем наиболее характерны случаи, когда эгирин замещает биотит и магнетит и подвергается замещению рибекитом.

Химический состав и оптические свойства проанализированных пироксенов (см. табл. 6), изменяющиеся в незначительных пределах, позволяют отнести их к практически чистым эгиринам.

Магнетит — один из главных породообразующих минералов флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов. В меньших количествах он встречается во всех остальных разновидностях гранитоидов массива. Наиболее часто образует хорошо ограниченные кристаллы октаэдрической формы с заметными фигу-

\* См. примечания к табл. 12.

Состав и оптические свойства слюд из гранитоидов массива

Номер пробы	Эмпирические формулы	Оптические свойства				
		<i>Ng</i>	<i>Np</i>	$\Delta$	$2V$	Плеохроизм
28/8	$(Rb_{0,01}Ca_{0,03}Na_{0,06}K_{0,99})_{1,06} (Mg_{1,59}Li_{0,04}Fe^{2+}_{0,79}Mn_{0,01}Al_{0,42}Ti_{0,15})_{3,00}$ $(Si_{2,98}Al_{1,02})_{4,00}O_{10,00} (OH_{0,44}O_{0,74}F_{0,82})_{2,00}$	1,620	1,575	0,045	—	<i>Ng</i> — желтовато-бурый <i>Np</i> — светло-желтый
200/18	$(Rb_{0,01}Ca_{0,06}Na_{0,11}K_{0,90})_{1,11} (Mg_{1,19}Li_{0,03}Fe^{2+}_{1,08}Mn_{0,01}Fe^{3+}_{0,04}Al_{0,51}Ti_{0,16})_{3,00}$ $(Si_{2,72}Al_{1,28})_{4,00}O_{10,00} (OH_{0,77}O_{0,77}F_{0,46})_{2,00}$	—	—	—	—	—
1/13	$(Ca_{0,05}Na_{0,05}K_{0,85})_{0,95} (Mg_{1,81}Mn_{0,01}Fe^{2+}_{0,90}Fe^{3+}_{0,06}Al_{0,28}Ti_{0,13})_{3,00}$ $(Si_{2,79}Al_{1,21})_{4,00}O_{10,00} (OH_{1,05}F_{0,60}O_{0,35})_{2,00}$	1,630	1,585	0,045	—	<i>Ng</i> ~ <i>Nm</i> — коричнево-зеленый <i>Np</i> — светло-зеленовато-желтый
20/13	$(Ca_{0,03}Na_{0,04}K_{0,89})_{0,96} (Mg_{1,01}Fe^{2+}_{1,15}Mn_{0,01}Fe^{3+}_{0,08}Al_{0,57}Ti_{0,18})_{3,00}$ $(Si_{2,85}Al_{1,15})_{4,00}O_{10,00} (OH_{0,85}O_{0,85}F_{0,30})_{2,00}$	—	—	—	—	—
2/4	$(Rb_{0,01}Na_{0,05}K_{0,90})_{0,96} (Mg_{1,06}Li_{0,02}Fe^{2+}_{0,99}Mn_{0,01}Fe^{3+}_{0,11}Al_{0,07}Ti_{0,11})_{3,00}$ $(Si_{2,81}Al_{1,16})_{4,00}O_{10,00} (OH_{0,76}O_{0,79}F_{0,45})_{2,00}$	—	—	—	—	—
14/44	—	1,632	1,585	0,047	—	<i>Ng</i> — зеленовато-коричневый <i>Np</i> — зеленовато-желтый
21/14	$(Ca_{0,08}Na_{0,05}K_{0,79})_{0,92} (Mg_{1,46}Fe^{2+}_{0,98}Mn_{0,01}Fe^{3+}_{0,06}Al_{0,34}Ti_{0,15})_{3,00}$ $(Si_{2,86}Al_{1,14})_{4,00}O_{10,00} (O_{0,57}OH_{1,43})_{2,00}$	1,638	1,588	0,050	—	<i>Ng</i> — зеленовато-коричневый <i>Np</i> — желтый
1/15—19	$(Rb_{0,02}Ca_{0,03}Na_{0,03}K_{0,95})_{1,03} (Mg_{1,36}Li_{0,12}Fe^{2+}_{1,08}Mn_{0,04}Al_{0,27}Fe^{3+}_{0,04}Ti_{0,09})_{3,00}$ $(Si_{2,95}Al_{0,2})_{4,00}O_{10,00} (OH_{0,49}F_{1,08}O_{0,43})_{2,00}$	—	—	—	—	—
1/1	$(Ca_{0,4}Na_{0,03}K_{0,83})_{1,00} (Mg_{1,07}Fe^{2+}_{1,25}Mn_{0,06}Al_{0,48}Fe^{3+}_{0,01}Ti_{0,13})_{3,00}$ $(Si_{3,21}Al_{0,79})_{4,00}O_{10,00} (OH_{0,99}O_{0,18}F_{0,83})_{2,00}$	1,627	1,582	0,045	—	<i>Ng</i> — зеленовато-желтый <i>Np</i> — бледно-желтый
14/29	$(Rb_{0,02}Ca_{0,04}Na_{0,02}K_{0,90})_{0,98} (Mg_{1,59}Li_{0,06}Fe^{2+}_{1,01}Mn_{0,02}Al_{0,17}Ti_{0,12})_{3,00}$ $(Si_{2,93}Al_{1,07})_{4,00}O_{10,00} (OH_{0,81}O_{0,25}F_{0,94})_{2,00}$	1,620	1,575	0,045	—	<i>Ng</i> ~ <i>Nm</i> — коричнево-бурый <i>Np</i> — светло-желтый
21/15	$(Rb_{0,01}Ca_{0,10}Na_{0,02}K_{0,90})_{1,03} (Mg_{0,21}Li_{0,05}Fe^{2+}_{1,97}Fe^{3+}_{0,28}Mn_{0,09}Al_{0,21}Ti_{0,19})_{3,00}$ $(Si_{2,89}Al_{1,11})_{4,00}O_{10,00} (OH_{0,89}O_{0,74}F_{0,37})_{2,00}$	1,670	1,620	0,050	—	<i>Ng</i> ~ <i>Nm</i> — темно-зеленый <i>Np</i> — желто-зеленый
27/13	—	1,626	1,580	0,046	—	<i>Ng</i> — зеленый <i>Np</i> — зелено-желтый
14/40	—	1,655	1,610	0,045	—	<i>Ng</i> — густо-зеленый <i>Np</i> — зелено-желтый
14/12	$(Rb_{0,02}Na_{0,09}K_{0,93})_{1,01} (Mg_{0,79}Fe^{2+}_{1,31}Fe^{3+}_{0,14}Al_{0,19}Ti_{0,14}Mn_{0,05}Li_{0,38})_{3,00}$ $(Si_{3,28}Al_{0,72})_{4,00}O_{10,00} (OH_{0,26}O_{0,57}F_{1,17})_{2,00}$	—	—	—	—	—
14/4	$(Rb_{0,02}Ca_{0,05}Na_{0,06}K_{0,87})_{1,11} (Mg_{0,93}Li_{0,23}Fe^{2+}_{1,42}Mn_{0,03}Fe^{3+}_{0,04}Al_{0,20}Ti_{0,15})_{3,00}$ $(Si_{3,26}Al_{0,74})_{4,00}O_{10,00} (OH_{0,06}O_{0,74}F_{1,20})_{2,00}$	1,632	1,596	0,046	—	<i>Ng</i> ~ <i>Nm</i> — коричнево-зеленый <i>Np</i> — буровато-желтый
1/13	$(Ca_{0,06}Na_{0,07}K_{0,87})_{1,00} [Mg_{0,17} (Fe^{2+}+Fe^{3+})_{0,21}Al_{1,57}Ti_{0,05}]_{2,00}$ $(Si_{3,14}Al_{0,86})_{4,00}O_{10,00} (OH_{1,82}O_{0,18})_{2,00}$	1,597	1,563	0,034	—35(x) (x)	бесцветный
200/18	$(Ca_{0,04}Na_{0,05}K_{0,81})_{0,91} (Mg_{0,20}Li_{0,01}Fe^{2+}_{0,06}Fe^{3+}_{0,05}Al_{1,61}Ti_{0,06})_{2,00}$ $(Si_{3,06}Al_{0,94})_{4,00}O_{10,00} (OH_{1,63}F_{0,18})_{1,81}$	—	—	—	—	—
2/4	$(Rb_{0,01}Ca_{0,09}Na_{0,10}K_{0,82})_{1,02} (Mg_{0,31}Li_{0,01}Fe^{2+}_{0,12}Fe^{3+}_{0,12}Al_{1,11}Ti_{0,03})_{2,00}$ $(Si_{3,00}Al_{1,00})_{4,00}O_{10,00} (OH_{1,51}F_{0,27})_{1,78}$	1,599	1,562	0,037	—40(x) (x)	бесцветный

Примечания. 1. Формулы в таблицах 5 и 6 рассчитаны по катионному методу (Борнеман-Старынкевич, 1967; Булах, 1967).  
2. Оптические свойства определялись В. А. Поповой.

Состав и оптические свойства амфиболов и пироксенов из гранитоидов массива

Номер пробы	Минерал	Окислы, вес. %															
		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	F	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Σ	-O-F <sub>2</sub>	Σ
14/12	Рибекит	50,62	0,72	2,05	14,75	13,10	0,46	4,40	0,53	8,63	1,55	2,33	0,61	0,08	100,63	0,97	99,66
22/5	Рибекит	46,87	0,82	1,94	18,23	18,84	0,97	0,30	1,02	7,11	2,07	1,10	1,24	Не обн.	100,42	0,04	100,38
27/8	Эгирин	52,08	0,28	1,22	32,01	0,53	0,14	Следы	0,59	11,91	1,00	Не обн.	0,32	0,19	—	—	100,32
14/1	Эгирин	51,45	0,55	1,49	32,72	0,18	0,19	0,13	1,06	10,55	1,58	0,19	0,12	0,07	100,34	0,07	100,27

Продолжение табл. 6

Номер пробы	Эмпирические формулы	Химические характеристики			Оптические свойства					
		Риб <sub>Al</sub>	f'	f	Ng	Nm	Np	Δ	с Np	2V
14/12	(Ca <sub>0,09</sub> K <sub>0,31</sub> Na <sub>2,61</sub> ) <sub>3,01</sub> (Fe <sup>2+</sup> <sub>1,73</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>1,76</sub> Mn <sub>0,05</sub> Mg <sub>1,03</sub> Al <sub>0,38</sub> ) <sub>4,36</sub> (Si <sub>7,97</sub> Ti <sub>0,08</sub> ) <sub>8,05</sub> O <sub>22,00</sub> (OH <sub>0,72</sub> O <sub>0,75</sub> F <sub>1,16</sub> ) <sub>2,63</sub>	2,9	50,4	83,6	1,695 зеленова- то-жел- тый	1,692 синий	1,690 темно- синий	0,005	0-1	-75 -80
22/5	(Ca <sub>0,18</sub> K <sub>0,43</sub> Mn <sub>0,11</sub> Na <sub>2,25</sub> ) <sub>2,97</sub> (Fe <sup>2+</sup> <sub>2,57</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>2,24</sub> Mg <sub>0,07</sub> Al <sub>0,12</sub> ) <sub>5,00</sub> (Si <sub>7,65</sub> Ti <sub>0,10</sub> Al <sub>0,25</sub> ) <sub>8,06</sub> O <sub>22,00</sub> (OH <sub>0,07</sub> O <sub>1,36</sub> F <sub>0,57</sub> ) <sub>2,00</sub>	2,9	46,6	99,0	1,697 зеленова- то-жел- тый	1,694 синий	1,693 темно- синий	0,004	0	-75 -80
27/8	(Ca <sub>0,02</sub> K <sub>0,05</sub> Na <sub>0,88</sub> ) <sub>0,95</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0,02</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0,92</sub> Al <sub>0,05</sub> Ti <sub>0,01</sub> ) <sub>1,00</sub> (Si <sub>1,99</sub> Al <sub>0,01</sub> ) <sub>2,00</sub> (O <sub>5,92</sub> OH <sub>0,08</sub> ) <sub>6,00</sub>	2,0	97,9	100,0	1,792 желто- вато- серый	1,780 зелено- вато- желтый	1,754 зелено- вато- серый	0,038	0	-60
14/1	Ca <sub>0,04</sub> K <sub>0,08</sub> Na <sub>0,78</sub> ) <sub>0,90</sub> (Mg <sub>0,01</sub> Mn <sub>0,01</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0,01</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0,91</sub> Al <sub>0,04</sub> Ti <sub>0,02</sub> ) <sub>1,05</sub> (Si <sub>1,97</sub> Al <sub>0,03</sub> ) <sub>2,00</sub> (O <sub>5,95</sub> F <sub>0,02</sub> OH <sub>0,03</sub> ) <sub>6,00</sub>	2,3	98,9	99,5	1,789 желто- зеленый	1,775 желто- зеленый	1,754 светло- зеленый	0,035	0-5°	-60 -66

Примечания. 1. Состав определялся в химико-аналитической лаборатории ИМГРЭ Т. А. Капитоновой (проба 14/12), О. Ф. Сазоновой (проба 22/5), М. Р. Петерсон (пробы 27/8, 14/1). 2.  $f' = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}} 100\%$  (см. примечания к табл. 12). 3. Оптические характеристики определялись В. А. Поповой. 4. Значения 2V определялись только по двум выходам оптических осей.

рами роста на гранях. Иногда, подобно остальным темноцветным минералам встречается в виде скелетных кристаллов и бесформенных выделений. Цвет минерала железно-черный, блеск металлический и полуметаллический. Магнетит часто наблюдается в реакционных взаимоотношениях с рибекитом, биотитом и эгирином, образует тесные сростания с этими минералами, а также кварцем, полевым шпатом, цирконом и др. Количество сростков достигает 20% от всей массы магнетита. Размер зерен магнетита колеблется от 0,30 до 0,01 мм.

Флюорит в качестве породообразующего минерала присутствует во всех гранитоидах массива, но наиболее распространен во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах. Иногда образует хорошо ограненные изометричные кристаллы, с заметной спайностью, обычно же встречается в виде бесформенных выделений. Бесцветный, очень редко слабо-лиловый, прозрачный и полупрозрачный, блеск стеклянный или матовый, изотропный:  $N=1,434$ . С криолитом обычно не встречается или находится с ним в четких реакционных соотношениях. Характерны сростки с цветными породообразующими минералами, кварцем и полевым шпатом, а также ильменитом, ильменорутилом, цирконом, пиритом, пирохлором, фергусонитом. Некоторые зерна содержат газово-жидкие включения удлиненной и овальной формы.

Криолит наиболее распространен в эгирин-рибекитовых метагранитах. Встречается в виде хорошо ограненных изометричных кристаллов и ксеноморфных выделений. Бесцветный, прозрачный, спайность совершенная, изотропный, иногда пятнистый аномальный с  $\Delta=0,002-0,003$ ;  $N=1,340$ . Часто образует сростания с цветными минералами.

## Глава 2

### АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВОВ СОСУЩЕСТВУЮЩИХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ И СЛЮД ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ГРАНИТОВ

Настоящее исследование направлено на выяснение химических условий\*, изменение которых, с одной стороны, послужило причиной колебания состава породообразующих минералов, с другой, обусловило смену парагенезисов редкометальных акцессориев в пределах одних и тех же минеральных фаций щелочных и субщелочных метагранитов. Кроме того, подобный анализ представляет значительный теоретический интерес в связи с совершенно недостаточной изученностью поведения пет-

\* Ранее (Павленко, Попова, 1970) было показано, что формирование всех минеральных фаций гранитондов происходило в изобарических и изотермических условиях.

рогенных элементов в своеобразных условиях, характерных для щелочных гранитоидов. Анализу подвергались минералы переменного состава, широко распространенные во всех минеральных фациях гранитоидов массива: плагиоклаз, калиевый полевой шпат и биотит.

### Плагиоклаз — калишпат

При анализе составов сосуществующих полевых шпатов из различных минеральных фаций гранитоидов (см. таблицы 1 и 2) устанавливается, что содержания СаО оказываются более высокими то в плагиоклазах, то в калишпатах. Иначе говоря, в равновесиях между этими минералами намечаются инверсии, где отношения кальция и других компонентов в полевых шпатах изменяются с прямого на обратное. По теории экстремальных состояний применительно к минеральным системам, разработанной Д. С. Коржинским (1958, 1960, 1963), подобные состояния минеральных равновесий являются экстремальными, т. е. обладают максимальными или минимальными значениями каждого из интенсивных факторов равновесия при постоянстве всех остальных.

Для двухминерального равновесия плагиоклаз — калишпат при постоянном присутствии кварца\* имеем следующую матрицу:

$$A = \begin{vmatrix} N_{Ca}^{Pl} & N_K^{Pl} & N_{Na}^{Pl} & N_{Si}^{Pl} & N_{Al}^{Pl} \\ N_{Ca}^{Kpl} & N_K^{Kpl} & N_{Na}^{Kpl} & N_{Si}^{Kpl} & N_{Al}^{Kpl} \\ 0 & 0 & 0 & N_{Si}^{Kv} & 0 \end{vmatrix},$$

где  $N$  — числа молей компонентов в плагиоклазе, калишпате и кварце. Экстремальное состояние минерального равновесия может реализоваться в том случае, когда ранг матрицы, т. е. число строк или столбцов, меньше числа фаз ( $r_A < \Phi$ ), причем порядок экстремума определяется разностью  $\Phi - r_A$ . Для экстремумов первого порядка ( $\Phi - r_A = 1$ ) любой определитель порядка  $\Phi$  должен быть равен нулю.

В приведенной матрице вычеркнем строку кварца, все члены которой, за исключением одного, равны нулю, и тогда можно составить шесть определителей порядка  $\Phi = 2$ , равенство нулю которых является условием экстремумов химических потенциалов соответствующих компонентов (Маракушев, 1965).

Условия экстремальности:

\* Все три минерала в гранитоидах массива инертны, избыточны (Павленко, Попова, 1970).

1)  $\mu\text{K}_2\text{O}$ ,  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$ :

$$\begin{vmatrix} N_{\text{Ca}}^{\text{Пл}} & N_{\text{Na}}^{\text{Пл}} \\ N_{\text{Ca}}^{\text{Кпш}} & N_{\text{Na}}^{\text{Кпш}} \end{vmatrix} = N_{\text{Ca}}^{\text{Пл}} N_{\text{Na}}^{\text{Кпш}} - N_{\text{Na}}^{\text{Пл}} N_{\text{Ca}}^{\text{Кпш}} = 0;$$

$$\frac{N_{\text{Ca}}^{\text{Пл}}}{N_{\text{Na}}^{\text{Пл}}} = \frac{N_{\text{Ca}}^{\text{Кпш}}}{N_{\text{Na}}^{\text{Кпш}}} \text{ или } \left( \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na}} \right)^{\text{Пл}} = \left( \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na}} \right)^{\text{Кпш}};$$

2)  $\mu\text{K}_2\text{O}$  и  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  реализуются для отношений

$$\left( \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Al}} \right)^{\text{Пл}} = \left( \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Al}} \right)^{\text{Кпш}};$$

3)  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$  для отношений

$$\left( \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{K}} \right)^{\text{Пл}} = \left( \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{K}} \right)^{\text{Кпш}};$$

4)  $\mu\text{CaO}$ ,  $\mu\text{Na}_2\text{O}$

$$\left( \frac{\text{K}}{\text{K} + \text{Al}} \right)^{\text{Пл}} = \left( \frac{\text{K}}{\text{K} + \text{Al}} \right)^{\text{Кпш}};$$

5)  $\mu\text{CaO}$ ,  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$

$$\left( \frac{\text{K}}{\text{K} + \text{Na}} \right)^{\text{Пл}} = \left( \frac{\text{K}}{\text{K} + \text{Na}} \right)^{\text{Кпш}};$$

6)  $\mu\text{CaO}$ ,  $\mu\text{K}_2\text{O}$

$$\left( \frac{\text{Na}}{\text{Na} + \text{Al}} \right)^{\text{Пл}} = \left( \frac{\text{Na}}{\text{Na} + \text{Al}} \right)^{\text{Кпш}}.$$

Таким образом, получаем шесть вариантов условий возможных экстремальных состояний равновесия плагиоклаз — калишпат. Из табл. 7 и рис. 6 следует, что инверсионные точки в этом равновесии существуют только для отношений  $C_1 = \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na}}$ ,  $C_2 = \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Al}}$  и  $C_3 = \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{K}}$ ; соответственно при экстремальных значениях  $\mu\text{K}_2\text{O} - \mu\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\mu\text{K}_2\text{O} - \mu\text{Na}_2\text{O}$  и  $\mu\text{Na}_2\text{O} - \mu\text{Al}_2\text{O}_3$ . Три других отношения  $\left( \frac{\text{K}}{\text{K} + \text{Al}}, \frac{\text{K}}{\text{K} + \text{Na}}, \frac{\text{Na}}{\text{Na} + \text{Al}} \right)$  в равновесиях плагиоклаз — калишпат различны в пределах всей изученной области их составов.

Данные, приведенные в табл. 7 и на рис. 6, позволяют также установить, что отношение  $C_1 = \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na}}$  в плагиоклазе из эндоконтактовых метагранитов и плагиопегматитов постоянно больше, чем в калишпатах из этих пород; во флюорит-магнетит-биотитовых и эгирин-рибекитовых метагранитах, наоборот,  $C_1^{\text{Пл}} < C_1^{\text{Кпш}}$ , \*, т. е. инверсионная точка в этом отношении, со-

\* Исключение составляет проба 1/15—19, в которой минеральный парагенезис, состав плагиоклаза и калишпата отвечает флюорит-биотитовым метагранитам, а  $C_1^{\text{Пл}} > C_1^{\text{Кпш}}$  вероятно вследствие аналитической ошибки.

Таблица 7

Соотношения компонентов в равновесных ассоциациях  
плагноклаз-калишпат из различных гранитоидов массива

Номер пробы	Порода	Минерал	Отношения компонентов, %					
			$\frac{Ca}{Ca+Na} \cdot 100$	$\frac{Ca}{Ca+Al} \cdot 100$	$\frac{Ca}{Ca+K} \cdot 100$	$\frac{K}{K+Al} \cdot 100$	$\frac{K}{K+Na} \cdot 100$	$\frac{Na}{Na+Al} \cdot 100$
21/14	Скиалит	Пл Кпш	32,05 —	18,24 —	95,7 —	1,0 —	2,0 —	33,7 —
20/13 2/4	Жильные плагно- легматиты	Пл Кпш Пл Кпш	28,22 11,71 10,44 4,75	17,38 2,47 8,40 1,36	90,1 3,2 75,9 1,9	2,2 43,1 2,8 41,1	4,1 80,0 3,6 71,5	34,8 16,1 44,1 21,7
1/13 28/8 200/18	Эндоконтактовые метаграниты	Пл Кпш Пл Кпш Пл Кпш	17,44 7,65 11,28 8,42 8,94 8,28	12,69 2,56 8,95 3,01 7,34 2,92	87,2 4,0 76,3 4,9 73,5 4,7	2,1 40,6 3,0 37,6 2,8 37,8	3,0 66,5 3,7 64,0 3,4 64,5	40,7 24,1 43,7 25,2 43,3 25,0
1/15—19 1/1 21/15 14/40 22/11 14/29 21/1	Флюорит-магнетит-биотитовые метаграниты	Пл Кпш Пл Кпш Пл Кпш Пл Кпш Пл Кпш Пл Кпш	1,46 0 1,54 2,37 1,15 3,48 1,84 3,50 — 3,67 2,07 6,28 1,80 6,64	1,36 0 1,46 0,79 1,08 0,79 1,74 0,69 — 0,79 1,92 1,27 1,74 1,27	25,9 0 35,7 1,2 47,8 1,0 44,0 0,9 — 0,9 39,2 1,6 41,8 1,6	3,8 44,1 2,6 39,6 1,1 43,3 2,2 44,9 — 43,7 2,9 43,8 2,4 44,3	4,1 81,8 2,7 66,8 1,2 77,6 2,3 82,5 — 78,8 3,2 80,5 2,5 81,5	48,2 15,4 48,6 24,7 49,0 18,1 48,5 14,4 — 16,4 48,2 16,1 48,5 16,7
27/8 21/2 22/5 14/12 14/1 14/4	Эгирин-рибеки- товые метаграниты	Пл Кпш Пл Кпш Пл Кпш Пл Кпш Пл Кпш Пл Кпш	0 2,54 0,61 3,00 0,92 8,89 0 4,45 1,43 11,45 1,84 16,01	0 0,49 0,59 0,59 0,88 1,17 0 0,79 1,36 2,20 1,74 2,74	0 0,6 22,2 0,7 33,4 1,4 0 1,0 37,9 2,8 43,9 3,4	2,9 44,4 2,0 44,3 1,8 46,1 2,0 44,9 2,2 43,6 2,2 44,4	3,6 80,6 2,1 80,6 1,8 87,6 2,0 82,6 2,3 80,7 2,3 84,4	49,1 16,1 49,2 16,2 49,1 10,8 49,5 14,6 48,8 14,8 48,6 12,9

Примечания. 1. Отношения компонентов вычислены на основании данных, приведенных в таблицах 1 и 2. 2. Содержания Al вычислены по формуле  $Al=1+Ca$ , исходя из стехиометрического состава полевых шпатов.

ответствующая экстремальным значениям  $\mu\text{K}_2\text{O}$ ,  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$ , будет располагаться на условно-моновариантной кривой (см. раздел «Равновесие Флр+Кр+Кпш+Пл+Кв»), разделяющей эндо-контактовые и флюорит-магнетит-биотитовые метаграниты и.

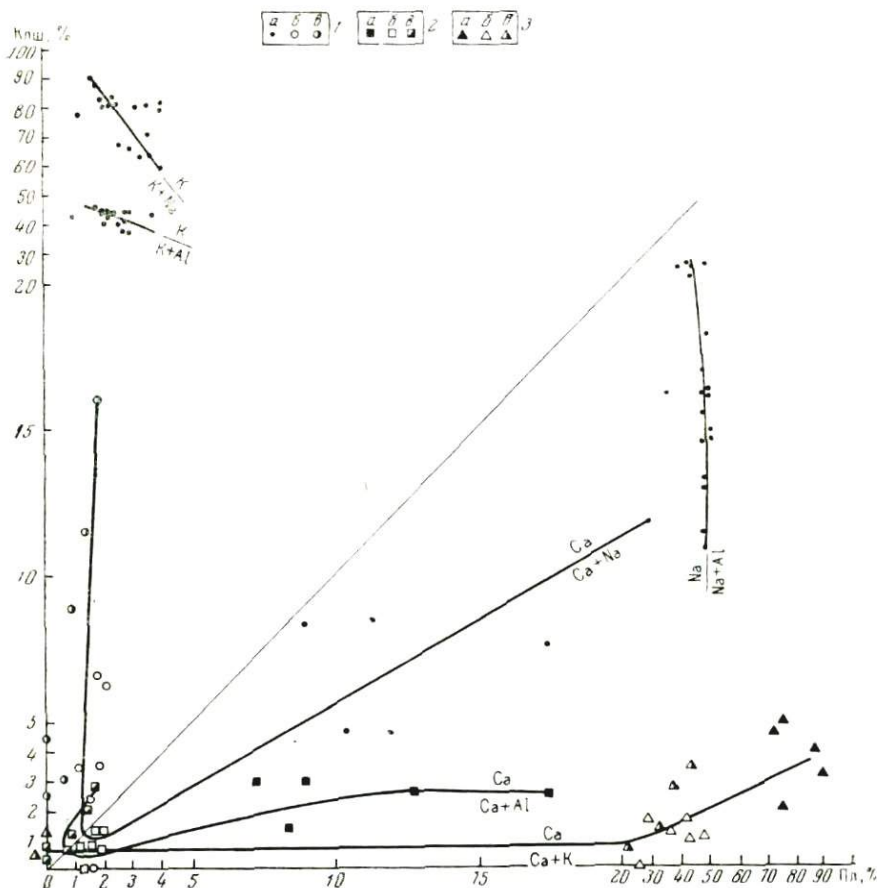


Рис. 6. Корреляционная диаграмма отношений  $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Na}}$ ;  $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Al}}$ ;  $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{K}}$ ;  $\frac{\text{K}}{\text{K}+\text{Al}}$ ;  $\frac{\text{K}}{\text{K}+\text{Na}}$ ;  $\frac{\text{Na}}{\text{Na}+\text{Al}}$  в сосуществующих плагиоклазах — калишпатах

1 —  $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Na}}$  в полевых шпатах из: а — эндоконтактовых метагранитов и плагиопегматитов, б — флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов; в — эгирин-рибекитовых метагранитов; 2 —  $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{Al}}$  в полевых шпатах из: а — эндоконтактовых метагранитов и плагиопегматитов, б — флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов, в — эгирин-рибекитовых метагранитов; 3 —  $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca}+\text{K}}$  в полевых шпатах из а — эндоконтактовых метагранитов и плагиопегматитов, б — флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов, в — эгирин-рибекитовых метагранитов

следовательно, реагирующими фазами на ней будут биотит, мусковит, флюорит, магнетит, плагиоклаз, калишпат, кварц.

Отношение  $C_2 = \frac{Ca}{Ca+Al}$  очень четко разделяет полевые шпаты из плагиоцеллитов, эндоконтактовых и флюорит-биотит-магнетитовых метагранитов ( $C_2^{Пл} > C_2^{Кпш}$ ) и эгирин-рибекитовых метагранитов ( $C_2^{Пл} < C_2^{Кпш}$ ). Это значит, что инверсионная точка ( $C_2^{Пл} = C_2^{Кпш}$ ), реализующаяся при экстремальных значениях  $\mu K_2O$  и  $\mu Na_2O$ , будет лежать на условно-моновариантной кривой фациального перехода между флюорит-магнетит-биотитовыми и эгирин-рибекитовыми метагранитами при реакционных взаимоотношениях биотита, рибекита (или эгирина), магнетита, флюорита, плагиоклаза, калишпата и кварца (Павленко, Попова, 1970).

Наконец, равенство  $C_3^{Пл} = C_3^{Кпш}$  для отношения  $\frac{Ca}{Ca+K}$  в полевых шпатах осуществляется в области эгирин-рибекитовых метагранитов и реализуется в условиях экстремальных значений  $\mu Na_2O$ ,  $\mu Al_2O_3$  на условно-моновариантной кривой, разделяющей флюоритовые и криолитовые фации этих пород, при реакционных взаимоотношениях флюорита, криолита, полевых шпатов и кварца и индифферентном поведении эгирина, рибекита и магнетита (Павленко, Попова, 1970).

Построим диаграммы химических потенциалов, на которых удобно анализировать выявленные экстремумы.

**Равновесие Би + Му + Флр + Мт + Пл + Кпш + Кв** имеет место при фациальном переходе между эндоконтактовыми метагранитами и плагиоцеллитами и флюорит-магнетит-биотитовыми метагранитами. Экстремальные значения  $\mu K_2O$ ,  $\mu Al_2O_3$  при  $T$  и  $P = \text{const}$  наблюдаются, когда  $\left(\frac{Ca}{Ca+Na}\right)^{Пл} = \left(\frac{Ca}{Ca+Na}\right)^{Кпш}$ .

Система параметров для этого состояния имеет вид:

	$N(Mg, Fe)O$	$NFe_2O_3$	$NF$	$NSiO_2$	$NCaO$	$NNa_2O$	$NK_2O$	$NAl_2O_3$
Би	2,3	0,1	1,0	3,0	0	0	0,5	0,6
Му	0,5	0	0,2	3,0	0,01	0,01	0,5	1,3
Флр	0	0	2,0	0	1,0	0	0	0
Мт	1,0	1,0	0	0	0	0	0	0
Пл	0	0	0	A	B	C	D	E
Кпш	0	0	0	A'	B'	C'	D'	E'
Кв	0	0	0	1,0	0	0	0	0

Углы наклона условно-моновариантной линии с экстремальными значениями  $\mu K_2O$ ,  $\mu Al_2O_3$  получим, рассчитав реакции между минералами при «доэкстремальном» ( $C_1^{Пл} > C_1^{Кпш}$ ) и «послеэкстремальном» ( $C_1^{Пл} < C_1^{Кпш}$ ) составах полевых шпатов (табл. 8). Заметим, что здесь и далее в целях упрощения при

## Углы наклона условно-моновариантной линии Би, Му, Флр, Мт, Пл, Кпш, Кв

Номер пробы	Условно-моновариантная линия	$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta \text{Al}_2\text{O}_3}{\Delta \text{K}_2\text{O}}$
20/13	10,0 Би + 5,082 Пл <sub>28,22</sub> + ↓ 22,169 К <sub>2</sub> O ↑ + + ↓ 54,915 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ↑ = Мт + 44,0 Му + 0,6 Флр + + 13,552 Кпш <sub>11,71</sub>	-2,477
1/13	10,0 Би + 9,354 Пл <sub>17,44</sub> + ↓ 23,470 К <sub>2</sub> O ↑ + + ↓ 56,202 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ↑ = Мт + 44,0 Му + 0,6 Флр + + 20,377 Кпш <sub>7,65</sub>	-2,395
2/4	10,0 Би + 17,442 Пл <sub>10,44</sub> + ↓ 34,916 К <sub>2</sub> O ↑ + + ↓ 67,739 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ↑ = Мт + 44,0 Му + 0,6 Флр + + 51,544 Кпш <sub>4,75</sub>	-1,940
200/18	10,0 Би + 152,236 Пл <sub>89,4</sub> + ↓ 135,856 К <sub>2</sub> O ↑ + + ↓ 169,135 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ↑ = Мт + 44,0 Му + 0,6 Флр + + 388,757 Кпш <sub>8,28</sub>	-1,245
1/15—19	10,0 Би + 74,286 Пл <sub>1,16</sub> + ↓ 172,460 К <sub>2</sub> O ↑ + + ↓ 204,180 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ↑ = Мт + 44,0 Му + 0,6 Флр + + 381,286 Кпш <sub>0</sub>	-1,184
28/8	10,0 Би + 31,754 Пл <sub>11,25</sub> + ↓ 39,914 К <sub>2</sub> O ↑ + + ↓ 42,616 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ↑ = Мт + 44,0 Му + 0,6 Флр + + 75,657 Кпш <sub>8,42</sub>	-1,068
1/1	10,0 Би + 365,591 Кпш <sub>2,37</sub> = Мт + 44,0 Му + + 0,6 Флр + 125,649 Пл <sub>1,54</sub> + ↓ 102,252 К <sub>2</sub> O ↑ + + ↓ 69,354 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ↑	-0,678
14/40	10,0 Би + 271,400 Кпш <sub>3,50</sub> = Мт + 44,0 Му + + 0,6 Флр + 47,784 Пл <sub>1,84</sub> + ↓ 93,701 К <sub>2</sub> O ↑ + + ↓ 61,264 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ↑	-0,654
21/2	10,0 Би + 215,315 Кпш <sub>3,00</sub> = Мт + 44,0 Му + + 0,6 Флр + 41,982 Пл <sub>0,61</sub> + ↓ 68,664 К <sub>2</sub> O ↑ + + ↓ 35,992 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ↑	-0,524
21/15	10,0 Би + 187,566 Кпш <sub>3,48</sub> = Мт + 44,0 Му + + 0,6 Флр + 41,867 Пл <sub>1,15</sub> + ↓ 54,961 К <sub>2</sub> O ↑ + + ↓ 22,148 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ↑	-0,403
14/29	10,0 Би + 114,453 Кпш <sub>6,23</sub> + ↓ 4,605 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ↑ = Мт + + 44,0 Му + 0,6 Флр + 22,417 Пл <sub>2,07</sub> + ↓ 27,964 К <sub>2</sub> O ↑	+0,165
21/1	10,0 Би + 107,558 Кпш <sub>6,64</sub> + ↓ 6,787 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ↑ = Мт + + 44,0 Му + 0,6 Флр + 19,881 Пл <sub>1,80</sub> + ↓ 26,000 К <sub>2</sub> O ↑	+0,261

Примечание. Составы минералов приведены по данным таблиц 1 (Пл), 2 (Кпш) и 4 (Би и Му). Индекс при обозначении Пл и Кпш соответствует величине отношения  $\frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na}}$  в этой фазе.

расчете реакции масса кремнезема не учитывалась, так как количество кварца не влияет на углы наклона условно-моновариантной линии (и линий равного состава полевых шпатов).

Полученная диаграмма (рис. 7) отражает изменение состава сосуществующих полевых шпатов в парагенезисе с биотитом, мусковитом, магнетитом, флюоритом и кварцем в зависимости от химических потенциалов  $Al_2O_3$  и  $K_2O$ . Устанавливается, что равенство  $C_1^{Pl} = C_1^{Kпш}$ , соответствующее значениям  $C_1^{Pl}, Kпш = 1,46—1,54\%$ , осуществляется при максимальных значениях одновременно  $\mu Al_2O_3$ , и  $\mu K_2O$ . При более высоких значениях  $\mu Al_2O_3$  и низких  $\mu K_2O$  (относительно кислотные условия в плагиопегматитах и эндоконтактовых метагранитах) значения  $C_1^{Kпш}$  достигают максимума ( $\approx 8—11\%$ ) и в дальнейшем остаются постоянными.

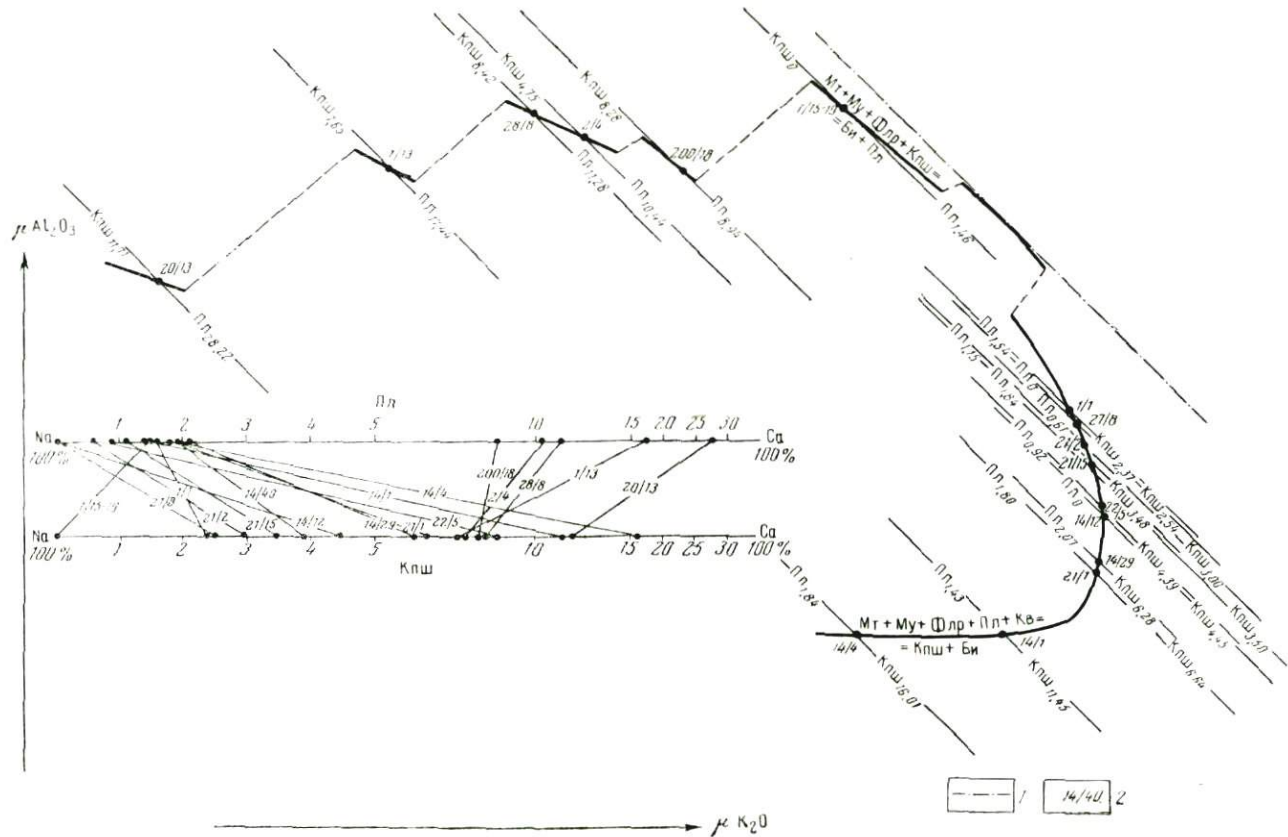
В более щелочных условиях по сравнению с экстремальными, т. е. при более высоких значениях  $\mu K_2O$  и низких  $\mu Al_2O_3$ , значения  $C_1$  в полевых шпатах изменяются на обратные: снижаются до минимума в плагиоклазах ( $C_1^{Pl} = 0—2\%$ ), а в сосуществующих калишпатах, наоборот, прогрессивно увеличиваются и достигают значительной величины ( $\max C_1^{Kпш} = 16\%$ ).

Проанализируем характер изменения составов сосуществующих полевых шпатов (в отношении  $C_1$ ) в кислотной («доэкстремальной») и щелочной («послеэкстремальной») областях.

По правилу фаз рассматриваемая минеральная ассоциация (Би, Му, Мт, Флр, Пл, Кпш, Кв) трехварианта ( $n = K + 2 - \Phi = 8 + 2 - 7 = 3$ ), а при постоянных температуре и давлении — условно-моновариантна, иначе говоря, значения  $C_1$  в сосуществующих полевых шпатах фиксируются в каждой точке условно-моновариантной линии, а их изменения определяются независимыми изменениями только одного интенсивного параметра:  $\mu Al_2O_3$  или  $\mu K_2O$ . Исчезновение фазы из минеральной ассоциации условно-моновариантной линии переводит оставшийся парагенезис в условно-дивариантное поле, где для произвольного состава полевых шпатов и  $\mu Al_2O_3$ , и  $\mu K_2O$  могут иметь независимую величину. Однако, если задаться определенным значением  $C_1$  в плагиоклазе или калишпате, то число степеней свободы условно-дивариантной ассоциации сократится на единицу и  $\mu Al_2O_3$ , и  $\mu K_2O$  опять окажутся взаимосвязанными на линиях постоянных значений  $C_1$ . Угол наклона этих линий вычисляется по реакции смещенных равновесий (Коржинский, 1957), связывающих полевые шпаты с различными величинами  $C_1$ .

Угол наклона линий с постоянными значениями  $C_1$  в плагиоклазе из более кислотной «доэкстремальной» области, т. е. при  $C_1^{Pl} = n > C_1^{Kпш} = p$  и  $n - p = k$ , определяется из реакции\*:

\* Здесь и далее реакции рассчитаны по данным табл. 9.





Углы наклона калишпатовых линий в этой же области ( $C_1^{\text{Кпш}}=n$ ;  $C_1^{\text{Пл}}=p$ ;  $n-p=k$ ) получаются из реакции:

$$(0,5n + 0,5km + 0,1k + 0,385n + 0,485m - 0,5n^2 - 0,5mn) \cdot \text{Кпш}_n = (0,5kn + 0,1k + 0,385n - 0,5n^2) \text{Кпш}_{n+m} + 0,1m \text{Пл}_p + \downarrow m [0,192 + 0,250k - 0,250n] \text{K}_2\text{O} \uparrow + \downarrow m [0,192 + 0,250k - 0,250n] \text{Al}_2\text{O}_3 \uparrow;$$

$$\text{tg } \alpha = -\frac{\Delta \text{Al}_2\text{O}_3}{\Delta \text{K}_2\text{O}} = -\frac{m(0,192 + 0,250k - 0,250n)}{m(0,192 + 0,250k - 0,250n)} = -1. \quad (4)$$

Таблица 9

Матрица для расчета реакций, связывающих полевые шпаты с различными значениями  $C_1$ ,  $C_2$  и  $C_3$

	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
Пл <sub>n</sub>	n	0,5+0,5 n	0,015	0,485-0,5 n
Пл <sub>n+m</sub>	n+m	0,5+0,5 n + 0,5 m	0,015	0,485-0,5 n-0,5 m
Пл <sub>p</sub>	p	0,5+0,5 p	0,015	0,485-0,5 p
Кпш <sub>n</sub>	n	0,5+0,5 n	0,4-0,5 n	0,1
Кпш <sub>n+m</sub>	n+m	0,5+0,5 n + 0,5 m	0,4-0,5 n - 0,5 m	0,1
Кпш <sub>p</sub>	p	0,5+0,5 p	0,4-0,5 p	0,1

Из приведенных реакций устанавливается:

1. В реакциях участвуют только избыточные инертные минералы (плагноклаз, калишпат и кварц), и исчезновение одного из трех минералов, содержащих (Fe, Mg)O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> или F при переходе от условно-моновариантной к условно-дивариантной минеральной ассоциации, переводит оставшиеся два минерала, представленные перечисленными виртуальными инертными компонентами (Павленко, Попова, 1970), в индифферентные фазы. Это объясняется тем, что в полевых шпатах и кварце магний, железо и фтор отсутствуют.

2. Во всей области проанализированных составов полевых шпатов угол наклона линий равных значений  $C_1$  и в плагноклазах, и в калишпатах одинаков и составляет 45°. Таким образом, семейство параллельных линий, проведенных на диаграмме  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3 - \mu\text{K}_2\text{O}$  (см. рис. 7) под углом 45°, отражает изменения состава или плагноклаза при постоянном значении  $C_1$  в сосуществующих калишпатах, или калишпата при постоянном составе равновесных плагноклазов, или одновременное изменение величины  $C_1$  в обоих полевых шпатах. В первых двух случаях направление изменения состава плагноклаза и калишпата будет определяться химическим эффектом реакции смещенного равновесия для соответствующей фазы; в последнем — сумми-

рующим химическим эффектом реакций для обеих фаз (см. раздел «Равновесие Би+Риб+Мт+Флр+Пл+Кв»).

3. В более кислотных «доэкстремальных условиях» происходит резкое изменение состава плагиноклаза при относительно постоянстве состава калишпата. Из реакции (1) следует, что возрастание значений  $C_1$  в плагиноклазе из этой области обуславливается падением  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\mu\text{K}_2\text{O}$ . В более щелочной, «послеэкстремальной» области наиболее резким изменениям подвержен состав калишпата при относительно постоянном составе плагиноклаза. Значение  $C_1$  в калишпате здесь также возрастает по мере падения  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\mu\text{K}_2\text{O}$  [реакция (4)].

Следовательно, с уменьшением  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\mu\text{K}_2\text{O}$  в более кислотных условиях происходит возрастание основности плагиноклаза, а в более щелочных — возрастание основности калишпата. Это значит, что в кислотных («доэкстремальных») условиях, характеризующих плагионегматиты и эндоконтактовые метакриститы, СаО в калишпате по отношению к  $\text{Na}_2\text{O}$  находится в состоянии предельного насыщения и анортитовая молекула резко преобладает в плагиноклазе. Более щелочные («послеэкстремальные») условия, характерные для флюорит-магнетит-биотитовых и особенно эгирин-рибекитовых метакриститов, благоприятствуют преимущественному вхождению кальция в структуру калишпата, а не плагиноклаза.

Топология моновариантной кривой Би, Му, Мт, Флр, Пл, Кпш, Кв показывает, что и в до-, и послеэкстремальной областях возрастание основности плагиноклаза и калишпата происходит в силу прогрессивного падения  $\mu\text{K}_2\text{O}$  по сравнению с  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$ .

**Равновесие Би+Риб+Мт+Флр+Пл+Кпш+Кв\*** наблюдается при фациальном переходе между флюорит-магнетит-биотитовыми и эгирин-рибекитовыми метакриститами. Равенство  $\left(\frac{\text{Са}}{\text{Са}+\text{Ал}}\right)^{\text{Пл}} = \left(\frac{\text{Са}}{\text{Са}+\text{Ал}}\right)^{\text{Кпш}}$  имеет место при экстремальных значениях  $\mu\text{K}_2\text{O}$  и  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  и при  $T$  и  $p = \text{const}$ . Система параметров для этого состояния имеет вид \*\*

	$N(\text{Mg, Fe})\text{O}$	$N\text{Fe}_2\text{O}_3$	$N\text{F}$	$N\text{SiO}_2$	$N\text{Al}_2\text{O}_3$	$N\text{CaO}$	$N\text{K}_2\text{O}$	$N\text{Na}_2\text{O}$
Би	2,3	0,1	1,0	3,0	0,6	0	0,5	0
Риб	2,5	1,0	0,9	8,0	0,2	0	0,2	1,2
Мт	1,0	1,0	0	0	0	0	0	0
Флр	0	0	2,0	0	0	1,0	0	0
Аб	0	0	0	A	B	C	D	E
Кпш	0	0	0	A'	B'	C'	D'	E'
Кв	0	0	0	1,0	0	0	0	0

\* Аналогичное равновесие с эгирином вместо рибекита принципиально ничем не отличается от анализируемого и поэтому не будет обсуждаться.

\*\* Состав минералов приведен по данным таблиц 1, 2, 4, 6. Индекс при обозначении Пл или Кпш соответствует величине  $\frac{\text{Са}}{\text{Са}+\text{Ал}}$  в этой фазе.

Углы наклона условно-моновариантной линии с экстремальными значениями  $\mu_{K_2O}$  и  $\mu_{Na_2O}$  получим, рассчитав реакции между перечисленными минералами при «доэкстремальном» ( $C_2^{Пл} > C_2^{Кпш}$ ), экстремальном ( $C_2^{Пл} = C_2^{Кпш}$ ) и «послеэкстремальном» ( $C_2^{Пл} < C_2^{Кпш}$ ) составах полевых шпатов (табл. 10). Из диаграммы (рис. 8) следует, что соотношение  $C_2^{Пл} = C_2^{Кпш}$

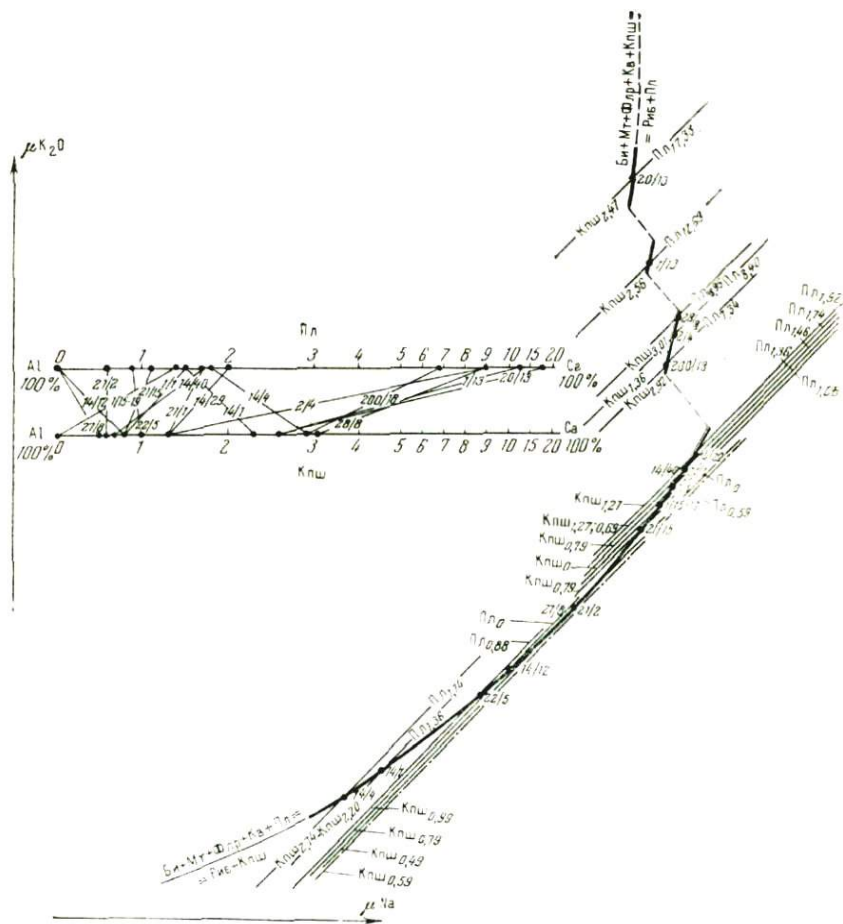


Рис. 8. Диаграмма соотношений  $C_2 \left( \frac{Ca}{Ca+Al} \cdot 100\% \right)$  в полевых шпатах из минерального равновесия Би, Риб, Мт, Флр, Кв, Кпш, Пл в зависимости от химических потенциалов  $K_2O$  и  $Na_2O$ .

Параллельно друг другу, под углом  $+45^\circ$  проведены сплошные линии равных значений  $C_2$  в сосуществующих плагиоклазе и калишпате. Индекс при обозначении Пл или Кпш указывает на величину  $C_2$  в соответствующей фазе. Равенство  $C_2^{Пл} = C_2^{Кпш}$  реализуется при экстремальных ( $\mu_{K_2O} = \text{min}$ ;  $\mu_{Na_2O} = \text{max}$ ) значениях химических потенциалов  $K_2O$  и  $Na_2O$  (см. подрисовочную подпись в рис. 7)

## Углы наклона условно-моновариантной линии Би, Риб, Мт, Флр, Пл, Кпш, Кв

Номер пробы	Условно-моновариантная линия	$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta K_2O}{\Delta Na_2O}$
20/13	10 Би + 13,7 Мт + 1,6 Флр + 1,454 Кпш <sub>2,47</sub> + + ↓ 19,832 Na <sub>2</sub> O ↑ = 14,7 Риб + 5,977 Пл <sub>17,38</sub> + + ↓ 2,536 K <sub>2</sub> O ↑	+0,128
1/13	10 Би + 13,7 Мт + 1,6 Флр + 5,811 Кпш <sub>2,56</sub> + + ↓ 20,848 Na <sub>2</sub> O ↑ = 14,7 Риб + 10,335 Пл <sub>12,69</sub> + + ↓ 3,813 K <sub>2</sub> O ↑	+0,183
28/8	10 Би + 13,7 Мт + 1,6 Флр + 14,421 Кпш <sub>3,01</sub> + + ↓ 23,226 Na <sub>2</sub> O ↑ = 14,7 Риб + 18,913 Пл <sub>8,96</sub> + + ↓ 6,209 K <sub>2</sub> O ↑	+0,267
2/4	10 Би + 13,7 Мт + 1,6 Флр + 12,949 Кпш <sub>1,36</sub> + + ↓ 23,570 Na <sub>2</sub> O ↑ = 14,7 Риб + 17,637 Пл <sub>8,40</sub> + + ↓ 6,349 K <sub>2</sub> O ↑	+0,269
200/18	10 Би + 13,7 Мт + 1,6 Флр + 21,998 Кпш <sub>2,92</sub> + + ↓ 25,558 Na <sub>2</sub> O ↑ = 14,7 Риб + 26,535 Пл <sub>7,34</sub> + + ↓ 8,498 K <sub>2</sub> O ↑	+0,332
1/15—19	10 Би + 13,7 Мт + 1,6 Флр + 109,766 Кпш <sub>0</sub> + + ↓ 61,708 Na <sub>2</sub> O ↑ = 14,7 Риб + 114,286 Пл <sub>1,36</sub> + + ↓ 44,668 K <sub>2</sub> O ↑	+0,724
1/40	10 Би + 13,7 Мт + 1,6 Флр + 137,808 Кпш <sub>0,69</sub> + + ↓ 74,042 Na <sub>2</sub> O ↑ = 14,7 Риб + 142,490 Пл <sub>1,74</sub> + + ↓ 56,851 K <sub>2</sub> O ↑	+0,768
1/1	10 Би + 13,7 Мт + 1,6 Флр + 219,366 Кпш <sub>1,16</sub> + + ↓ 88,579 Na <sub>2</sub> O ↑ = 14,7 Риб + 223,662 Пл <sub>0,79</sub> + + ↓ 71,539 K <sub>2</sub> O ↑	+0,807
14/29	10 Би + 13,7 Мт + 1,6 Флр + 214,978 Кпш <sub>1,27</sub> + + ↓ 100,581 Na <sub>2</sub> O ↑ = 14,7 Риб + 219,778 Пл <sub>1,92</sub> + + ↓ 83,675 K <sub>2</sub> O ↑	+0,832
21/1	10 Би + 13,7 Мт + 1,6 Флр + 302,719 Кпш <sub>1,27</sub> + + ↓ 137,063 Na <sub>2</sub> O ↑ = 14,7 Риб + 307,459 Пл <sub>1,74</sub> + + ↓ 120,064 K <sub>2</sub> O ↑	+0,876
21/15	10 Би + 13,7 Мт + 1,6 Флр + 518,647 Кпш <sub>0,79</sub> + + ↓ 215,101 Na <sub>2</sub> O ↑ = 14,7 Риб + 522,673 Пл <sub>1,08</sub> + + ↓ 198,614 K <sub>2</sub> O ↑	+0,923
21/2	Пл <sub>0,59</sub> + ↓ 0,390 K <sub>2</sub> O ↑ = Кпш <sub>0,59</sub> + ↓ 0,390 Na <sub>2</sub> O ↑ ± ± {Би, Мт, Флр, Риб, Кв}	+1,000
22/5	10 Би + 13,7 Мт + 1,6 Флр + 1553,000 Пл <sub>0,88</sub> + + ↓ 585,243 K <sub>2</sub> O ↑ = 14,7 Риб + 1557,72 Кпш <sub>0,99</sub> + + ↓ 568,921 Na <sub>2</sub> O ↑	+1,029
27/8	10 Би + 13,7 Мт + 1,6 Флр + 315,800 Пл <sub>0</sub> + + ↓ 120,896 K <sub>2</sub> O ↑ = 14,7 Риб + 320,000 Кпш <sub>0,49</sub> + + ↓ 103,857 Na <sub>2</sub> O ↑	+1,164
14/12	10 Би + 13,7 Мт + 1,6 Флр + 195,480 Пл <sub>0</sub> + + ↓ 77,985 K <sub>2</sub> O ↑ = 14,7 Риб + 200,000 Кпш <sub>0,79</sub> + + ↓ 60,945 Na <sub>2</sub> O ↑	+1,279
14/1	10 Би + 13,7 Мт + 1,6 Флр + 166,909 Пл <sub>1,36</sub> + + ↓ 63,409 K <sub>2</sub> O ↑ = 14,7 Риб + + 171,248 Кпш <sub>2,20</sub> + ↓ 45,569 Na <sub>2</sub> O ↑	+1,330
14/4	10 Би + 13,7 Мт + 1,6 Флр + 134,312 Пл <sub>1,74</sub> + + ↓ 53,019 K <sub>2</sub> O ↑ = 14,7 Риб + 138,608 Кпш <sub>2,74</sub> + + ↓ 31,161 Na <sub>2</sub> O ↑	+1,466

устанавливается при  $\mu K_2O = \mu Na_2O$ . В условиях относительно более высокой калиевой щелочности («доэкстремальная» область, включающая плагиопегматиты, эндоконтактовые и флюорит-магнетит-биотитовые метаграниты) по мере прогрессивного возрастания  $\mu K_2O$  резко увеличивается  $C_2$  плагиоклазов (от 0,59 до 17,38%) и в значительно меньшей степени  $C_2$  калишпатов (от 0,59 до 2,5—3%). При относительно более высокой по сравнению с экстремальной натровой щелочности («послеэкстремальная» область фации эгирин-рибекитовых метагранитов) по мере прогрессивного уменьшения  $\mu Na_2O$  происходит более резкое возрастание  $C_2$  калишпата (от 0,49 до 2,74%) и менее резкое плагиоклаза (от 0 до 1,74%).

Проанализируем характер изменения составов полевых шпатов в «доэкстремальной» и «послеэкстремальной» областях, отстроив для этого линии равных значений  $C_2$  в плагиоклазе и калишпате. Угол наклона этих линий получим из реакций смещенных равновесий, связывающих полевые шпаты с различными значениями  $C_2$ .

Плагиоклазовые линии (равных значений  $C_2$ ) в «доэкстремальной» области ( $C_2^{Pl} = n > C_2^{Kпш} = p$  и  $n - p = k$ ):

$$(k + m) Pl_n + \downarrow m [0,385 - 0,5n + 0,5k] K_2O \uparrow = k Pl_{n+m} + m Kпш_p + \downarrow m [0,385 - 0,5n + 0,5k] Na_2O \uparrow;$$

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta K_2O}{\Delta Na_2O} = \frac{m(0,385 - 0,5n + 0,5k)}{m(0,385 - 0,5n + 0,5k)} = +1. \quad (5)$$

Калишпатовые линии (равных значений  $C_2$ ) «доэкстремальной» области ( $C_2^{Kпш} = n < C_2^{Pl} = p$  и  $p - n = k$ ):

$$(k - m) Kпш_n + m Pl_p + \downarrow m [0,385 - 0,5n - 0,5k] K_2O \uparrow = k Kпш_{n+m} + \downarrow m [0,385 - 0,5n - 0,5k] Na_2O \uparrow;$$

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta K_2O}{\Delta Na_2O} = \frac{m(0,385 - 0,5n - 0,5k)}{m(0,385 - 0,5n - 0,5k)} = +1. \quad (6)$$

Линии равных значений  $C_2$  в плагиоклазах из «послеэкстремальной» области ( $C_2^{Pl} = n < C_2^{Kпш} = p$  и  $p - n = k$ ):

$$(k - m) Pl_n + m Kпш_p + \downarrow m [0,385 - 0,5k - 0,5n] Na_2O \uparrow = k Pl_{n+m} + \downarrow m [0,385 - 0,5k - 0,5n] K_2O \uparrow;$$

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta K_2O}{\Delta Na_2O} = \frac{m(0,385 - 0,5k - 0,5n)}{m(0,385 - 0,5k - 0,5n)} = +1. \quad (7)$$

Линии равных значений  $C_2$  в калишпатах из этой же области ( $C_2^{Kпш} = n > C_2^{Pl} = p$  и  $n - p = k$ ):

$$(k + m) Kпш_n + \downarrow m [0,385 - 0,5n + 0,5k] Na_2O \uparrow = -k Kпш_{n+m} + m Pl_p + \downarrow m [0,385 - 0,5n + 0,5k] K_2O \uparrow;$$

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta K_2O}{\Delta Na_2O} = \frac{m(0,385 - 0,5n + 0,5k)}{m(0,385 - 0,5n + 0,5k)} = +1. \quad (8)$$

Из приведенных реакций устанавливается, что по всей области изученных составов полевых шпатов углы наклона линий равных значений  $C_2$  и в плагиоклазах, и в калишпатах одинаковы и составляют  $+45^\circ$ . Однако направление изменения составов полевых шпатов в до- и «послеэкстремальных» областях различно. Если возрастание  $C_2$  в плагиоклазах и калишпатах из плагиопегматитов, эндоконтактовых и флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов («доэкстремальная» область) происходит по мере падения  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  и возрастания  $\mu\text{K}_2\text{O}$  (см. реакции 5, 6), то в эгирин-рибекитовых метагранитах («послеэкстремальная» область) возрастание значений  $C_2$  в полевых шпатах обусловлено возрастанием  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  и падением  $\mu\text{K}_2\text{O}$  (реакции 7, 8). Тем не менее топология условно-моновариантной кривой Бн, Риб, Мг, Флр, Кв, Кпш, (см. рис. 8) свидетельствует о возрастании  $C_2$  в полевых шпатах «послеэкстремальной» области по мере падения  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  и возрастания  $\mu\text{K}_2\text{O}$ .

Это противоречие становится объяснимым, если учитывать, что состав полевых шпатов эгирин-рибекитовых гранитов изменяется в отношении всех трех параметров:  $C_1$ ,  $C_2$  и  $C_3$ , причем возрастание  $C_1$  в плагиоклазах происходит с падением  $\mu\text{K}_2\text{O}$ ,  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$ , а увеличение в них  $C_3$ , как будет показано, обуславливается падением  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 9). Таким образом, изменение общего состава полевых шпатов ( $C_1 + C_2 + C_3$ ) в эгирин-рибекитовых гранитах будет происходить по мере падения  $\mu\text{K}_2\text{O}$  и  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$ :  $(-\mu\text{K}_2\text{O} - \mu\text{Al}_2\text{O}_3) + (\mu\text{K}_2\text{O} + \mu\text{Na}_2\text{O}_3) + (-\mu\text{Na}_2\text{O} - \mu\text{Al}_2\text{O}_3) = -2\mu\text{K}_2\text{O} - 2\mu\text{Al}_2\text{O}_3$ . Уменьшение  $\mu\text{K}_2\text{O}$  и вызовет в «послеэкстремальной» области диаграммы (см. рис. 8) увеличение значений  $C_2$  полевых шпатов. Аналогичные рассуждения позволяют установить, что в «доэкстремальной» области (плагиопегматиты, эндоконтактовые и флюорит-магнетит-биотитовые метаграниты) изменение общего состава полевых шпатов происходит при падении  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  и  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$ :  $(\mu\text{Na}_2\text{O} - \mu\text{Al}_2\text{O}_3) + (+\mu\text{K}_2\text{O} - \mu\text{Na}_2\text{O}) + (-\mu\text{K}_2\text{O} - \mu\text{Al}_2\text{O}_3) = -2\mu\text{Na}_2\text{O} - 2\mu\text{Al}_2\text{O}_3$ . Уменьшение  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  вызовет здесь увеличение значений  $C_2$  в полевых шпатах.

Итак, в условиях более высокой (относительно экстремальных) калиевой щелочности («доэкстремальная» область) падение потенциала  $\text{Na}_2\text{O}$  вызывает преимущественное возрастание основности плагиоклаза; в «послеэкстремальной» области относительно более высокой натровой щелочности уменьшение  $\mu\text{K}_2\text{O}$  обуславливает преимущественное возрастание основности калишпата.

**Равновесие Флр + Кр + Кпш + Пл + Кв** характеризует фациальный переход между флюоритовыми и криолитовыми эгирин-рибекитовыми метагранитами. Индифферентными фазами в этом парагенезисе являются: рибекит (эгирин), биотит, магнетит (Павленко, Полова, 1970). На условно-моновариантной кривой Флр, Кр, Кпш, Пл, Кв, при экстремальных значениях  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ ,

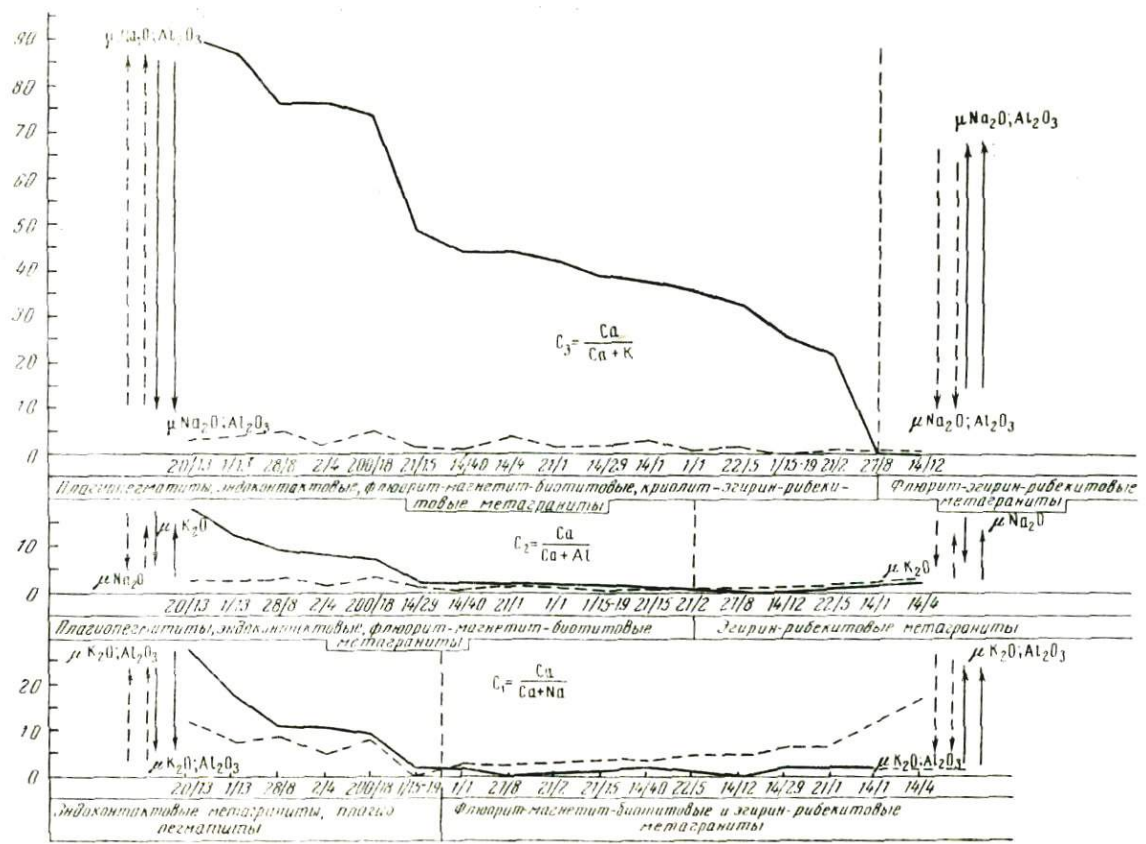


Рис. 9. Диаграмма изменения составов сосуществующих полевых шпатов в плагиоклазах, эликоктактамах, флюорит-магнетит-биотитовых и эгирин-рибекитовых метакристаллах в зависимости от изменения химических потенциалов  $K_2O$ ,  $Na_2O$  и  $Al_2O_3$ . Сплошные кривые и векторы относятся к плагиоклазам, пунктирные — к калишпатам. Направление векторов химических потенциалов показывает их изменение при возрастании значений  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$  в сосуществующих полевых шпатах. Интерсонионные точки отношений  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$  в полевых шпатах располагаются на фациальных границах. Дробные числа — номера проб.

$$\mu Al_2O_3 \text{ реализуется равенство } \left( \frac{Ca}{Ca+K} \right)^{Pl} = \left( \frac{Ca}{Ca+K} \right)^{Kш}$$

Система параметров для этого состояния имеет вид (при  $T$  и  $P = \text{const}$ )

	$\Delta F$	$\Delta SiO_2$	$\Delta CaO$	$\Delta K_2O$	$\Delta Na_2O$	$\Delta Al_2O_3$
Флр	2,0	0	1,0	0	0	0
Кр	6,0	0	0	0	0,5	1,5
Пл	0	A	B	C	D	E
Кш	0	A'	B'	C'	D'	E'
Кв	0	1,0	0	0	0	0

Рассчитав углы наклона условно-моновариантной линии (табл. II) в «доэкстремальной» ( $C_3^{Pl} >$

Таблица II

Углы наклона условно-моновариантной линии Флр, Кр, Кш, Пл, Кв

Номер пробы	Условно-моновариантная линия	$\text{tg } \alpha = \frac{\Delta Na_2O}{\Delta Al_2O_3}$
14/4	3 Флр + 5,137 Кш <sub>3,4</sub> + ↓ 83,975 Na <sub>2</sub> O ↑ + + ↓ 87,973 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ↑ = Кр + 175,084 Пл <sub>13,9</sub>	-0,954
22/5	3 Флр + 7,979 Кш <sub>1,3</sub> + ↓ 165,944 Na <sub>2</sub> O ↑ + + ↓ 170,287 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ↑ = Кр + 342,211 Пл <sub>33,4</sub>	-0,974
21/2	3 Флр + 14,151 Кш <sub>0,7</sub> + ↓ 249,347 Na <sub>2</sub> O ↑ + + ↓ 253,355 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ↑ = Кр + 514,587 Пл <sub>22,2</sub>	-0,984
14/1	3 Флр + 6,923 Кш <sub>2,8</sub> + ↓ 112,115 Na <sub>2</sub> O ↑ + + ↓ 112,955 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ↑ = Кр + 230,769 Пл <sub>37,9</sub>	-0,993
14/12	3 Флр + 15 375,0 Пл <sub>0</sub> = Кр + 375,0 Кш <sub>1,0</sub> + + ↓ 7501,0 Na <sub>2</sub> O ↑ + (7497,0 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	-1,000
27/8	3 Флр + 13 366,8 Пл <sub>0</sub> = Кр + 600,0 Кш <sub>0,6</sub> + + (6284,7 Na <sub>2</sub> O) + (6380,1 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	-1,001

<  $C_3^{Кш}$  ) и «послеэкстремальной» ( $C_3^{Pl} < C_4^{Кш}$ ) областях, построим диаграмму, отражающую изменение составов сосуществующих полевых шпатов в отношении  $C_3$  в парагенезисе с флюоритом, криолитом и кварцем, в зависимости от изменения  $\mu Na_2O$ ,  $\mu Al_2O_3$  (рис. 10). Полученная диаграмма показывает, что равенство  $C_3^{Pl} = C_3^{Кш}$ , реализующееся при экстремальных (максимальных) значениях  $\mu Na_2O$ ,  $\mu Al_2O_3$ , имеет место при составах плагиоклаза, приближающихся к предельному альбиту ( $C_3^{Pl, Кш} = 0-5\%$ ) в фациях флюорит-эгирин-рибекитовых метакристаллов. В условиях более высокой кислотности по сравнению с экстремальными (при относи-

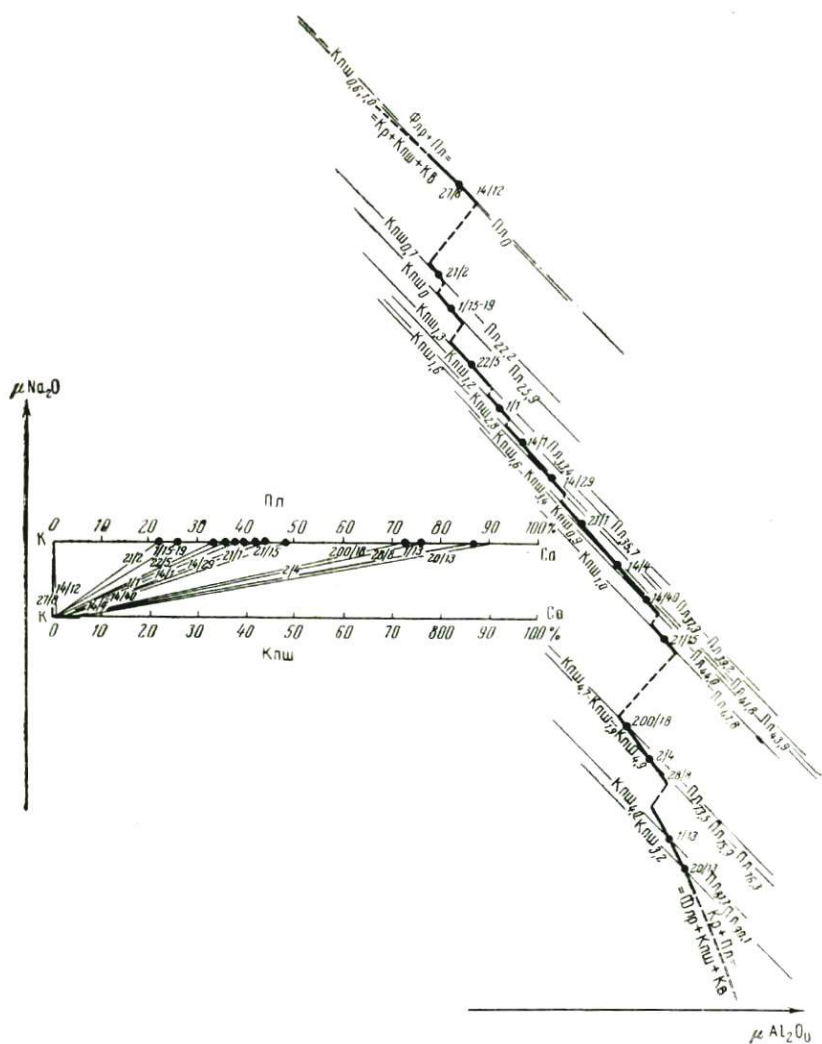


Рис. 10. Диаграмма соотношений  $C_3 \left( \frac{Ca}{Ca+K} 100\% \right)$  в сосуществующих полевых шпатах из минерального потенциала  $Na_2O, Al_2O_3$  в зависимости от химического потенциала  $Na_2O, Al_2O_3$ .

Линии равных значений  $C_3$  в плагиоклазах и калишпатах прведены под углом  $-45^\circ$ . Индекс при Пл или Кпш обозначает величину  $C_3$  в соответствующей фазе. Равенство  $C_3 \text{ Пл} = C_3 \text{ Кпш}$  имеет место при экстремальных (максимальных) значениях  $\mu Na_2O, \mu Al_2O_3$ . Масштаб диаграммы по сравнению с рис. 7, 8 уменьшен в пять раз (остальные обозначения см. подрисуючную подпись к рис. 7)

тельно более высоком  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$  и более низком  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ ), характеризующих фации криолит-эгирин-рибекитовых, флюорит-магнетит-биотитовых, эндоконтактовых метакристаллитов и плаггиоцеогматитов (см. рис. 10), происходит резкое возрастание значений  $C_3$  плагиоклаза (от 0 до 90%) при практически постоянном составе калишпата (0—5%). Дальнейший анализ характера изменения составов полевых шпатов проводится, как и обычно, путем построения семейства линий, каждая из которых изображает фиксированный состав (в отношении  $C_3$ ) плагиоклаза и калишпата.

Углы наклона линий определяются реакциями 9, 10, 11, 12. Линии равных значений  $C_3$  в плагиоклазах из более кислотной «доэкстремальной» области ( $C_3^{\text{Пл}} = n > C_3^{\text{Кпш}} = p$ , причем  $n - p = k$ ):

$$\begin{aligned}
 & (0,5kn + 0,5km + 0,015k + 0,385n + 0,4m - 0,5n^2 - \\
 & - 0,5nm) \text{Пл}_n = (0,5kn + 0,015k + 0,385n - 0,5n^2) \text{Пл}_{n+m} + \\
 & + 0,015m \text{Кпш}_p + \downarrow m [0,192 + 0,250k - 0,250n] \text{Na}_2\text{O} \uparrow + \\
 & + \downarrow m [0,192 + 0,250k - 0,250n] \text{Al}_2\text{O}_3 \uparrow; \\
 \text{tg } \alpha = & - \frac{\Delta \text{Na}_2\text{O}}{\Delta \text{Al}_2\text{O}_3} = - \frac{m(0,192 + 0,250k - 0,250n)}{m(0,192 + 0,250k - 0,250n)} = -1. \quad (9)
 \end{aligned}$$

Линии равных значений  $C_3$  в калишпатах из «доэкстремальной» области ( $C_3^{\text{Кпш}} = n < C_3^{\text{Пл}} = p$ , причем  $p - n = k$ ):

$$\begin{aligned}
 & (0,5k + 0,5km - 0,4k - 0,385n - 0,015m + 0,5n^2 + \\
 & + 0,5mn) \text{Кпш}_n + \downarrow m [0,192 - 0,250k - 0,250n] \text{Na}_2\text{O} \uparrow + \\
 & + \downarrow m [0,192 - 0,250k - 0,250n] \text{Al}_2\text{O}_3 \uparrow = (0,5kn - 0,4k - \\
 & - 0,385n + 0,5n^2) \text{Кпш}_{n+m} + 0,4m \text{Пл}_p; \\
 \text{tg } \alpha = & - \frac{\Delta \text{Na}_2\text{O}}{\Delta \text{Al}_2\text{O}_3} = \frac{m(0,192 - 0,250k - 0,250n)}{m(0,192 - 0,250k - 0,250n)} = -1. \quad (10)
 \end{aligned}$$

Линии равных значений  $C_3$  в плагиоклазах из более щелочной, «послеэкстремальной» области ( $C_3^{\text{Пл}} = n < C_3^{\text{Кпш}} = p$ , так, что  $p - n = k$ ):

$$\begin{aligned}
 & (0,5kn + 0,5km + 0,015k - 0,385n - 0,4m + 0,5n^2 + \\
 & + 0,5nm) \text{Пл}_n + 0,015m \text{Кпш}_p + \downarrow m [0,192 - 0,250k - \\
 & - 0,250n] \text{Na}_2\text{O} \uparrow + \downarrow m [0,192 - 0,250k - 0,250n] \text{Al}_2\text{O}_3 \uparrow = \\
 & = (0,5kn + 0,015k - 0,385n + 0,5n^2) \text{Пл}_{n+m}; \\
 \text{tg } \alpha = & - \frac{\Delta \text{Na}_2\text{O}}{\Delta \text{Al}_2\text{O}_3} = - \frac{m(0,192 - 0,250k - 0,250n)}{m(0,192 - 0,250k - 0,250n)} = -1. \quad (11)
 \end{aligned}$$

Линии равных значений  $C_3$  в калишпатах из «послеэкстремальной» области ( $C_3^{Кпш} = n > C_3^{Пл} = p$ , так что  $n - p = k$ ):

$$(0,5kn + 0,5km - 0,4k + 0,385n - 0,015m - 0,5n^2 - 0,5mn) Кпш_n + 0,4m Пл_p = (0,5kn - 0,4k + 0,385n - 0,5n^2) Кпш_{n+m} + \downarrow m [0,192 + 0,250k - 0,250n] Na_2O \uparrow + \downarrow m [0,192 + 0,250k - 0,250n] Al_2O_3 \uparrow ;$$

$$\text{tg } \alpha = - \frac{\Delta Na_2O}{\Delta Al_2O_3} = - \frac{m (0,192 + 0,250k - 0,250n)}{m (0,192 + 0,250k - 0,250n)} = -1. \quad (12)$$

Из приведенных реакций и топологии условно-моновариантной кривой Кр, Флр, Кв, Пл, Кпш следует, что в «доэкстремальной» области плагиопегматитов, эндоконтактовых, флюорит-магнетит-биотитовых и криолит-эгирин-рибекитовых метагранитов прогрессивное возрастание значений  $C_3$  в плагиоклазах происходит по мере падения химических потенциалов  $Na_2O$  и  $Al_2O_3$  (см. реакцию 9), причем более резко при этом уменьшается  $\mu Na_2O$  (см. рис. 10). Относительное постоянство состава калишпата в этой области, по-видимому, свидетельствует о том, что кальций в нем находится в состоянии насыщения (по отношению к калию) и падение  $\mu Na_2O$ ,  $\mu Al_2O_3$  не вызывает уменьшения значений  $C_3^{Кпш}$ , как это должно было бы следовать из реакции 10. Проанализировать изменения составов сосуществующих полевых шпатов в более щелочной, «послеэкстремальной» области невозможно в связи с недостаточным количеством их анализов.

Очевидно, что в каждой выделенной области (плагиопегматитов и эндоконтактовых метагранитов, флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов и эгирин-рибекитовых метагранитов) составы сосуществующих полевых шпатов изменяются при одновременном изменении химических потенциалов  $K_2O$ ,  $Na_2O$  и  $Al_2O_3$  (см. рис. 9). Иначе говоря, состав полевых шпатов изменяется в трехмерном пространстве с координатами  $\mu K_2O$ ,  $\mu Na_2O$ ,  $\mu Al_2O_3$  (рис. 11). При этом проанализированные выше минеральные ассоциации, существующие на условно-моновариантных линиях, по правилу фаз оказываются принадлежащими к дивариантным поверхностям ( $n = K + 3 - \Phi$ ; для  $C_1 - n = 8 + 3 - 7 = 4$ , или при  $T$  и  $p = \text{const}$ ,  $n = 2$ ; для  $C_2 - n = 8 + 3 - 7 = 4$ , или при  $T$  и  $p = \text{const}$ ,  $n = 2$ ; для  $C_3 - n = 6 + 3 - 5 = 4$  или, при  $T$  и  $p = \text{const}$ ,  $n = 2$ ), а исчезновение одной из фаз из дивариантных минеральных ассоциаций переведет их в трехвариантный объем. Соответственно системы параллельных условно-моновариантных линий равных значений  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$  в полевых шпатах в трехмерном пространстве превратятся в систему параллельных дивариантных плоскостей. Таким образом, рассматривавшиеся выше минеральные равновесия были проанализированы методом сечений, параллельных плоскостям:  $\mu Al_2O_3 -$

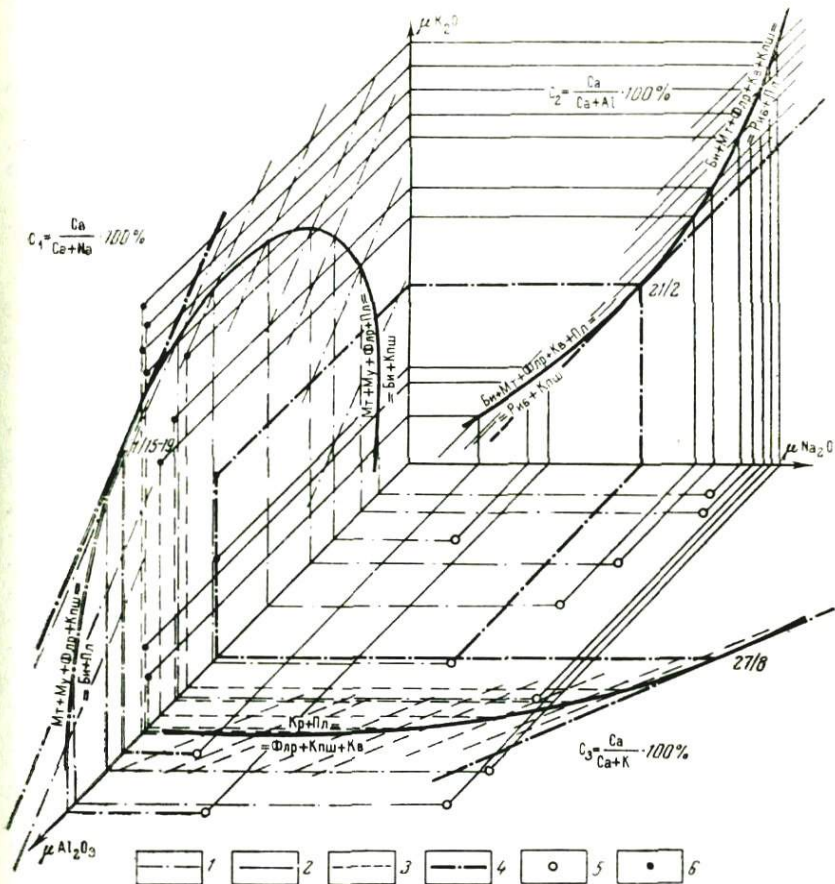


Рис. 11. Принципиальная схема размещения дивариантных поверхностей Би, Му, Мт, Флр, Пл, Кпш, Кв; Би, Риб, Мт, Флр, Пл, Кпш, Кв и Кр, Флр, Пл, Кпш, Кв с экстремальными значениями химических потенциалов  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$ ;  $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ ;  $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$  при соотношениях  $C_1^{\text{Пл}} = C_1^{\text{Кпш}}$ ;  $C_2^{\text{Пл}} = C_2^{\text{Кпш}}$  и  $C_3^{\text{Пл}} = C_3^{\text{Кпш}}$  соответственно, в трехмерном пространстве  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3 - \mu\text{K}_2\text{O} - \mu\text{Na}_2\text{O}$ .

На диаграмме изображены проекции перечисленных дивариантных поверхностей на соответствующие двумерные плоскости. Системы параллельных линий, наклоненных к осям диаграммы под углом  $45^\circ$ , — следы пересечения дивариантными плоскостями равных составов полевых шпатов тех же двумерных плоскостей. Линии равных значений в сосуществующих полевых шпатах: 1 —  $C_1$ , 2 —  $C_2$ , 3 —  $C_3$ , 4 — линии экстремальных равновесий полевых шпатов; 5 — составы сосуществующих полевых шпатов из плаггиоклазов, эндоконтактовых и флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов однозначно определяются условно-инвариантными точками, являющимися следами пересечения двумерной плоскости  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3 - \mu\text{Na}_2\text{O}$  монвариантными линиями равных значений  $C_1$ ,  $C_2$  в плаггиоклазах и калишпатах, образующихся при взаимном пересечении дивариантных плоскостей равных значений  $C_1$  и  $C_2$ ; 6 — составы плаггиоклазов и калишпатов из эгирин-рибекитовых метагранитов фиксируются условно-инвариантными точками, являющимися следами пересечения двумерной плоскости  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3 - \mu\text{K}_2\text{O}$  монвариантными линиями равных значений  $C_2$ ,  $C_3$  в полевых шпатах, образующихся при взаимном пересечении дивариантных плоскостей равных значений  $C_2$  и  $C_3$ .

$\mu\text{K}_2\text{O}$  — равновесие Би, Му, Мт, Флр, Кв, Пл, Кпш,  $\mu\text{K}_2\text{O}$  —  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  — равновесие Би, Риб, Мт, Флр, Кв, Пл, Кпш;  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  —  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$  — равновесие Флр, Кр, Кв, Пл, Кпш\*.

На любой дивариантной плоскости равных значений  $C_1$ ,  $C_2$  или  $C_3$  (см. рис. 11) сосуществующие полевые шпаты имеют фиксированный состав только в отношении альбитового ( $C_1$ ), анортитового ( $C_2$ ) или ортоклазового ( $C_3$ ) миналов. Для того чтобы однозначно определить состав полевого шпата, необходимо зафиксировать в нем по крайней мере два из перечисленных параметра, так как  $\text{Ab} + \text{An} + \text{Or} = 1$ . Это значит, что определенный состав полевых шпатов в пространстве  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$  —  $\mu\text{K}_2\text{O}$  —  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  будет изображаться системами моновариантных линий, образующихся при взаимном пересечении соответствующих систем дивариантных плоскостей равных значений  $C_1$ ,  $C_2$  и  $C_3$  в полевых шпатах.

Итак, дивариантная поверхность Би, Риб, Мт, Флр, Кв, Пл, Кпш, на которой реализуются экстремальные соотношения  $C_2$  в полевых шпатах, делит объем диаграммы на два блока, один из которых принадлежит плагиопегматитам, эндоконтактовым и флюорит-магнетит-биотитовым метагранитам, а другой — эгирин-рибекитовым метагранитам. Оба блока делятся: дивариантной поверхностью Би, Му, Мт, Флр, Кв, Пл, Кпш с экстремальными соотношениями  $C_1$  в полевых шпатах на объемы плагиопегматитов, эндоконтактовых метагранитов и флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов; дивариантной поверхностью Кр, Флр, Кв, Пл, Кпш с экстремальными соотношениями  $C_3$  в полевых шпатах на объемы флюорит-эгирин-рибекитовых и криолит-эгирин-рибекитовых метагранитов.

Составы сосуществующих полевых шпатов в выделенных объемах определяются системами моновариантных линий, образующихся при взаимном пересечении дивариантных плоскостей равных значений:  $C_1$  и  $C_2$  в плагиопегматитах, эндоконтактовых и флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах;  $C_2$  и  $C_3$  в эгирин-рибекитовых метагранитах. Значит, в первом случае составы сосуществующих полевых шпатов однозначно определяются независимыми  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  и могут быть изображены на изокалиевом сечении диаграммы  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$  —  $\mu\text{K}_2\text{O}$  —  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ , а во втором — составы полевых шпатов определяются независимыми химическими потенциалами  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$  и могут быть изображены на изонатриевом сечении того же пространства. Следовательно, спроектировав на изокалиевое сечение систему моновариантных линий равных значений  $C_1$  и  $C_2$  в полевых шпатах, получим систему условно-инвариантных точек, изображающих фиксированный состав сосуществующих плагиоклазов и калишпатов из плагиопегматитов, эндоконтактовых и флюорит-маг-

\* Именно поэтому ранее к терминам «моновариантная», «дивариантная» добавлялось выражение «условно».

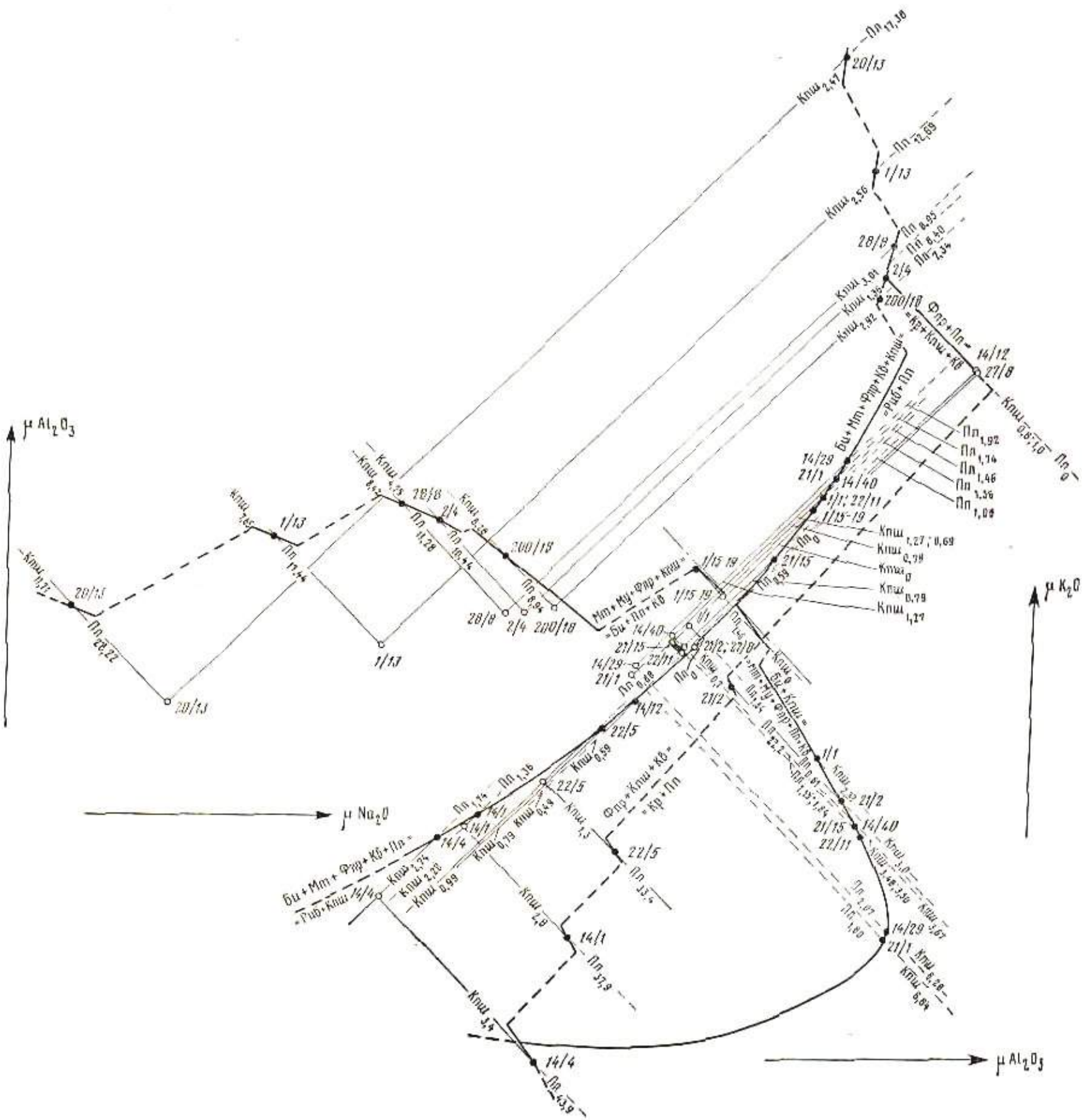


Рис. 12. Суммирующая диаграмма (рисунки 7, 8, 10), отражающая зависимость состава сосуществующих полевых шпатов от химических потенциалов  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  (в плагиоклазах, эндоконтактовых и флюорит-магнетит-биотитовых метакристаллах) и  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (в кварц-рибенкитовых метакристаллах). Точки, обведенные кружками, изображают фиксированный состав плагиоклаза и калишпата в реальных пробах и показывают взаимное расположение их в двумерных пространствах  $\mu \text{Al}_2\text{O}_3 - \mu \text{Na}_2\text{O}$  и  $\mu \text{K}_2\text{O} - \mu \text{Al}_2\text{O}_3$ .

нетит-биотитовых метагранитов в двухмерном пространстве  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3-\mu\text{Na}_2\text{O}$ , т. е. при независимом изменении химических потенциалов  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  и зависимом —  $\mu\text{K}_2\text{O}$ .

Спроектировав аналогично на изонатриевое сечение пространства  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3-\mu\text{K}_2\text{O}-\mu\text{Na}_2\text{O}$  систему моновариантных линий равных значений  $C_2$  и  $C_3$  в полевых шпатах, получим систему условно-нонвариантных точек, изображающих фиксированный состав сосуществующих плагиноклазов и калишпатов из эгиририбекитовых метагранитов в двухмерном пространстве  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3-\mu\text{K}_2\text{O}$ , т. е. при независимом изменении химических потенциалов  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$  и зависимом изменении  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ .

Суммирующую диаграмму, изображающую упомянутые системы точек в координатах  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3-\mu\text{Na}_2\text{O}$  и  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3-\mu\text{K}_2\text{O}$ , получим, переместив плоскости  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3-\mu\text{K}_2\text{O}$  и  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3-\mu\text{Na}_2\text{O}$  в плоскость чертежа и повернув их вокруг точки начала координат на  $90^\circ$ : плоскость  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3-\mu\text{K}_2\text{O}$  по часовой стрелке; плоскость  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3-\mu\text{Na}_2\text{O}$  — против часовой стрелки (рис. 12, см. вкладку).

Условно-моновариантные кривые с экстремальными соотношениями  $C_1$ ,  $C_2$  и  $C_3$  в полевых шпатах располагаются на диаграмме по отношению друг к другу таким образом, что точки фиксированных составов сосуществующих плагиноклазов и калишпатов (дробные числа, обозначающие реальные пробы) с соотношениями  $C_1^{\text{Пл}} = C_1^{\text{Кпш}}$ ;  $C_2^{\text{Пл}} = C_2^{\text{Кпш}}$ ;  $C_3^{\text{Пл}} = C_3^{\text{Кпш}}$  располагаются на соответствующих условно-моновариантных кривых. Точки, где реализуются неравенства  $C_1^{\text{Пл}} \geq C_1^{\text{Кпш}}$ ;  $C_2^{\text{Пл}} \geq C_2^{\text{Кпш}}$ ;  $C_3^{\text{Пл}} \geq C_3^{\text{Кпш}}$ , располагаются в пределах условно-дивариантных полей, причем тем дальше от условно-моновариантных кривых  $C_1$ ,  $C_2$  или  $C_3$ , чем большее абсолютное значение имеют эти неравенства.

По составу сосуществующих полевых шпатов на суммирующей диаграмме четко выделяются четыре области: плагионегматитов и эндоконтактовых метагранитов (пробы 20/13, 1/13, 28/8, 2/4, 200/18); флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов (пробы № 21/1, 14/29, 21/15, 14/40, 1/1, 1/15—19, кроме того, по составу калишпата сюда попадает проба № 22/11); криолит-эгиририбекитовых метагранитов (пробы № 14/4; 14/1, 22/5, 21/2) и флюорит-эгиририбекитовых метагранитов (пробы № 14/12, 27/8).

Выделенные области в порядке их перечисления характеризуются повышающимися условиями щелочности, что в общем достаточно хорошо отражается в изменении составов сосуществующих полевых шпатов. Эндоконтактовые метаграниты и плагионегматиты характеризуются в целом наиболее кальциевыми плагиноклазами (средний  $\text{Пл}_{\text{Ab}_{82,2}\text{An}_{14,8}\text{Or}_{3,0}}$ ) и кальциево-натриевыми калишпатами (средний  $\text{Кпш}_{\text{Ab}_{30,3}\text{An}_{2,7}\text{Or}_{67,0}}$ ). Повышение натровой щелочности во флюорит-магнетит-биотитовых ме-

тагранитах обуславливает резкое снижение в плагиоклазах анортитового и увеличение альбитового миналов при относительно постоянном содержании ортоклазовой составляющей (средний  $Pl_{Ab_{95,8}An_{1,6}Or_{2,6}}$ ). Одновременно с этим в сосуществующих калишпатах происходит резкое снижение содержания натрия и кальция за счет увеличения наиболее щелочного, ортоклазового минала (средний  $Kp_{Ab_{21,4}An_{0,8}Or_{77,8}}$ ).

В еще более щелочных условиях в криолит-эгирин-рибекитовых метагранитах в плагиоклазах продолжает увеличиваться альбитовая и уменьшаться анортитовая и ортоклазовая молекулы (средний  $Pl_{Ab_{96,7}An_{1,2}Or_{2,1}}$ ), а в калишпатах увеличиваются ортоклазовая и анортитовая составляющая и уменьшается содержание натрия (средний  $Kp_{Ab_{16,5}An_{1,7}Or_{81,8}}$ ).

Наконец, в условиях с максимальной щелочностью (флюорит-эгирин-рибекитовые метаграниты) плагиоклаз представлен бескальциевым альбитом (средний  $Pl_{Ab_{97,2}An_0Or_{2,8}}$ ), а в ассоциирующем с ним калишпате отмечается дальнейшее понижение содержания кальция при постоянном ортоклазовом и несколько возросшем альбитовом миналах (средний  $Kp_{Ab_{18,2}An_{0,6}Or_{81,2}}$ ). Таким образом, в целом увеличение щелочности способствует преимущественному вхождению в решетку полевых шпатов все более сильных оснований.

Характер изменения составов полевых шпатов в каждой из выделенных областей имеет свои особенности. В плагиопегматитах и эндоконтактовых метагранитах, характеризующихся условиями максимальной кислотности, резкое падение  $\mu Na_2O$  и слабое  $\mu Al_2O_3$  в плагиоклазах приводит к заметному уменьшению альбитового минала (от 89 до 69%) за счет возрастания анортитового минала (от 8 до 28%) при относительном постоянстве ортоклазовой составляющей ( $\approx 3\%$ ). При этом в сосуществующих калишпатах резко возрастает ортоклазовая составляющая (от 62 до 78%) за счет падения содержания альбитового минала (от 35% до 19,5%) при относительном постоянстве анортитовой составляющей (2—3%). Иначе говоря, возрастание кислотности в этой области приводит к замещению натрия кальцием в плагиоклазах и натрия калием в калишпатах, т. е. относительная активность основных компонентов в полевых шпатах из плагиопегматитов и эндоконтактовых метагранитов распределяется следующим образом: в плагиоклазах  $aK > aNa > aCa$ ; в калишпатах  $aNa > aK > aCa$ .

В плагиоклазах из флюорит-магнетит-биотитовых гранитов, характеризующихся более щелочными условиями, повышение кислотности (более резкое падение  $\mu Na_2O$  по сравнению с  $\mu Al_2O_3$ ) вызывает слабое возрастание анортитовой (от 1,1 до 2,0%) и заметное — ортоклазовой (от 1,2 до 4,0%) составляющих при одновременном падении содержания альбитового ми-

нала (от 97,7 до 94,6%). В этих же условиях сосуществующий с плагиоклазом калишпат увеличивает свою альбитовую составляющую от 17,3 до 33%, при одновременном резком снижении ортоклазовой (от 82,0 до 66,2%) и слабом снижении анортитовой (от 1,3 до 0,7%) составляющих; следовательно, повышение кислотности в области флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов способствует замещению: в плагиоклазах натрия калием и в меньшей степени кальцием; в калишпатах калия натрием и в небольшой степени кальцием. Отсюда основные свойства компонентов в полевых шпатах из флюорит-магнетит-биотитовых гранитов представляются следующими: в плагиоклазах  $aNa > aK > aCa$ ; в калишпатах  $aK > aNa > aCa$ .

В еще более щелочных условиях, реализующихся в криолит-эгирин-рибекитовых метагранитах, повышение кислотности (за счет преимущественного возрастания  $\mu Al_2O_3$  по сравнению с  $\mu K_2O$ ) в плагиоклазах приводит к совершенно четкому уменьшению анортитового (от 1,8 до 0,6%) и увеличению альбитового (от 95,9 до 97,3%) миналов при относительно постоянном содержании ортоклазовой составляющей ( $\approx 2\%$ ). В сосуществующих калишпатах увеличение кислотности также вызывает резкое падение анортитовой (от 2,9 до 0,6%) и возрастание альбитовой (от 15,2 до 21,8%) составляющих, но при этом заметно уменьшается и содержание ортоклазового минала (от 81,9 до 78,2%). Таким образом, повышение кислотности в области криолит-эгирин-рибекитовых метагранитов приводит в плагиоклазах к замещению кальция натрием (при постоянных содержаниях калия), и в калишпатах — кальция натрием и в меньшей степени калием, т. е. ряд относительной активности оснований и для плагиоклазов, и для калишпатов здесь имеет одинаковый вид:  $aCa > aNa > aK$ .

Итак, по мере возрастания условий щелочности от плагнопегматитов и эндоконтактовых метагранитов к флюорит-магнетит-биотитовым и далее криолит-эгирин-рибекитовым метагранитам относительные активности основных компонентов в сосуществующих полевых шпатах изменяются следующим образом: в плагиоклазах  $aK > aNa > aCa \rightarrow aNa > aK > aCa \rightarrow aCa > aNa > aK$ ; в калишпатах  $aNa > aK > aCa \rightarrow aK > aNa > aCa \rightarrow aCa > aNa > aK$ . Отсюда следует, что по мере увеличения щелочности в полевых шпатах преимущественно возрастают активности более слабых оснований, что противоречит известному принципу кислотно-основного взаимодействия Д. С. Коржинского и пока не находит удовлетворительного объяснения.

Подведем итог всего изложенного.

1. В соотношениях  $C_1 = \frac{Ca}{Ca+Na} 100\%$ ;  $C_2 = \frac{Ca}{Ca+Al} 100\%$  и  $C_3 = \frac{Ca}{Ca+K} 100\%$  между сосуществующими полевыми шпатами из различных гранитоидов массива намечаются инверсионные

точки, отвечающие равенствам:  $C_1^{Пл} = C_1^{Клип}$ ;  $C_2^{Пл} = C_2^{Клип}$ ;  $C_3^{Пл} = C_3^{Клип}$  и реализующиеся при экстремальных значениях химических потенциалов  $Al_2O_3$  и  $K_2O$ ;  $K_2O$  и  $Na_2O$ ;  $Na_2O$  и  $Al_2O_3$  соответственно. Инверсионные точки располагаются строго на границах между различными фациями гранитоидов:  $C_1$  — на условно-моновариантной кривой, отделяющей плагиопегматиты и эндоконтактовые метаграниты от флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов;  $C_2$  — на условно-моновариантной кривой, разделяющей флюорит-магнетит-биотитовые и эгирин-рибекитовые метаграниты;  $C_3$  — на фациальной границе между криолитовыми и флюоритовыми эгирин-рибекитовыми метагранитами.

2. По составу полевые шпаты четко подразделяются на четыре области, полностью отвечающие выделенным фациям гранитоидов. Изменение составов полевых шпатов между областями заключается в возрастании в них альбитового и ортоклазового миналов от плагиопегматитов и эндоконтактовых метагранитов к флюорит-магнетит-биотитовым, криолит-эгирин-рибекитовым и, наконец, флюорит-эгирин-рибекитовым метагранитам, что обусловлено увеличением щелочности в этом направлении.

3. Внутри выделенных областей составы полевых шпатов изменяются в соответствии с изменением химических потенциалов  $K_2O$ ,  $Na_2O$  и  $Al_2O_3$ ; причем в плагиопегматитах, эндоконтактовых и флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах независимыми изменениями характеризуются  $\mu Na_2O$  и  $\mu Al_2O_3$  при зависимом изменении  $\mu K_2O$ , а в эгирин-рибекитовых метагранитах составы сосуществующих полевых шпатов полностью определяются независимыми  $\mu K_2O$ ,  $\mu Al_2O_3$  при зависимом изменении  $\mu Na_2O$ . Соответственно в двухмерном пространстве  $\mu Na_2O$ — $\mu Al_2O_3$  отстроена система условно-инвариантных точек фиксированных составов равновесных полевых шпатов в плагиопегматитах, эндоконтактовых и флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах; каждая точка изображает реальную пробу. Аналогичная система условно-инвариантных проб-точек для эгирин-рибекитовых метагранитов отстроена в двухмерном пространстве  $\mu K_2O$ — $\mu Al_2O_3$ .

4. Характер изменения состава сосуществующих полевых шпатов внутри выделенных областей позволяет установить, что по мере увеличения щелочности активность основных компонентов, входящих в состав полевых шпатов, изменяется: в плагиоклазах —  $aK > aNa > aCa \rightarrow aNa > aK > aCa \rightarrow aCa > aNa > aK$ ; в калишпатах —  $aNa > aK > aCa \rightarrow aK > aNa > aCa \rightarrow aCa > aNa > aK$ .

## Биотит

Слюды в широких пределах изменяют составы, отражая различия в условиях образования: температуры, давления (Перчук, 1967, 1968), кислотности — щелочности (Маракушев, Тарарин, 1965; Маракушев, Тарарин, Залищак, 1966). Последние исследователи показали, что в биотитах наиболее сильно изменя-

ется отношение  $(K+Na):Al$ , что связано главным образом с изоморфизмом  $(Mg, Fe)O + SiO_2 \rightarrow Al_2O_3$ , т. е. (флогопит + аннит)  $\rightarrow$  (истонит + сидерофиллит). С увеличением щелочности от двуслюдяных гранитов до рапакви и фаялитовых гранитов это отношение возрастает от 0,49 до 1,17; одновременно глиноземистость биотитов

$$Bi_{Al} = \frac{Al}{Al + Mg + Fe + Si} 100\%$$

падает с 27 до 13%.

В биотитах из гранитоидов рассматриваемого массива отмечается аналогичная тенденция изменения составов; по мере возрастания щелочности, вызывающего смену эндоконтактовых метагранитов (плагнопегматитов и скиалитов) субщелочными и, наконец, щелочными метагранитами, в биотитах ясно видно,

как увеличивается  $Bi_{K,Na} = \frac{K+Na}{Al}$  и уменьшается  $Bi_{Al}$ .

В первой группе пород эти характеристики колеблются от 0,52 до 0,72 (в среднем 0,59) и от 21,2 до 26,7% (в среднем 23,8%) соответственно. В субщелочных метагранитах  $Bi_{K,Na}$  увеличивается до 0,70—0,76 (в среднем 0,74), а  $Bi_{Al}$  уменьшается до 18,3—19,8% (в среднем 18,9%). Наконец, в щелочных метагранитах  $Bi_{K,Na}$  достигает максимума 1,11—1,12 (в среднем 1,11), а  $Bi_{Al}$  снижается до минимума 13,8—14,3% (в среднем 14,0%) (табл. 12).

Проанализируем характер изменения составов биотита в каждой из выделенных групп гранитоидов, отстроив для этого системы линий, например, равной глиноземистости ( $Bi_{Al}$ ) биотитов. При анализе изменения составов полевых шпатов было показано, что в области эндоконтактовых метагранитов, плагнопегматитов и скиалитов и субщелочных метагранитов, ограниченной условно-моновариантными линиями Би, Флр, Мт, Пл, Кв, Риб, Кпш и Би, Пл, Му, Флр, Мт, Кпш, Кв, составы сосуществующих плагиоклаза — калишпата (а следовательно, и биотита) однозначно определяются независимыми  $\mu Al_2O_3$  и  $\mu Na_2O$  \*. В эгирин-рибекитовых метагранитах изменение составов полевых шпатов и биотита вызывается независимыми изменениями  $\mu K_2O$  и  $\mu Al_2O_3$ . Следовательно, точки пересечения отстроенных в двухмерном пространстве  $\mu CaO - \mu Na_2O$  двух систем линий равной глиноземистости биотитов, одна из которых принадлежит условно-моновариантной кривой Би, Флр, Мт, Пл, Кв, Риб, Кпш, а другая — Би, Пл, Му, Флр, Мт, Кв, дадут нам взаимное расположение проб-точек в пространстве  $\mu CaO - \mu Na_2O$ , т. е. оценят в этих координатах характер изменения составов биотитов в эндоконтактовых метагранитах, плагнопег-

\* Далее будет показано, что  $\mu Al_2O_3$  для биотитовой системы следует заменить на  $\mu CaO$ .

Химические характеристики биотитов из гранитоидов массива

Номер пробы	Порода	По химическому составу						По оптическим свойствам		
		Би <sub>K, Na</sub>	Би <sub>Al</sub>	Би <sub>Li</sub>	Li	F	f	f <sup>Or</sup>	f <sup>Op</sup>	f <sup>Of</sup>
20.13 2/4	Плагинепегматиты	0,54	25,3	55,8	(0,02)	0,30	54,9	He опр. He опр.	He опр. He опр.	He опр. He опр.
		0,52	26,7	55,9	0,02	0,45	51,6			
14/44 21/14	Скиалиты	—	—	—	—	—	—	37	46	59
		0,57	21,6	55,2	He опр.	He опр.	41,6	43	52	64
1/13 28/8 200/18	Эндоконтактовые метаграниты	0,61	21,4	53,5	(0,03)	0,60	36,9	36	44	57
		0,72	21,2	58,6	0,04	0,82	33,2	27	34	47
		0,56	26,3	52,5	0,03	0,46	48,0	He опр.	He опр.	He опр.
1/15—19 1/1 22/11 21/15 14/29	Флюорит-магнетит- биотитовые мета- граниты	0,76	19,1	59,2	0,12	1,08	45,2	He опр.	He опр.	He опр.
		0,76	18,6	65,0	(0,07)	0,83	54,0	33	41	54
		—	—	—	0,03	0,45	—	32	40	54
		0,70	19,8	57,0	0,05	0,37	91,5	He опр.	He опр.	He опр.
		0,74	18,3	57,3	0,09	0,94	38,8	27	34	47
14/12 14/4	Эгирин-рибекитовые метаграниты	1,12	13,7	69,6	0,38	1,17	64,7	He опр.	He опр.	He опр.
		1,11	14,3	67,4	0,23	1,20	61,1	37	46	59

Примечания. 1. Химические характеристики рассчитаны на основании данных табл. 5. 2.  $Bi_{Al} = \frac{Al}{Al + Mg + Fe + Si} \cdot 100\%$ ;  $Bi_{K, Na} = \frac{K + Na}{Al}$ ; Li — в формульных единицах; F — в формульных единицах; в скобках — содержания Li в формульных единицах, интерполированные по содержанию F (см. рис. 16),  $f = \frac{\sum Fe}{\sum Fe + Mg} \cdot 100\%$ ;  $Bi_{Li} = \frac{2Li + 2Si}{2Li + 2Si + 0,5Mg + 0,5Fe^{II} + 3Al^{IV}} \cdot 100\%$ . 3. Железистость, определенная:  $f^{Or}$  — по кривой нормальных гранитов,  $f^{Op}$  — по кривой пегматитов,  $f^{Of}$  — по кривой фтористых пегматитов (Соболев, 1950, Шабинин, 1958).

матитах и скиалитах и флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах. Аналогично пересечения линий равных значений  $Bi_{Al}$ , принадлежащих условно-моновариантным кривым Би, Флр, Мт, Пл, Кв, Риб, Кпш и Флр, Кр, Кпш, Пл, Кв, дадут систему пробочек, отражающих изменения составов биотитов в зависимости от  $\mu CaO$ ,  $\mu K_2O$  в эгирин-рибекитовых метагранитах. Очевидно, что линии равной глиноземистости биотитов должны пересекать соответствующие условно-моновариантные кривые в точках, изображающих реальные составы сосуществующих с биотитами полевых шпатов. Углы наклона равноглиноземистых линий рассчитываются из соответствующих уравнений смещенных равновесий.

В системе линий равной глиноземистости биотитов, принадлежащих условно-моновариантной кривой Би, Флр, Мт, Пл, Кв, Риб, Кпш, изменение значений  $Bi_{Al}$  плагиопегматитов, скиалитов, эндоконтактовых и субщелочных метагранитов происходит без участия рибекита, а в эгирин-рибекитовых метагранитах — без участия или флюорита, или магнетита. В соответствии с вышеизложенным изменение глиноземистости биотита вдоль этой условно-моновариантной кривой вызывается независимым изменением  $\mu K_2O$ ,  $\mu Na_2O$  (см. рис. 8). Составим реакцию, связывающую биотит с различным значением  $Bi_{Al}$ , т. е. с различной степенью изоморфизма  $Al_2O_3 \rightarrow SiO_2 + (Mg, Fe)O$ , для плагиопегматитов, скиалитов, эндоконтактовых и субщелочных метагранитов, воспользовавшись следующей системой параметров:

	$nSiO_2$	$N(Mg, Fe)O$	$NFe_2O_3$	$NAl_2O_3$	$NF$	$NCaO$	$NNa_2O$	$NK_2O$
$Bi_{Al}$	$5 + \frac{n}{6}$	5	0,5n	$2 - \frac{n}{6}$	p	0,1	0	0,9
Би	$5 + \frac{n}{6} + m$	$5 + m$	0,5n	$2 - \frac{n}{6} - m$	p	0,1	0	0,9
Мт	0	1	1	0	0	0	0	0
Флр	0	0	0	0	2	1	0	0
Кпш	3	0	0	0,5	0	0	0,1	0,4
Пл	$3 - k$	0	0	$0,5 + \frac{k}{2}$	0	k	$0,5 + \frac{k}{2}$	0
Кв	1	0	0	0	0	0	0	0

Реакция  $Bi_{Al} \rightarrow Би$  безрибекитовой ассоциации имеет вид

$$(10k + 2mk - kn) \left\{ (H_{4-p}F_p)_4 (K_{1,8}Ca_{0,2})_2 [(Mg, Fe^{2+})_5 \times \right.$$

$$\times Fe_n^{3+}]_{5+n} \left( Al_{4 - \frac{n}{3}} Si_{5 + \frac{n}{6}} O_{24} \right) \left. + \downarrow m [0,08 - 0,4p + 2,68k + \right.$$

$$+ 0,6pk - 0,27nk] Na_2O \uparrow + \downarrow m [9,22k - 0,08 + 0,4p + 0,4pk -$$

$$- 1,07nk] K_2O \uparrow = (10k - kn) \left\{ (H_{4-p}F_p)_4 (K_{1,8}Ca_{0,2}) [(Mg,$$

$$Fe^{2+})_{5+m} Fe_n^{3+}]_{5+n+m} \left( Al_{4 - \frac{n}{3} - 2m} Si_{5 + \frac{n}{6} + m} O_{24} \right) \left. + pkm CaF_2 + \right.$$

$$+ nkm (FeO \cdot Fe_2O_3) + (0,2m - pm) [(Na_{1-k}Ca_k) (Al_{1+k}Si_{3-k}) O_8] +$$

$$+ \left( 27,8mk - 0,2m + pm + pkm - \frac{8mnk}{3} \right) [(K_{0,8}Na_{0,2})(AlSi_3O_8)] + \\ + \left( 9 \frac{1}{3} mnk - 83,2km - 4pkm \right) SiO_2,$$

т. е.

$$Bi_{Al} + \downarrow m [0,08 - 0,4p + 2,68k + 0,6pk - 0,27nk] Na_2O \uparrow + \\ + \downarrow m [9,22k - 0,08 + 0,4p + 0,4pk - 1,07nk] K_2O \uparrow = \\ = Би + Флр + Мг + Пл + Кпш + Кв. \quad (13)$$

Отсюда угол наклона безрибекитовых линий равной глиноземности будет

$$\operatorname{tg} \alpha = - \frac{\Delta K_2O}{\Delta Na_2O} = - \frac{m(9,22k - 0,08 + 0,4p + 0,4pk - 1,07nk)}{m(0,08 - 0,4p + 2,68k + 0,6pk - 0,27nk)}.$$

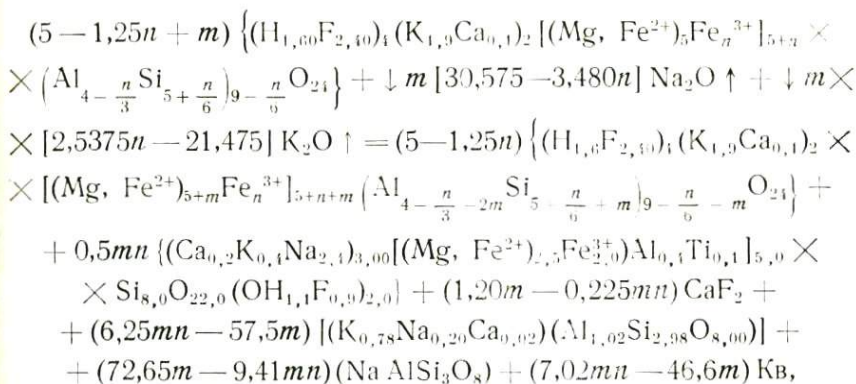
Подставляя в полученное отношение реальные значения  $n$ ,  $p$ ,  $k$  из сосуществующих биотитов и плагиоклазов, получим:

Номер пробы	$n$	$p$	$k$	$\operatorname{tg} \alpha$
20/13	0,08	0,60	0,27	-2,99
1/13	0,06	1,20	0,17	-11,33
28/8	0	1,64	0,11	+9,22
2/4	0,14	0,90	0,10	-41,0
200/18	0,04	0,92	0,09	$\infty$
21/14	0,06	Не опр.	0,32	-3,07
1,15—19	0,04	2,16	0,01	+1,19
1/1	0,01	1,66	0,02	+1,51
21/15	0,28	0,74	0,01	+1,63
14/29	0	1,88	0,02	+1,63

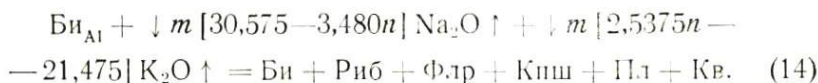
Для безмагнетитовой или безфлюоритовой реакции, связывающей биотиты различной глиноземности в области эгиринрибекитовых метагранитов, система параметров (в соответствии с реальным составом минералов в этих породах) имеет несколько иной вид:

	$N SiO_2$	$N(Mg, Fe)O$	$N Fe_2O_3$	$N Al_2O_3$	$N F$	$N CaO$	$N Na_2O$	$N K_2O$
Би <sub>Al</sub>	$5 + \frac{n}{6}$	5	0,5n	$2 - \frac{n}{6}$	2,4	0,05	0	0,95
Би	$5 + \frac{n}{6} + m$	$5 + m$	0,5n	$2 - \frac{n}{6} - m$	2,4	0,05	0	0,95
Риб	8	2,5	1	0,2	0,9	0,2	1,2	0,2
Флр	0	0	0	0	2	1	0	0
Мг	0	1	1	0	0	0	0	0
Кпш	2,98	0	0	0,51	0	0,02	0,1	0,39
Пл	3	0	0	0,5	0	0	0,5	0
Кв	1	0	0	0	0	0	0	0

Реакция равной глиноземности биотитов эгирин-рибекитовых метагранитов без участия магнетита имеет вид



т. е.

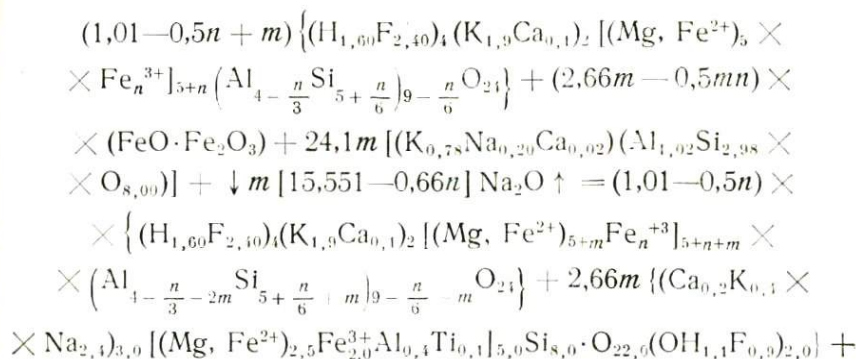


Отсюда

$$\operatorname{tg} \alpha = - \frac{\Delta K_2O}{\Delta Na_2O} = - \frac{m(2,5375n - 21,475)}{m(30,575 - 3,480n)}.$$

Подставив соответствующие значения  $n$  для биотитов щелочных метагранитов, получим числовые значения углов наклона безмагнетитовых линий равных значений  $Бн_{Al}$ : в пробе 14/12 при  $n=0,14$   $\operatorname{tg} \alpha = +0,70$ ; в пробе 14/4 при  $n=0,04$   $\operatorname{tg} \alpha = 0,70$ .

Безфлюоритовая реакция, связывающая биотиты с разными значениями  $Бн_{Al}$ , в тех же эгирин-рибекитовых метагранитах имеет вид



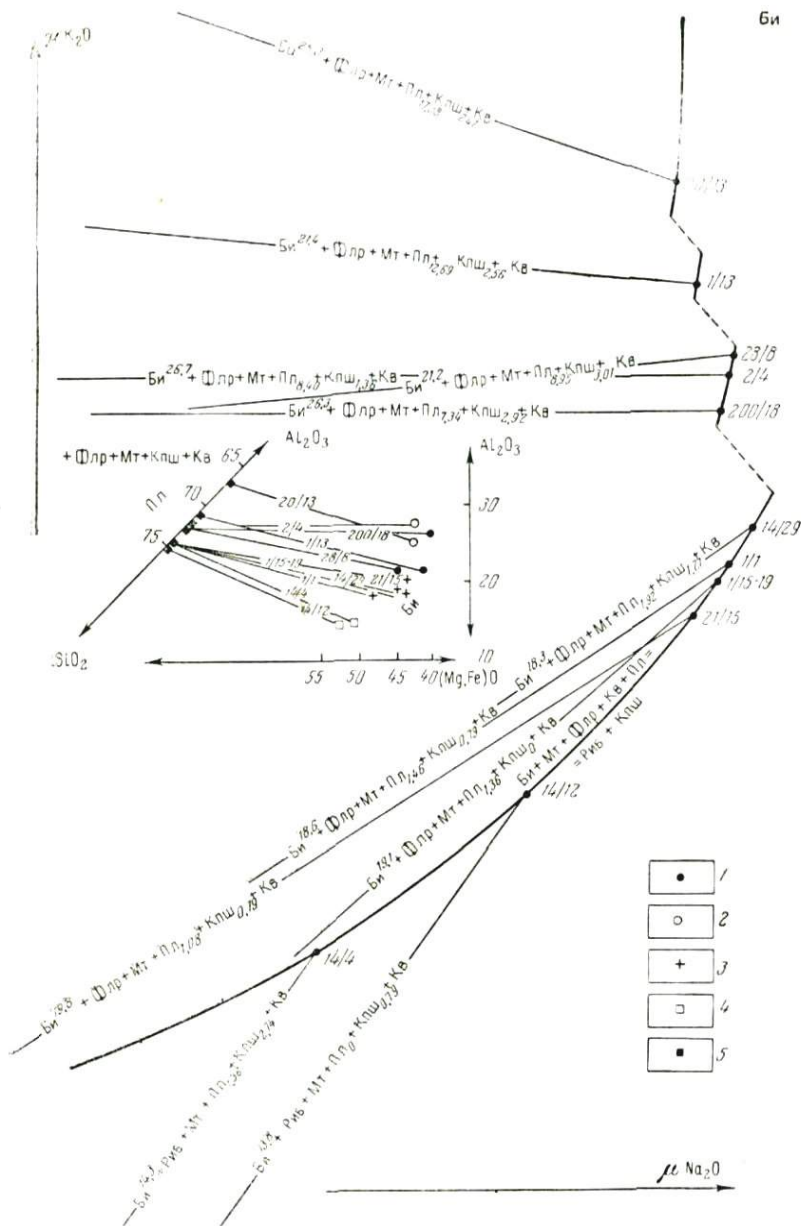
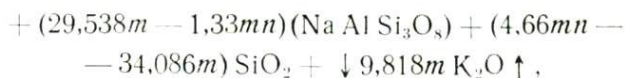


Рис. 13. Сопряженное изменение глиноземистости биотитов и значений  $C_2$  в полевых шпатах из минерального равновесия Би, Риб, Мт, Флр, Кв, Кш, Пл в зависимости от химических потенциалов  $K_2O$  и  $Na_2O$ .

Форма условно-моновариантной кривой и расположение на ней греб-точек рассчитана по изменению  $C_2$  в сосуществующих полевых шпатах (рис. 8). Индекс при обозначении биотита указывает его глиноземистость. На линиях равной глиноземистости нанесены



т. е.

$$\begin{aligned} \text{Би}_{\text{Al}} + \text{Мт} + \text{Кпш} + \downarrow m[15,551 - 0,66n] \text{Na}_2\text{O} \uparrow &= \text{Би} + \\ + \text{Риб} + \text{Пл} + \text{Кв} + \downarrow 9,818m \text{K}_2\text{O} \uparrow \text{ и } \text{tg } z &= + \frac{\Delta \text{K}_2\text{O}}{\Delta \text{Na}_2\text{O}} = \\ &= + \frac{9,818m}{m(15,551 - 0,66n)}, \end{aligned} \quad (15)$$

что при значениях  $n$  для обеих проб дает  $\text{tg } \alpha = +0,63$ .

Другими словами, углы наклона линий глиноземистости в биотитах эгирин-рибекитовых метагранитов практически не зависят от того, какой минерал отсутствует в реакции смещенного равновесия (магнетит или флюорит). Диаграмма, суммирующая приведенные построения, представлена на рис. 13.

Совершенно аналогично отстраивается система линий равной глиноземистости биотитов, принадлежащая условно-моновариантной кривой Би, Пл, Му, Флр, Мт, Кпш, Кв и объединяющая безмусковитовые парагенезисы субщелочных метагранитов и безфлюоритовые парагенезисы — эндоконтактовых метагранитов, скиалитов и плагиопегматитов.

Ранее было показано (см. рис. 7), что изменение составов полевых шпатов (а следовательно, и биотитов) вдоль условно-моновариантной кривой происходит под влиянием независимого изменения  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3 - \mu\text{K}_2\text{O}$ . Очевидно, что при анализе изменения глиноземистости биотитов использование  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$  в качестве интенсивного параметра невозможно. Наличие в полевых шпатах стехиометрической связи  $\text{Al} = 1 + \text{Ca}$  позволяет заменить  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$  на  $\mu\text{CaO}$ , причем с обратным знаком, что объясняется следующим. Повышение  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$ , обеспечивающее в полевых шпатах увеличение содержания  $\text{CaO}$ , приведет к обратному эффекту в биотите, так как  $\text{CaO}$  входит в группу X этого минерала, уменьшающую относительное содержание по мере роста его глиноземистости. Действительно, при возрастании средних значений  $\text{Би}_{\text{Al}}$  от 14% в щелочных до 18,9% в субщелочных и 23,8% в эндоконтактовых метагранитах, плагиогранитах и скиалитах среднее отношение  $(\frac{\text{Ca}}{\text{Al}} 100\%)$  в биотитах из этих пород уменьшается от 5,3 до 4,2—2,7%.

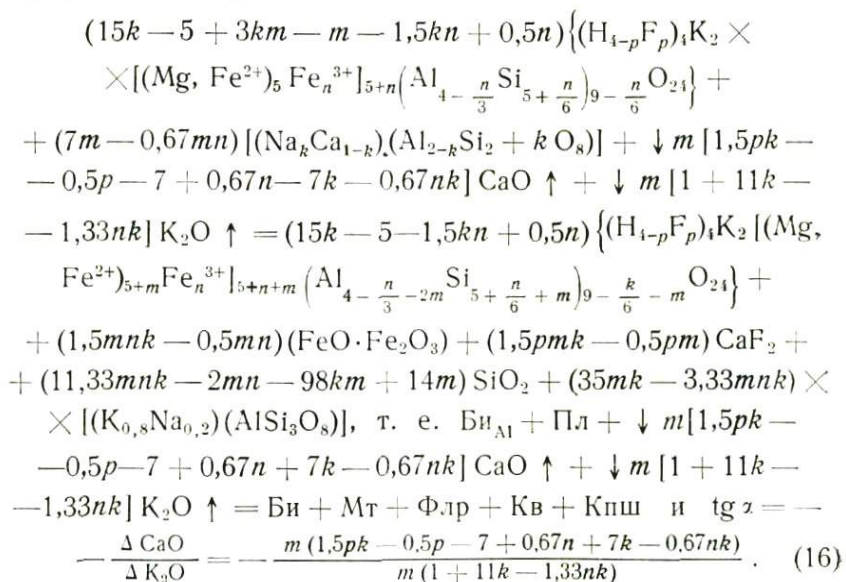
Перейдем к расчету реакций смещенных равновесий, связывающих биотиты с различными значениями  $\text{Би}_{\text{Al}}$  в безмусковит-

реальные парагенезисы соответствующих проб. 1 — биотиты из эндоконтактовых метагранитов, 2 — биотиты из плагиопегматитов, 3 — пегматиты из субщелочных флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов, 4 — биотиты из щелочных эгирин-рибекитовых метагранитов, 5 — плагиоклазы (см. подрисуночную подпись к рис. 8)

товых и безфлюоритовых парагенезисах условно-моновариантной ассоциации Би, Пл, Му, Флр, Мт, Кпш, Кв. Воспользуемся следующей системой параметров:

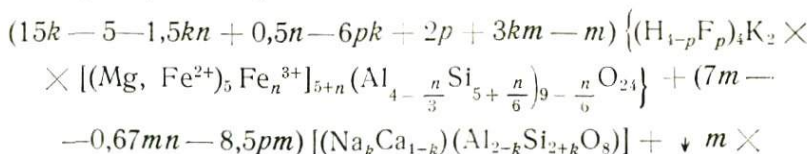
	NSiO <sub>2</sub>	N(Mg, Fe)O	NFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NAl <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NF	NNa <sub>2</sub> O	NCaO	NK <sub>2</sub> O
Би <sub>Al</sub>	$5 + \frac{n}{6}$	5	0,5n	$2 - \frac{n}{6}$	p	0	0	1
Би	$5 + \frac{n}{6} + m$	5 + m	0,5n	$2 - \frac{n}{6} - m$	p	0	0	1
Мт	0	1	1	0	0	0	0	0
Флр	0	0	0	0	2	0	1	0
Кпш	3	0	0	0,5	0	0,1	0	0,4
Пл	2 + k	0	0	$1 - \frac{k}{2}$	0	0,5k	1 - k	0
Кв	1	0	0	0	0	0	0	0
Му	3	0,4	0	1,3	0,2	0	0	0,5

Безмусковитовая реакция



Подставив значения  $p, n, k$  из биотитов в реальных пробах, получим для проб: 1/15—19  $\text{tg } \alpha = -0,15$ ; 1/1 —  $-0,11$ ; 24/15— $-0,05$ ; 4,29 —  $-0,12$ .

Безфлюоритовая реакция:



$$\begin{aligned} \times [1 + 11k - 13,33nk - 9,5pk - 2,5p] K_2O \uparrow = & (15k - 5 - 1,5kn + \\ & + 0,5n - 6pk + 2p) \{ (H_{4-p}F_p)_4 K_2 [(Mg, Fe^{2+})_{5+m} Fe_n^{3+}]_{5+n+m} \times \\ & \times (Al_{4-\frac{n}{3}-2m} Si_{5+\frac{n}{6}+m})_{9-\frac{n}{6}-m} O_{24} \} + (1,5mkn - 0,5mn) \times \\ & \times (FeO \cdot Fe_2O_3) + (15mpk - 5mp) \{ (H_{1,8}F_{0,2})_2 K [(Mg, Fe^{2+})_{0,4} \times \\ & \times Al_{1,6}]_{2,0} (AlSi_3)O_{10} \} + (35mk - 3,33mnk - 42,5pmk) \times \\ & \times [(K_{0,8}Na_{0,2})(AlSi_3O_8)] + (11,33mnk - 2mn - 98mk + 80pmk - \\ & - 4pm + 14m) SiO_2 + \downarrow m [7 - 0,67n - 8,5p - 7k + 0,67nk + \\ & + 8,5pk] CaO \uparrow, \text{ т. е. Би}_{Al} + \text{Пл} + \downarrow m [1 + 11k - 13,33nk - \\ & - 9,5pk - 2,5p] K_2O \uparrow = \text{Би} + \text{Мт} + \text{Му} + \text{Кпш} + \text{Кв} + \\ & + \downarrow m [7 - 0,67n - 8,5p - 7k + 0,67nk + 8,5pk] CaO. \quad (17) \end{aligned}$$

Следовательно,

$$\text{tg } \alpha = + \frac{\Delta CaO}{\Delta K_2O} = + \frac{m(7 - 0,67n - 8,5p - 7k + 0,67nk + 8,5pk)}{m(1 + 11k - 13,33nk - 9,5pk - 2,5p)}$$

и при реальных значениях  $p, n, k$  получим для проб: 20/13  $\text{tg } \alpha = +0,23$ ; 1/13  $= +0,22$ ; 28/8  $= +0,14$ ; 2/4  $= +0,13$ ; 20/18  $= -0,5$ ; 21/14  $= +0,29$ .

Суммируя изложенные данные, отстроим диаграмму, описывающую изменения глиноземистости биотитов в зависимости от  $\mu CaO, \mu K_2O$ , и, совместив ее с диаграммой рис. 13 (по уже изложенному методу, см. рис. 12), получим совмещенную диаграмму двух систем линий равной глиноземистости биотитов, пересечения которых описывают взаимное расположение пробочек с фиксированными значениями  $\text{Би}_{Al}$  в двухмерном пространстве  $\mu CaO - \mu Na_2O$ . Условно-моновариантная кривая Би, Пл, Му, Флр, Мт, Кпш, Кв полученной диаграммы, схематически изображенной на рис. 14, служит зеркальным отражением (по отношению к линии экстремумов  $C_1^{Пл} = C_1^{Кпш}$ ) соответствующей кривой диаграммы рис. 7, что обусловлено переменной координат  $m$  с  $\mu Al_2O_3$  на  $-\mu CaO$ .

Анализ диаграмм (см. рисунки 13, 14) позволяет вывести некоторые закономерности изменения глиноземистости биотитов в плагиопегматитах, эндоконтактовых и субщелочных метагранитах. По составу биотитов на диаграммах отчетливо выделяются три области, полностью совпадающие с выделенными по составам сосуществующих полевых шпатов: область плагиопегматитов и эндоконтактовых метагранитов, характеризующаяся минимальной щелочностью (максимальные значения  $\mu CaO$  и минимальные  $\mu Na_2O$ ); область субщелочных метагранитов с промежуточными условиями щелочности и область щелочных гранитов, где  $\mu CaO$  падает до минимума, а  $\mu Na_2O$  возрастает до максимума. Соответственно падают и средние значения  $\text{Би}_{Al}$

от 23,8% в первом случае до 18,9% — во втором и 14% — в третьем.

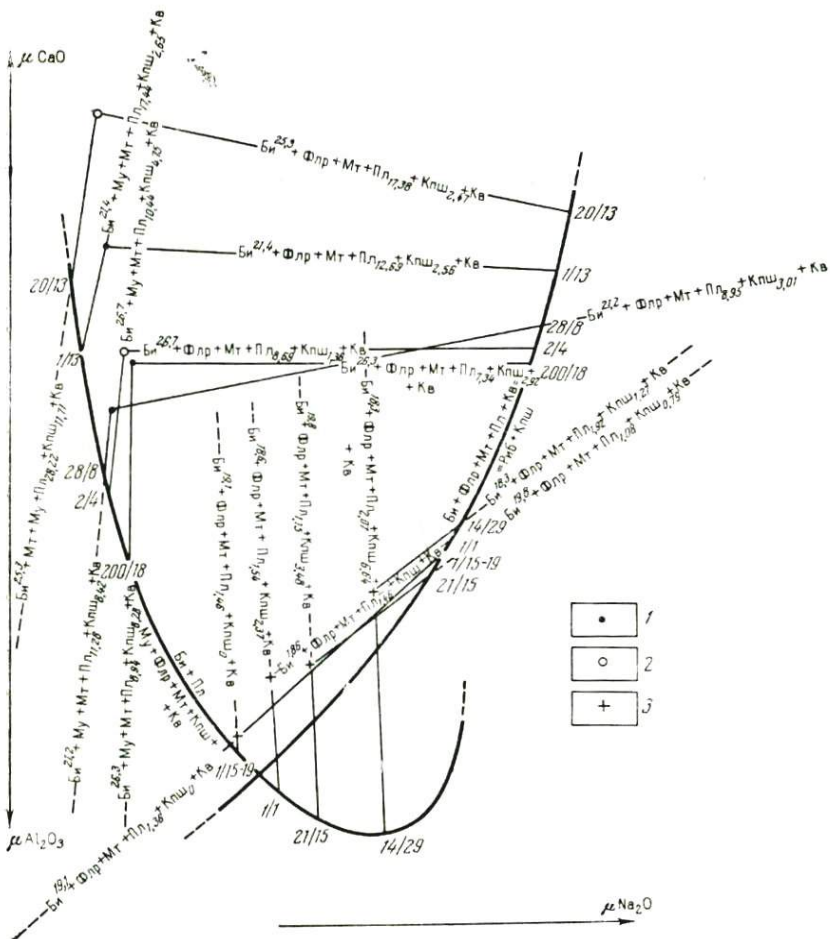


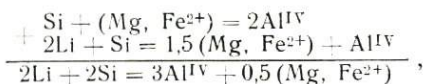
Рис. 14. Совмещенная схематическая диаграмма, отражающая зависимость глиноземности биотитов в плагионегматитах, эндоконтактовых и субщелочных метагранитах от химических потенциалов  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Условно-моновариантная кривая Бн, Пл, Му, Флр, Мт, Кпш, Кв служит зеркальным отражением (по отношению к линии экстремумов  $\text{C}_1$ ,  $\text{Пл} = \text{C}_1$ ,  $\text{Кпш} = \text{C}_1$ ) соответствующей кривой диаграммы рис. 7. Точки пересечения линий равной глиноземности, принадлежащих различным условно-моновариантным кривым, изображают фиксированный состав биотитов (в отношении величины  $\text{Bi}_{\text{Al}}$ ) в реальных пробах и показывают их взаимное расположение в двухмерном пространстве  $\mu \text{CaO} - \mu \text{Na}_2\text{O}$  (см. подрисуючную подпись к рис. 13)

Такое четкое выделение трех перечисленных областей составов биотитов прежде всего объясняется резко различными наклонами линий равных значений  $\text{Bi}_{\text{Al}}$  и усугубляется значи-

тельными интервалами между их начальными точками на соответствующих условно-моновариантных кривых в соответствии с различиями в составах сосуществующих полевых шпатов. Особенно резко дифференциация углов наклона линий равной глиноземистости биотитов проявлена в системе, относящейся к условно-моновариантной кривой Би, Флр, Мт, Пл, Кв, Риб, Кпш, где изменения Би<sub>Al</sub> обеспечиваются  $\mu\text{K}_2\text{O}$ ,  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ . Так, в области плагиопегматитов и эндоконтактовых метагранитов  $\text{tg } \alpha$  линий равной глиноземистости в биотитах колеблется от  $-41$  до  $+9,22$ , что соответствует углам наклона, близким к нулю. Во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах углы наклона линий равных значений Би<sub>Al</sub> приближаются к  $45^\circ$  ( $\text{tg } \alpha$  колеблется от  $+1,19$  до  $+1,63$ ) и в эгирин-рибекитовых метагранитах превышает  $45^\circ$  ( $\text{tg } \alpha = +0,70$ ).

Как следует из приведенных реакций смещенных равновесий, связывающих биотиты различной глиноземистости, величина  $\text{tg } \alpha$  для линий равных значений Би<sub>Al</sub> зависит от значений  $p$ ,  $n$ ,  $k$  в реальных биотитах, причем в наибольшей степени от характеристики  $p$ , т. е. от содержания в них фтора. Действительно, на диаграмме  $nF - \angle \alpha$  (рис. 15) обнаруживается совершенно четкая линейная зависимость между содержаниями фтора в биотитах и углами наклона линий их равной глиноземистости. Это значит, что увеличение содержания фтора в биотитах прогрессивно уменьшает его глиноземистость, т. е. сдвигает изоморфизм  $\text{Al}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{SiO}_2 + (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{O}$  во флогопит-аннитовую сторону. Подобный эффект может обеспечить изоморфное замещение по схеме  $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{Li}_2\text{O} + \text{SiO}_2$  («Минеральные парагенезисы...», 1972; Foster, 1960), так как увеличение содержания фтора в биотитах сопровождается отчетливым увеличением в них лития (рис. 16). Совмещение обеих схем изоморфного замещения приведет к тому, что увеличение щелочности, сопровождающееся возрастанием содержания в биотитах лития и фтора, будет изменять состав биотитов по следующей схеме:



уменьшая, следовательно, Би<sub>Al</sub> и увеличивая Би<sub>Li</sub>, будем иметь

$$\frac{2\text{Li} + 2\text{Si}}{2\text{Li} + 2\text{Si} + 3\text{Al} + 0,5(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})} 100\%$$

На графике (рис. 17) точки составов биотитов располагаются полосой вдоль линии, наклоненной под углом  $\sim 10^\circ$  к координате  $\frac{3 \text{Al}^{\text{IV}}}{2(\text{Li} + \text{Si})} 100\%$ , доказывая, что предложенная схема изоморфизма в биотитах действительно существует.

Итак, составы биотитов определяются в анализируемом объекте двумя независимыми параметрами: условиями кислотно-

сти — щелочности и особенностями распределения лития в биотитах. Из табл. 12 и рис. 18 следует, что возрастание щелочности от плагиопегматитов, скарлитов и эндоконтактовых метагранитов к субщелочным и затем щелочным метагранитам сопровождается увеличением содержаний лития (фтора) в биотитах, что и приводит к уже отмеченному закономерному изменению их химических характеристик: возрастанию значений

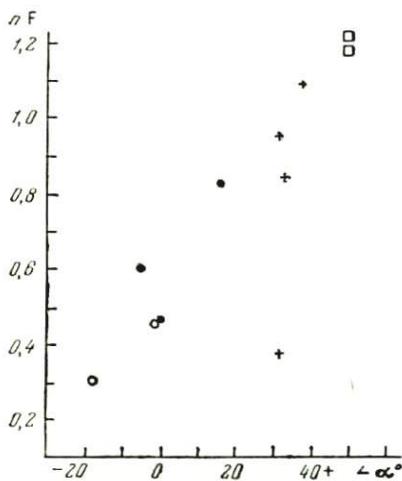


Рис. 15. Диаграмма зависимости между содержаниями фтора в биотите и углами наклона линий их равной глиноземности (см. подрисуючную подпись к рис. 13).

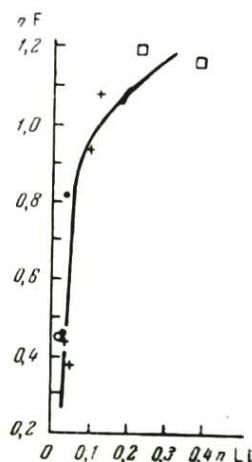


Рис. 16. Диаграмма зависимости между содержаниями Li и F в биотитах (см. подрисуючную подпись к рис. 13).

Би<sub>K</sub>, Na, Би<sub>Li</sub> и уменьшению — Би<sub>Al</sub>. Однако внутри выделенных фаций монотонное возрастание щелочности вызывает экстремальное распределение большинства редких элементов в породообразующих минералах. В частности, литий образует минимальные концентрации в биотитах тех участков фации субщелочных метагранитов, которые сформировались в промежуточных условиях щелочности: и возрастание, и падение ее (в интервалах фации) вызывают отчетливое увеличение содержания лития в биотитах. В эндоконтактовых метагранитах биотиты промежуточной щелочности также характеризуются экстремальными (максимальными) концентрациями лития\* (внутри фации).

\* В эгирин-рибекитовых метагранитах исследования изменения составов биотитов не проводились в связи с недостаточным количеством их анализов.

Очевидно, что в соответствии с полученной схемой изоморфизма  $2\text{Li} + 2\text{Si} = 3\text{Al}^{\text{IV}} + 0,5(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})$  подобное распределение лития с необходимостью должно вызвать и экстремальное изменение различных химических характеристик внутри выделенных фаций по мере монотонного изменения (в их интервалах) условий кислотности — щелочности, что и наблюдается в действительности. Так, в эндоконтактовых метагранитах (см. табл. 12 и рис. 18) промежуточным условиям щелочности отвечает биотит с максимальными (в этой фации) содержаниями Li и F (0,04 и 0,82 формульных единиц соответственно), максимальными значениями  $\text{Би}_{\text{Li}}$  (58,6%) и  $\text{Би}_{\text{K, Na}}$  (0,72) и минимальными —  $\text{Би}_{\text{Al}}$  (21,2%) и  $f = \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}} 100\%$  (38,2%). В фа-

ции субщелочных метагранитов в промежуточных условиях щелочности содержания лития и фтора в биотитах характеризуются глубоким минимумом (0,05—0,37 формульных единиц). Соответственно, значения  $\text{Би}_{\text{Li}}$  (57%) и  $\text{Би}_{\text{K, Na}}$  (0,70) здесь минимально, а  $\text{Би}_{\text{Al}}$  (19,8%) и  $f$  (91,5%) — максимально. Имеющиеся нарушения рассматриваемых закономерностей объясняются незави-

смым влиянием на составы биотитов условий кислотности — щелочности (в интервалах фаций). Так, от пробы 1/15—19 к пробе 1/1 содержания Li и F в биотитах понижаются соответственно от 0,12 до 0,07 и от 1,08 до 0,83 формульных единиц. Тем не менее значения  $\text{Би}_{\text{Li}}$  при этом переходе увеличиваются от 59,2 до 65%, отражая возрастание щелочности;  $\text{Би}_{\text{Al}}$  падает от 19,1 до 18,6%. Следовательно, если от эндоконтактовых к субщелочным и щелочным метагранитам возрастание щелочности и накопление лития происходят параллельно и производят аддитивное изменение составов биотитов, то внутри выделенных фаций эти два параметра могут изменяться противоположно, нивелируя изменения составов биотитов.

Из приведенных данных следует, что наиболее резким колебаниям внутри фаций гранитоидов в зависимости от содержания лития в биотитах подвержены значения их железистости  $f$  (см. табл. 12 и рис. 18), как отмечалось многочисленными исследователями (Таусон, 1958; Злобин, Лебедев, 1959; Рябчиков, 1961; Свешникова, Каленчук, 1962 и др.), объясняется тесной корреляционной связью лития и магния в этом минерале. Учи-

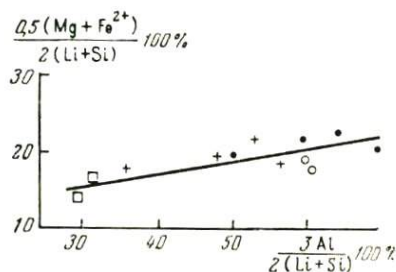
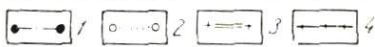
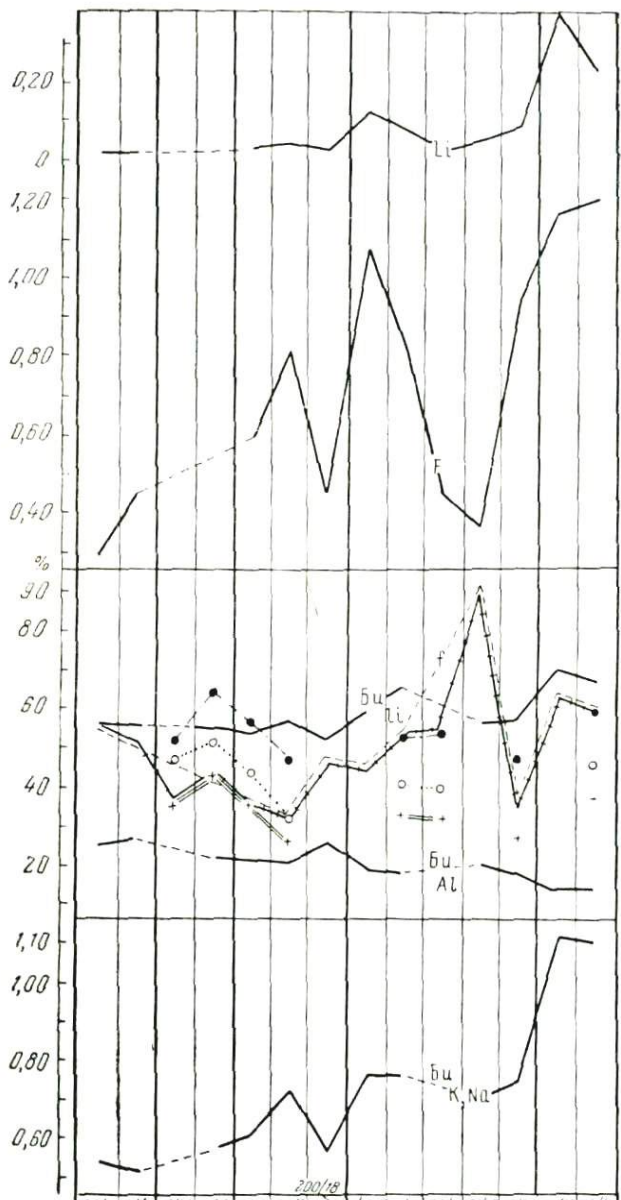


Рис. 17. Диаграмма изменения составов биотитов в соответствии со схемой изоморфного замещения  $2\text{Li} + 2\text{Si} = 3\text{Al}^{\text{IV}} + 0,5(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})$  (см. подрисующую подпись к рис. 13).



Тывая установленную прямую зависимость между содержанием лития и фтора в биотитах, можно полагать, что резкие колебания железистости этих минералов, определенной по их оптическим свойствам ( $f^o$ ), связываемые Л. И. Шабыниным (1958) с различными концентрациями фтора в минералообразующей среде, вызываются различиями в биотитах содержания лития. Действительно, из табл. 12 и рис. 18 следует, что в эндоконтактных метагранитах, скиалитах и плагиопегматитах железистость ( $f$ ) слаболитиевых биотитов совпадает с железистостью ( $f^{Or}$ ), определенной по кривой для наименее фтористых нормальных гранитов, причем для наиболее литиевых биотитов этой фации (проба 28/8)  $f$  совпадает с  $f^{Op}$  (кривая для более фтористых пегматитов; Шабынин, 1958). Значения железистости ( $f$ ) из более литиевых биотитов субщелочных и щелочных метагранитов хорошо увязываются с железистостью, определенной по кривой для фтористых пегматитов ( $f^{Op}$ ).

Из изложенного следует, что по составу биотитов изученные гранитоиды четко подразделяются на три области, полностью соответствующие областям, выделенным по составу сосуществующих полевых шпатов: плагиопегматиты, скиалиты и эндоконтактные метаграниты; субщелочные флюорит-магнетит-биотитовые метаграниты; щелочные эгирин-рибекитовые метаграниты. Повышение щелочности, обусловившее указанную смену минеральных фаций гранитоидов и сопровождающееся последовательным накоплением в них лития (и фтора), послужило причиной монотонного изменения составов и оптических свойств биотитов в указанном направлении: возрастания значений  $Bi_{K,Na}$ ,  $Bi_{Li}$  и падения  $Bi_{Al}$ . Экстремальное распределение лития в биотитах внутри выделенных фаций привело к экстремальному (на фоне монотонного изменения условий щелочности в интервалах фаций) изменению всех химических характеристик составов биотитов. Противоположно направленные процессы изменения щелочности и накопления лития внутри фации вызвали взаимно скомпенсированные изменения составов биотитов.

Рис. 18. Диаграмма изменения главных химических характеристик составов биотитов из различных гранитоидов массива.

$(Bi_{K,Na} = \frac{K+Na}{Al}$ ;  $Bi_{Al} = \frac{Al}{Al+Mg+Fe+Si} 100\%$ ;  $Bi_{Li} = \frac{2Li+2Si}{2Li+2Si+0,5Mg+0,5Fe^{2+}+3Al^{IV}} 100\%$ );  
 $F$  — содержания фтора в формульных единицах;  $Li$  — содержания  $Li$  в формульных единицах;  $f = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+}+Mg} 100\%$ . Железистость, определенная: 1 — по кривой фтористых пегматитов ( $f^{Op}$ ); 2 — по кривой пегматитов ( $f^{Op}$ ); 3 — по кривой нормальных гранитов ( $f^{Or}$ ; Шабынин, 1958); 4 — кривая железистости, суммирующая значения  $f$ :  $f^{Op}$ ;  $f^{Or}$

## АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ГРАНИТОВ

Анализ концентрированной формы нахождения редких элементов в породах должен основываться на достаточно полном изучении главных носителей этих элементов: соответствующих редкометалльных аксессуарных минералов.

Аксессуарные минералы щелочных метагранитов представлены 34 видами (табл. 13) \*.

### Окислы

*Группа ильменита* представлена ильменитом и гематитом.

Ильменит встречается, а иногда образует высокие концентрации во всех разновидностях метагранитов, кроме скиалитов. Наиболее часто встречается в виде обломков ксеноморфных зерен с неровной и шероховатой поверхностью; значительно реже он образует толстотаблитчатые или уплощенные шестигульные кристаллы. В последнем случае в центре граней кристаллов отмечаются углубления. Очень редко ильменит образует двойники. Преобладающий размер зерен 0,25—0,05 мм.

Минерал средне магнитен, при лейкоксенизации и лимонитизации магнитные свойства его заметно ослабевают. Цвет ильменита черный, блеск металлический и полуметаллический (у лейкоксенизированных разновидностей — матовый, иногда отмечается пурпурная побежалость), излом раковистый, неровный. В неизменном виде минерал встречается редко, чаще он интенсивно лейкоксенизирован (вплоть до образования полных псевдоморфоз бежевого и коричневого цвета) и лимонитизирован.

Наблюдается сростание ильменита с полевыми шпатами, флюоритом и редко — цирконом, фергусонитом, рутилом; в последнем случае встречаются микроагрегатные сростания. Иногда отмечаются многочисленные включения ильменорутила и магнетита.

По данным полуколичественного спектрального анализа\*\* ильменит из биотитовых плагиопегматитов содержит следующие элементы: Ta — 1; Mn — 4; Sn — 3; Mg — 5; Si — 9; Nb — 3; Fe — 10; Al — 7; V — 3; Ti — 10; Cu — 1; Na — 2; Zr — 4; Ca — 6; Sr — 2.

*Группа пирохлора.* Пирохлор распространен во флюорит-магнетит-биотитовых (красная разновидность) и эгирин-рибекитовых (медово-желтая разновидность) метагранитах (рис. 19).

\* Минеральные виды описываются в порядке, соответствующем их месту в кристаллохимической классификационной таблице (Штрунц, 1962).

\*\* Здесь и далее полуколичественные спектральные анализы выполнены в спектральной лаборатории ИМГРЭ С. И. Неволлиной.

При вторичных изменениях обе разновидности пирохлора приобретают бурый цвет из-за развития пленочки более поздних минералов.

И красный, и желтый пирохлор встречается в изометричных зернах или образует октаэдры и кубооктаэдры с деформированными, неравномерно развитыми, нередко сглаженными гранями и усеченными вершинами. Минерал хрупкий, прозрачный и полупрозрачный; блеск жирный до алмазного; слабо магнитен; удельный вес желтого пирохлора 4,53\*, красного — 4,56\*. Минерал часто содержит овальные включения циркона, образует сростки с ильменорутилом, монацитом, цирконом, пиритом и др. Размер зерен пирохлора колеблется в пределах 0,25—0,2 мм. Микротвердость  $H^{**}$  красного пирохлора при нагрузке  $P = 100$  г колеблется от 444 до 555 кгс/мм<sup>2</sup>, составляя в среднем 493 кгс/мм<sup>2</sup>. Анализируемые пирохло-ры характеризуются высокой степенью кристалличности, о чем свидетельствуют данные рентгено-структурного и термического анализов: из трех анализированных пирохлоров лишь в одном образце (рис. 20, кривая 3) обнаружен нечетко выраженный пик рекристаллизации (в интервале 475—485° С), обозначающий слабую метамиктность минерала. Эндотермиче-

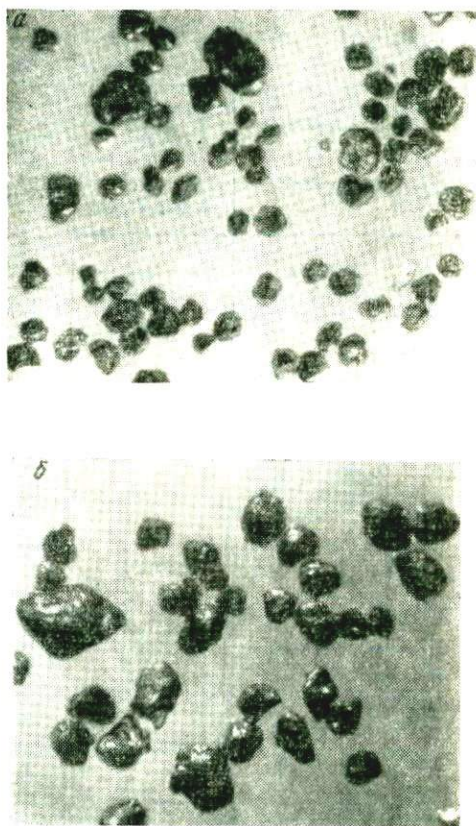


Рис. 19. Пирохлор из протолок:

*а* — флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов (разновидность красного цвета) и *б* — згирин-берилитовых метагранитов (разновидность медово-желтого цвета). Увеличение 24

\* Здесь и далее удельный вес минералов — среднее из трех определений (Лаборатория ИМГРЭ, Г. П. Филатова и В. Ф. Недоба).

\*\* Здесь и далее микротвердость измерялась в ИМГРЭ С. И. Лебедевой и В. Ф. Недобой на приборе ПМТ-3. Измерения проводились на разноориентированных сечениях мелких минеральных зерен, запрессованных в отполированные полистироловые брикеты.

Таблица 13

## Содержания аксессуарных минералов в гранитоидах массива, г/т

Номер пробы	Порода	Парагенезис	Минерал					
			Пироклаор	Фергусонит	Эшинит	Эксеснит	Ильменорут	Моноцит
24	Плагионопегматиты	Кв + Пл + + Му + Би	—	—	—	—	13	4
20/13			—	—	—	—	—	69
14,44	Скиалиты	Кв + Пл + + Би	—	—	—	—	43	17
21/14			Знаки	—	—	—	—	—
113	Эндоконтактовые метакристаллы	Кв + Пл + + Би + Му	—	—	—	—	—	Знаки
200,18			—	—	—	—	—	1
288			—	—	—	—	1538	3
211			166	551	—	—	—	—
115—19	Флюорит-магнетит биогитовые метакристаллы	Кв + Аб + + Кпш + Би	—	6957	—	—	456	1666
11			15	126	1099	105	181	5
1440			—	3001	—	—	—	Знаки
2211			844	22	—	Знаки	—	Знаки
21/15			13	184	—	—	—	2
14,29			—	390	—	5802	—	—
2713			—	355	—	3077	—	417
21,2			Эгирин-рибекитовые метакристаллы	Кв + Аб + + Кпш + Эг	297	644	—	—
27,8	159	—			—	—	1774	288
22,5	21	—			—	—	—	—
141	1220	—			—	—	—	Знаки
1412	—	—			—	—	135	427
14/4	—	392	—	—	—	277	—	

Продолжение табл. 13

Номер пробы	Минерал									
	Ортит	Гадолит	Ильменит	Рутит	Апатит	Сфен	Лейкоксен	Ксенотим	Бастнезит	Циркон
2,4	—	—	Знаки	1	Знаки	Знаки	Знаки	2	—	5
2013	Знаки	—	496	55	—	—	17	8	—	5
14/44	—	—	—	206	Знаки	146	1745	7	—	197
21/14	—	—	—	Знаки	—	18105	—	—	—	14
113	—	—	—	1050	—	224	—	—	—	147
200.18	—	—	—	3622	—	—	—	7	—	272
288	—	—	602	1237	—	—	223	—	—	122
211	20	—	24	1	—	—	Знаки	—	41	10565
1/15—19	—	—	17065	29	—	—	—	—	—	38882
11	—	—	79	4	3	—	—	—	—	12893
1440	—	—	4794	—	—	—	2697	—	—	15715
2211	—	—	391	10	—	Знаки	3	—	—	9416
2115	769	—	—	Знаки	Знаки	—	—	—	—	1732
1429	—	462	1857	498	—	—	—	—	—	29192
2713	—	—	4926	19	—	—	3	—	—	16680
212	—	—	3474	—	—	—	8	—	—	15995
27,8	4	—	3	Знаки	Знаки	—	Знаки	—	—	9487
22,5	—	—	Знаки	Знаки	—	—	—	—	—	1358
141	—	—	392	39	—	—	—	—	—	6735
1412	—	—	100	4	—	—	910	—	—	4231
144	—	—	16112	Знаки	—	—	3580	—	—	544

Продолжение табл. 13

Номер пробы	Минерал								
	Торна-нит	Турма-лин	Сподо-мен	Гале-нит	Вуль-феит	Мо-либде-нит	Касси-терит	Флюо-рит	Апатит
2/4	—	5	2	Знаки	—	2	5	Знаки	930
20/13	—	5	—	—	—	Знаки	—	—	974
14/44	—	1346	—	—	—	41	—	—	2
21/14	—	1	—	Знаки	—	Знаки	3	—	6232
1/13	—	42	—	—	—	5	—	—	141
200/18	—	1450	—	—	—	—	—	—	1
28/8	—	—	Знаки	—	—	Знаки	—	—	306
21/1	Знаки	Знаки	—	—	—	—	3	3 373	9
1/15—19	—	—	—	—	—	—	—	74	9
1/1	—	7	—	—	—	—	—	517	—
14/40	—	—	—	—	—	—	Знаки	8 279	Знаки
22/11	—	—	—	—	—	—	—	13 545	12
21/15	—	—	—	—	—	7	—	8 604	122
14/29	—	—	—	—	—	15	—	12 960	75
27/13	—	—	—	—	—	—	—	10 674	11
21/2	—	—	Знаки	—	1	Знаки	—	68	Знаки
27/8	1	—	—	—	—	—	—	—	—
22/5	—	—	—	—	—	1	1	1	1
14/1	2	—	—	—	—	1	—	—	4
14/12	—	4	212	—	—	—	1	90	1
14/4	—	—	19	Знаки	—	Знаки	—	13 634	9970

Продолжение табл. 13

Номер пробы	Минерал								
	Шприт	Магне-тит	Гема-тит	Крио-лит	Лимо-нит	Эпи-дог	Грапат	Став-ролий	Дистен
2/4	Знаки	—	—	—	1	—	Знаки	—	—
20/13	378	Знаки	—	—	62	—	1	—	Знаки
14/44	119	—	—	—	5	—	20	3	118
21/14	169	—	—	—	—	—	Знаки	—	—
1/13	14	—	—	—	20	—	Знаки	—	—
200/18	8	—	—	—	76	—	2	—	—
28/8	8	—	—	—	15	—	1	—	1
21/1	499	52 468	—	—	123	—	—	—	—
1/15—19	6	3 786	—	—	81	—	—	—	—
1/1	12	38 685	—	—	247	—	—	—	—
14/40	—	3 208	—	—	546	—	—	—	—
22/11	Знаки	53 490	—	—	59	—	—	—	—
21/15	9	11 403	—	—	688	—	—	Знаки	—
14/29	8319	1 879	—	—	—	462	Знаки	—	—
27/13	76	23 805	—	—	191	—	—	—	—
21/2	404	10 519	—	—	6	—	—	Знаки	—
27/8	1	162	181	—	—	—	—	—	—
22/5	1	4 152	—	—	2	—	—	Знаки	—
14/1	3	—	Знаки	683	—	—	—	—	—
14/12	2	—	—	—	1	—	—	—	—
14/4	Знаки	—	9	—	—	—	—	—	—

Примечание. Содержания подсчитаны А. Д. Арсеньевой и К. А. Зайцевским по методу В. В. Ляховича (1966).

ские эффекты, характерные для гидратированных разностей, во всех случаях отсутствуют.

По данным химических анализов (табл. 14) медово-желтый пирохлор из эгирин-рибекитовых метагранитов отличается от красного пирохлора флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов резко пониженным содержанием кальция и р. з. э. и повышенным натрия и фтора. По составу лантанов пирохлор из субщелочных метагранитов относится к черновой разновидности (рис. 21).

*Ряд рутила.* К этому ряду относятся три аксессуарных минерала, встречающихся в гранитоидах массива: рутил, касситерит и ильменорутил. Из них кратко опишем только ильменорутил и рутил.

Значительные содержания ильменорутила отмечаются во всех разновидностях щелочных гранитоидов; кроме того, минерал образует заметные концентрации в эндоконтактовых метагранитах, плагиопегматитах и скиалитах. Физические свойства ильменорутила из различных пород изменяются в значительных пределах. Ильменорутил из эндоконтактовых и флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов отличается слабо- и средне-электромагнитными свойствами, образует призматические и столбчатые кристаллы, грани

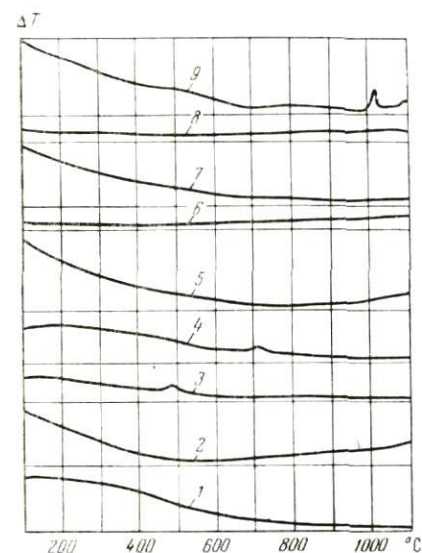


Рис. 20. Кривые нагревания некоторых редкометалльных аксессуарных минералов метагранитов:

1, 2 — пирохлор из эгирин-рибекитовых метагранитов; 3 — пирохлор из флюорит-магнетит-биотитового метагранита; 4 — эциниита из флюорит-магнетит-биотитового метагранита; 5, 6 — эвксенита из флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов; 7 — циркона из флюорит-магнетит-биотитового метагранита; 8 — гадолинита из флюорит-магнетит-биотитового метагранита; 9 — ортита из флюорит-магнетит-биотитового метагранита

которых покрыты вертикальной штриховкой. Реже наблюдаются ксеноморфные выделения и округлые зерна ильменорутила. Часто отмечаются сростки (иногда до 6 индивидуумов) кристаллов под углом  $90^\circ$  друг к другу; характерны срастания, напоминающие ствол дерева с обрубленными сучьями: на крупном кристалле перпендикулярно к его длинной оси нарастают более мелкие.

Для кристаллического ильменорутила характерны сильный алмазный блеск, слабый плеохроизм и высокое двупреломление; для округлых и ксеноморфных зерен — полуметаллический блеск, сильный плеохроизм в буро-зеленых тонах и относитель-

по слабое двупреломление. Минерал подвергается незначительной лейкоксенизации. Характерной особенностью ильменорутила в описываемых породах является его тесное срастание с породообразующими минералами (полевыми шпатами, кварцем, флюоритом, мусковитом), рутилом, цирконом, эвксенитом, а также агрегатное срастание с ильменитом: ильменорутил — 40—60%, ильменит — 60—40%.

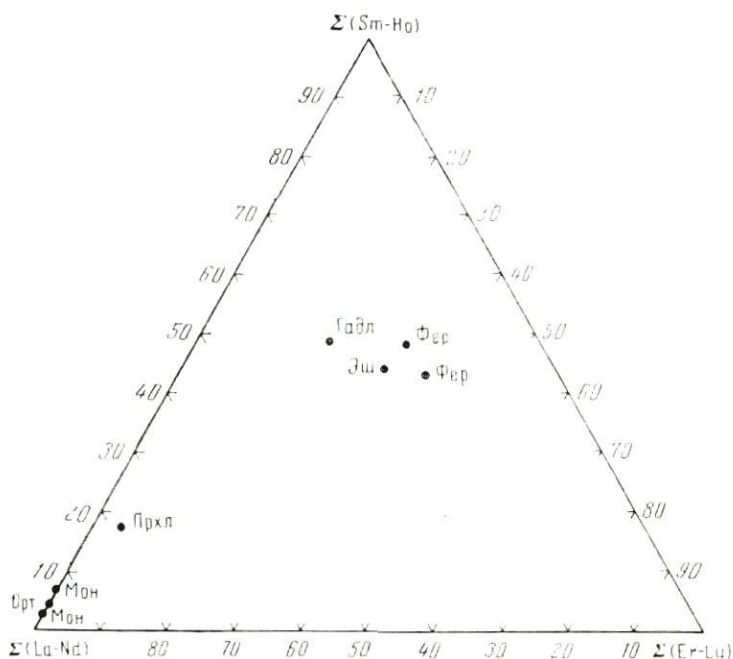


Рис. 21. Составы лантаноидов в некоторых аксессуарных минералах гранитоидов массива.

По данным полуколичественных спектральных анализов ильменорутил из эндоконтактовых гранитов содержит: Be — 2, Ta — 1, Mn — 5, Pb — 1, Sn — 4, Mg — 8, Si — 10, Nb — 7, Fe — 8, Al — 7, V — 4, Ti — 7, Y — 5, Cu — 2, Na — 3, Sr — 2, Ca — 5. Ильменорутил из флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов отличается более высоким содержанием элементов-примесей: Ta — 5, Mn — 8, Pb — 2, Sn — 7, Mg — 5, Si — 10, Nb — 8, Fe — 8, Al — 10, Ti — 6, Y — 6, La — 1, Cu — 2, Na — 5, Zr — 5, Ca — 5, Sr — 2.

В эгириновых и рибекитовых метагранитах ильменорутил характеризуется слабомангнитными свойствами. Встречается в виде изометричных ксеноморфных кристаллов со сглаженными

Химический состав некоторых аксессуарных минералов гранитоидов массива

Таблица 14

Минерал	Номер пробы	Порода	Окислы, %									
			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
Прхл	22/11	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	0,83	5,41	0,62	2,55	0,70	0,06	0,66	11,58	4,68	0,17
Прхл	14/1	Эгириин-рибекитовый метагранит	0,83	7,06	0,46	1,23	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,70	6,07	0,15
Иарт	27/8	То же	2,04	40,00	Не обн.	Не обн.	20,60	0,46	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Эш	1/1	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	1,50	18,80	Не обн.	3,13	3,44	1,60	Не обн.	1,36	Не обн.	Не обн.
Эвкс	27/13	То же	Не обн.	25,50	Не обн.	Не обн.	1,90	0,55	Не обн.	1,55	Не обн.	Не обн.
Фер	21/1	"	1,17	0,89	0,20	2,55	Не обн.	0,20	Не обн.	2,03	0,04	0,02
Фер	14/40	"	1,58	1,52	Не обн.	1,76	Не обн.	0,15	0,33	0,91	0,29	Не обн.
Мон	14/12	Эгириин-рибекитовый метагранит	1,30	0,06	0,43	—	0,47	Не обн.	0,10	0,75	Не обн.	Не обн.
Мон	1/15—19	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	2,41	0,06	0,81	—	0,38	Не обн.	0,15	0,60	Не обн.	Не обн.
Циркон	1/1	То же	33,92	Не обн.	Не обн.	0,41	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
То же	21/1	"	33,45	Не обн.	0,27	1,20	Не обн.	Не обн.	0,15	0,57	Не обн.	Не обн.
"	14/1	Эгириин-рибекитовый метагранит	34,30	0,05	0,55	—	0,30	Следы	0,20	0,75	Не обн.	Не обн.
"	27/8	То же	33,32	Не обн.	Не обн.	0,05	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
"	21/2	"	31,38	0,05	Не обн.	0,71	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Гада	14/29	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	24,06	2,25	Не обн.	Не обн.	10,88	Не обн.	Не обн.	2,48	0,27	0,25
Орт	21/15	То же	29,38	1,14	7,86	8,50	13,59	2,45	Не обн.	10,69	Не обн.	Не обн.
Турмалин	14/44	Скиалит	37,53	0,76	31,66	0,27	7,32	0,08	7,48	1,06	2,07	0,48

Продолжение табл. 14

Минерал	Номер пробы	Порода	Окислы, %									
			F	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	п.п.п.	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ZrO <sub>2</sub>	U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	
Прхл	21/11	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	2,45	Не опр.	1,28	Не обн.	6,62	48,41	0,02	5,44		
Прхл	14/1	Эгириин-рибекитовый метагранит	6,50	Не опр.	1,38	Не обн.	5,26	51,89	0,06	4,60		
Иарт	27/8	То же	Не обн.	Не опр.	Не обн.	Не обн.	1,60	35,38	Не обн.	Не обн.		
Эш	1/1	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	0,44	Не опр.	1,18	1,12	2,36	35,83	Не обн.	Не опр.		
Эвкс	27/13	То же	Не обн.	Не опр.	0,47	Не обн.	2,23	38,60	Не обн.	Не обн.		
Фер	21/1	"	0,44	Не опр.	0,22   0,20	1,36	0,56	45,19	Не обн.	Не опр.		
Фер	14/40	"	0,36	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,58	47,14	Не обн.	Не опр.		
Мон	14/12	Эгириин-рибекитовый метагранит	Не опр.	26,64	0,31	Не обн.	0,003	0,009	0,06	Не обн.		
Мон	1/15—19	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	Не обн.	24,29	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,53	Не обн.		
Циркон	1/1	То же	Не обн.	Не опр.	Не обн.	Не обн.	0,005	0,037	65,94	Не обн.		
То же	21/1	"	Не опр.	Не опр.	0,22	Не обн.	Не обн.	Не обн.	63,95	Не обн.		
"	14/1	Эгириин-рибекитовый метагранит	Не опр.	0,13	0,20	Не обн.	Не обн.	0,01	63,40	Не обн.		
"	27/8	То же	Не опр.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,002	0,03	66,25	Не обн.		
"	21/12	"	Не опр.	Не опр.	0,78	Не обн.	Не обн.	Не обн.	66,90	Не обн.		
Гада	14/29	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	Не обн.	Не опр.	0,70	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,91		
Орт	21/15	То же	Не обн.	Не опр.	1,75	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.		
Турмалин	14/44	Скиалит	0,11	0,39	0,18   0,04	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.		

Минерал	Номер пробы	Порода	Окислы, %									
			UO <sub>2</sub>	UO <sub>3</sub>	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	BeO	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SnO <sub>2</sub>	Σ	O = F <sub>2</sub>	Σ
Прхл	22/11	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	Не опр.	Не опр.	9,08	0,14	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,70	1,01	99,69
Прхл	14/1	Эгириин-рибекитовый метагранит	Не опр.	Не опр.	11,86	4,06	Не опр.	Не опр.	Не опр.	102,51	2,72	99,79
Идрт	27/8	То же	Не опр.	Не опр.	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	0,28	100,36	Не обн.	100,36
Эш	1/1	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	2,24	1,10	24,97	0,83	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,08	0,19	99,89
Эвкс	27/13	То же	Не обн.	Не обн.	27,10	2,15	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,05	Не обн.	100,05
Фер	21/1	"	0,73	1,79	41,39	0,81	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,79	0,18	99,61
Фер	14/40	"	0,45	Не обн.	42,65	0,85	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,55	0,15	99,40
Мон	14/12	Эгириин-рибекитовый метагранит	Не опр.	Не опр.	60,68	9,83	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,64	Не обн.	100,64
Мон	1/15—19	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	Не опр.	Не опр.	61,93	8,07	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,23	Не обн.	100,23
Циркон	1/1	То же	Не опр.	Не опр.	0,18	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,49	Не обн.	100,49
То же	21/1	"	Не опр.	Не опр.	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,81	Не обн.	99,81
"	14/1	Эгириин-рибекитовый метагранит	Не опр.	Не опр.	0,02	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,92	Не обн.	99,92
"	27/8	То же	Не опр.	Не опр.	0,18	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,83	Не обн.	99,83
"	21/2	"	Не опр.	Не опр.	0,05	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,87	Не обн.	99,87
Гадд	14/29	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	Не опр.	Не опр.	48,56	0,44	8,70	0,72	Не опр.	100,23	Не обн.	100,23
Орт	21/15	То же	Не опр.	Не опр.	24,42	0,60	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,38	Не обн.	100,38
Турмалин	14/44	Скиалит	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	10,88	Не опр.	100,32	Не обн.	100,32

Продолжение табл. 14

Минерал	Номер пробы	Порода	Окислы, р.з.э., %										
			La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Прхл	22/11	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	9,8	39,2	4,7	16,8	6,5	Не обн.	4,1	Не обн.	4,8	Не обн.	2,2
Прхл	14/1	Эгириин-рибекитовый метагранит						Не определялись					
Идрт	27/8	То же						Не обнаружены					
Эш	1/1	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	0,6	2,7	0,6	3,0	2,2	0,2	3,0	0,7	4,9	1,0	3,1
Эвкс	27/13	То же						Не определялись					
Фер	21/1	"	0,7	3,1	0,7	3,3	3,3	0,2	6,0	1,0	7,8	1,6	6,0
Фер	14/40	"	0,9	4,0	0,9	3,3	3,4	0,3	4,3	1,1	8,3	2,2	7,0
Мон	14/12	Эгириин-рибекитовый метагранит	22,0	50,5	4,9	15,1	3,4	Не обн.	1,9	Не обн.	0,9	Не обн.	Не обн.
Мон	1/15—19	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	18,2	45,0	5,3	13,1	1,6	Не обн.	0,8	Не обн.	0,2	Не обн.	Не обн.
Циркон	1/1	То же						Не определялись					
То же	21/1	"						Не обнаружены					
"	14/1	Эгириин-рибекитовый метагранит						Не определялись					
"	27/8	То же						Не определялись					
"	21/2	"						Не определялись					
Гадд	14/29	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	0,9	4,75	1,1	3,9	3,6	0,25	5,0	0,8	5,15	1,1	2,9
Орт	21/15	То же	21,5	38,0	4,5	14,6	1,5	Не обн.	0,7	Не обн.	0,2	Не обн.	0,1
Турмалин	14/44	Скиалит						Не определялись					

Минерал	Номер пробы	Порода	Оксиды, р.з.э., %				Σ Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Σ Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{\Sigma Y_2O_3}{\Sigma Ce_2O_3}$	Σ La	Σ Y	Σ Sc	
			Ti <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							
Прхл	21/11	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	Не обн.	2,0	Не обн.	10,0	84,9	15,1	0,178	78,4	17,0	4,6	
Прхл	14/1	Эгирин-рибекитовый метагранит	Не определялись										
Илрт	27/8	То же	Не обнаружены										
Эш	1/1	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	0,6	4,4	0,4	Не опр.	9,3	90,7	9,753	25,2	43,7	31,1	
Эвкс	27/13	То же				Не опр.				30,0	47,8	22,2	
Фер	21/1	"	0,9	5,8	0,8	Не опр.	27,4	72,6	2,650	18,9	48,3	32,8	
Фер	14/40	"	1,3	8,0	1,3	Не опр.	12,8	87,2	6,812	19,5	42,4	38,1	
Мон	14/12	Эгирин-рибекитовый метагранит	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,4	95,9	4,1	0,043	93,8	6,2	0,0	
Мон	1/15—19	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не опр.	83,2	16,8	0,202	96,9	3,1	0,0	
Циркон	1/1	То же					Не обн.						
То же	21/1	"					Не обн.						
"	14/1	Эгирин-рибекитовый метагранит					Не обн.						
"	27/8	То же					Не обн.						
"	21/2	"					Не обн.						
Гадл	14/29	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	0,5	2,5	0,6	Не опр.	14,5	85,5	5,896	32,2	48,1	19,7	
Орт	21/15	То же	0,1	0,1	Не обн.	Не опр.	80,1	19,9	0,248	96,8	2,9	0,3	
Турмалин	14/44	Скиналит					Не обн.						

Минерал	Номер пробы	Порода	Эмпирические формулы
Прхл	22 11	Флюорит-магнетит-биотитовый-метагранит	$(Ca_{0,77}Na_{0,56}K_{0,01}Fe^{2+}_{0,07}Ce_{0,21}U_{0,07})_{1,69} \times$ $\times (Nb_{1,37}Ta_{0,11}Ti_{0,25}Si_{0,05}Al_{0,01}Fe^{3+}_{0,12}Mg_{0,06})_{2,00} (O_{5,72}OH_{0,53}F_{0,18})_{6,73}$
Прхл	14 1	Эгирин-рибекитовый метагранит	$(Ca_{0,11}Na_{0,72}K_{0,01}Th_{0,06}Ce_{0,27}U_{0,06})_{1,23} (Nb_{1,14}Ta_{0,06}Ti_{0,23}Si_{0,05}Al_{0,03}Fe^{3+}_{0,16})_{2,00} \times$ $\times (O_{1,97}OH_{0,57}F_{1,26})_{6,80}$
Нарт	27 8	То же	$(Ti_{0,15}Nb_{0,21}Fe^{2+}_{0,26}Si_{0,03}Mn_{0,01}Ta_{0,01})_{1,00} O_{1,86}$
Эш	1 1	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	$(Ca_{0,08}Fe^{2+}_{0,16}Mn_{0,08}Th_{0,04}Y_{0,68}U^{4+}_{0,03}U^{6+}_{0,01})_{1,05} \times$ $\times (Nb_{0,93}Ta_{0,01}Ti_{0,81}Si_{0,09}Fe^{3+}_{0,13})_{2,00} (O_{5,71}OH_{0,26})_{4,00}$
Эвкс	27 13	То же	$(Ca_{0,09}Fe^{2+}_{0,18}Mn_{0,02}Th_{0,03}TR_{0,77})_{0,99} (Nb_{0,21}Ti_{1,03}Ta_{0,03})_{1,00} \times$ $\times (O_{5,31}OH_{0,17})_{5,98}$
Фер	21 1	"	$(Ca_{0,09}Mn_{0,01}Th_{0,01}Y_{0,84}U^{4+}_{0,01}U^{6+}_{0,02})_{0,98} \times$ $\times (Nb_{0,82}Ta_{0,01}Si_{0,05}Ti_{0,03}Fe^{3+}_{0,08}Al_{0,01})_{1,00} (O_{3,78}OH_{0,11})_{3,89}$
Фер	14 40	"	$(Ca_{0,01}Na_{0,02}Th_{0,01}Y_{0,85})_{0,93} (Nb_{0,81}Ta_{0,02}Si_{0,06}Ti_{0,04}Fe^{3+}_{0,05}Mg_{0,02})_{1,00} \times$ $\times (O_{3,71}F_{0,01})_{3,75}$
Мон	14 12	Эгирин-рибекитовый метагранит	$(Ca_{0,03}Th_{0,09}Ce_{0,39})_{1,01} [Si_{0,05}Al_{0,02} (Fe^{2+}, Fe^{3+})_{0,01}Mg_{0,01}P_{0,01}]_{1,00} \times$ $\times (O_{3,95}OH_{0,05})_{4,00}$

Минерал	Номер пробы	Порода	Эмпирические формулы
Мон	1 15—19	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	$(\text{Ca}_{0,03}\text{Th}_{0,07}\text{Ce}_{0,93}\text{Zr}_{0,03})_{1,00} [\text{Si}_{0,10}\text{Al}_{0,04} (\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{0,01}\text{Mg}_{0,01}\text{P}_{0,84}\text{I}_{1,00}\text{O}_{1,00}]$
Ширкон	1 1	То же	$(\text{Zr}_{0,99}\text{Nb}_{0,01})_{1,00} (\text{Si}_{1,01}\text{Fe}^{3+}_{0,09})_{1,11}\text{O}_{1,22}$
То же	21 1	"	$(\text{Zr}_{0,97}\text{Ca}_{0,02}\text{Mg}_{0,01})_{1,00} (\text{Si}_{1,04}\text{Al}_{0,04}\text{Fe}^{3+}_{0,03})_{1,11} (\text{O}_{1,11}\text{OH}_{0,04})$
"	14 1	Эгирин-рибекитовый метагранит	$(\text{Zr}_{0,97}\text{Ca}_{0,02}\text{Mg}_{0,01})_{1,00} (\text{Si}_{1,07}\text{Fe}_{0,01}\text{Al}_{0,07})_{1,15} (\text{O}_{1,08}\text{OH}_{0,04})$
"	27 8	То же	$(\text{Zr}_{0,99}\text{Nb}_{0,01})_{1,00}\text{Si}_{1,02}\text{O}_{1,01}$
"	21 12	"	$\text{Zr}_{1,00} (\text{Si}_{0,97}\text{Fe}^{3+}_{0,02})_{0,97} (\text{O}_{3,89}\text{OH}_{0,08})_{3,97}$
Гадд	14 29	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	$\text{Ca}_{0,21}\text{Na}_{0,01}\text{K}_{0,03}\text{Th}_{0,04}\text{TR}_{2,06}\text{U}^{5+}_{0,02})_{2,37}\text{Fe}^{2+}_{0,73} (\text{Be}_{1,67}\text{B}_{0,10})_{1,77} \times (\text{Si}_{1,02}\text{Al}_{0,21})_{2,13} (\text{O}_{9,02}\text{OH}_{0,37})_{9,39}$
Орг	21 15	То же	$(\text{Ca}_{1,11}\text{Th}_{0,01}\text{Ce}_{0,88})_{2,03} (\text{Al}_{0,92}\text{Fe}^{3+}_{0,63}\text{Fe}^{2+}_{1,13}\text{Mn}_{0,21})_{2,89} \times (\text{Si}_{2,01}\text{Ti}_{0,99})_{3,00} (\text{O}_{11,57}\text{OH}_{1,16})_{12,73}$
Турмалин	14 44	Скиалит	

Примечания 1. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИМГРЭ В. Н. Архангельской (пробы 1, 8, 9, 12), З. Т. Катаевой (проба 2), Г. В. Любимовой (пробы 3, 4, 6, 7, 15), Г. Н. Павловой (пробы 10, 13, 14), Р. Г. Шумковой (пробы 5, 11, 16), Г. Е. Черепиной (проба 17). 2. Эмпирические формулы минералов рассчитаны по раттеному методу. 3. Спектры р.з.э. в минералах и пробах 4, 6, 7, 16 расшифровывались в рентгеноспектральной лаборатории ИМГРЭ Е. В. Васильевым и М. Д. Дадлыченко, в анализах 1 и 8 — в химико-аналитической лаборатории ИМГРЭ методом бумажной хроматографии А. В. Мартыновой и А. А. Мануховой. Состав лантоноидов в анализе 5 заимствован из книги «Минералы» (т. II, вып. 3, 1967, стр. 253, анализ 1).

границами (рис. 22) \*. Количество удлиненных призматических кристаллов не превышает 1—2% от общей массы минерала. Поверхность зерен шероховатая, блеск полуметаллический. Под микроскопом плеохроирует в зелено-бурых тонах, двупреломление высокое. В этих породах примерно 15—20% зерен ильменорутила подвергается сильной лейкоксенизации, вплоть до образования полных псевдоморфоз. Отмечаются сростки минерала с пироксеном, монацитом, флюоритом, цирконом, эгиринном, кварцем, полевыми шпатами. Размер зерен минерала — 0,25—0,085 мм. По данным химического анализа (см. табл. 14) ильменорутил из эгирин-рибекитовых метагранитов характеризуется низкими содержаниями элементов-примесей. Ильменорутил из биотит-рибекитовых метагранитов по данным полуколичественного спектрального анализа содержит: Mn — 1, Sn — 0—1, Pb — 0—1, Mg — 1—2, Si — 3—5, Nb — 6—7, Fe — 7—8, Bi — 1, Al — 2, V — 2—3, Ti — 6—8, Ag — 0—1, Zr — 0—1, Cu — 0—3, Ca — 1—3, Sr — 0—3.

В плагиопегматитах ильменорутил, встречающийся в незначительных количествах, отличается средними магнитными свойствами. В остальном аналогичен ильменорутилу из эгирин-рибекитовых метагранитов. Минерал не затронут вторичными процессами, свободен от сростаний. По данным полуколичественного спектрального анализа содержит: Nb — 6, Ti — 7, Si — 6, Ta — 2, Mn — 2, Sn — 3, Mg — 3, Fe — 8, Al — 4, Cu — 1, Na — 1, Zr — 2, Ca — 3, Sr — 2.

Ильменорутил из скиалитов характеризуется средними электромагнитными свойствами и полным отсутствием кристаллографических форм; минерал здесь образует только угловатые неправильные зерна с ямчатой шероховатой негладкой поверхностью. Совершенно неизменен: цвет черный, порошок зеленовато-серый, полупрозрачный, блеск близкий к алмазному. Почти не встречается в сростках, лишь изредка отмечаются «нашлепки» кварца и полевых шпатов. Минерал прозрачен, обладает слабым плеохронизмом в зеленоватых тонах, очень высоким двупреломлением. Преобладающий размер зерен 0,25 мм при минимальных размерах 0,15—0,10 мм. По данным полуколичественного спектрального анализа (Mn — 1, Mg — 1, Si — 4,

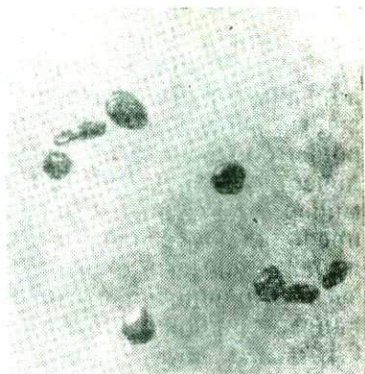


Рис. 22. Ильменорутил из прото-  
лочка эгирин-рибекитовых мета-  
гранитов

\* На рисунках 22, 23, 24, 25, 26 и 27 увеличение 24.

Nb — 4, Fe — 2, Bi — 2, Al — 1, Ti — 5, Y — 2, Cu — 1, Zr — 1, Ca — 1) ильменорутил из этих пород характеризуется бедным набором и невысокими содержаниями элементов-примесей и шлобия.

Рутил встречается во всех разновидностях гранитоидов массива, но значительные концентрации образует только в эндоконтактовых метагранитах. Кроме того, рутил является обычно минералом вмещающих биотит-альбитовых гнейсов и жильных плагиопегматитов.

Во всех породах, за исключением плагиопегматитов, свойства рутила близки. Минерал слабо магнитен или немагнитен совсем. Преобладают обломки призматических кристаллов, удлиненных или изометрических. Часто грани кристаллов сглажены, иногда покрыты тонкой вертикальной штриховкой. Хорошо образованные призматические кристаллы редки; их количество не превышает 2—3%, максимум 15% от общей массы минерала. Удлинение кристалла колеблется от 1:1,0 до 1:5,0, преобладают значения 1:1,30—1:1,75. Часто рутил образует параллельные и коленчатые двойники, иногда встречаются друзы, состоящие из нескольких (до 6), беспорядочно ориентированных индивидуумов. Преобладающие размеры зерен 0,25—0,16 мм. Цвет минерала изменяется от темно-красного до желтого, наиболее обычны различные оттенки красного и оранжевого цвета. В большинстве случаев окраска рутила в этих пределах изменяется постепенно, реже в эндоконтактовых гранитах промежуточные разности отсутствуют. Здесь наблюдается определенная взаимосвязь между окраской минерала, относительным содержанием оранжевой и красной разновидностей его и размером зерен. Так, 80% кристаллов и обломков рутила размером 0,25—0,16 мм представлены красной разновидностью и только 20% — оранжевой; в классе 0,16 мм красный и оранжевый рутил содержится поровну, зерна размером менее 0,16 мм на 80% представлены оранжевой разновидностью и лишь на 20% красной.

Описанные разновидности рутила прозрачны или полупрозрачны, обладают обычными оптическими свойствами, алмазным блеском. Минерал, как правило, свежий, без вторичных изменений, лишь во вмещающих биотит-альбитовых гнейсах подвержен интенсивной лейкоксенизации. Почти никогда не образует сростаний с другими минералами, в виде исключения встречаются сростки с биотитом, кварцем, полевыми шпатами, лейкоксеном, ильменорутилом. Иногда в рутиле отмечаются мелкие включения черного непрозрачного минерала, расположенные или беспорядочно, или по граням роста.

В плагиопегматитах отмечаются две разновидности рутила: оранжево-красный, неотличимый от вышеописанного, и более ранний, бутыечно-зеленый. Первая разновидность отчетливо обростает и замещает вторую.

Бутылочно-зеленый рутил обладает слабомагнитными свойствами. Образует хорошо ограниченные призматические кристаллы без пирамидальных концевых граней; на гранях призмы отмечается тонкая вертикальная штриховка. Удлинение кристаллов — 1:1,25—1:2,6, преобладает 1:1,3—1:1,5. Часты колечатые двойники, размер зерен 0,25—0,05 мм. Блеск минерала алмазный, полупрозрачен, оптические свойства обычные.

*Группа эвксенита — блонстрандина.* Эта группа представлена иттриевым эшинитом и эвксенитом. Оба минерала встречаются исключительно во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах.

Иттроэшинит образует призматические, иногда таблитчатые кристаллы (рис. 23). Грани их часто корродированы, покрыты углублениями неправильной или округлой формы. Иногда отдельные кристаллы срастаются параллельно оси  $Z$ , образуя друзы, объединяющие от 2 до 5 индивидуумов. Минерал совершенно неизменен. Цвет черный, в тонких осколках просвечивает бурым,

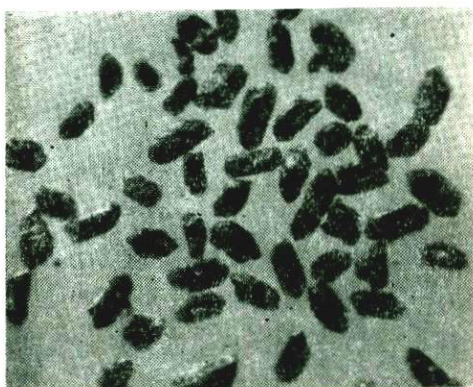


Рис. 23. Иттроэшинит из протоочки флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов

блеск жирный, на свежем изломе — алмазный, слабо магнитен, удельный вес  $5,50 \pm 0,03$ . Очень редко на поверхности кристаллов отмечается тончайшая серая корочка вторичных продуктов. Минерал встречается в сростках с флюоритом, цирконом, полевыми шпатами, реже фергусонитом. Обладает обычными оптическими свойствами; размер зерен — 0,3—0,02 мм.

По данным химического анализа (см. табл. 20) иттроэшинит имеет селективно иттриевый состав р.з.э. (см. рис. 21). Однако параметры элементарной ячейки минерала ( $a = 5,35 \pm 0,03$ ,  $b = 11,04 \pm 0,06$ ,  $c = 7,53 \pm 0,04$ ) уверенно доказывают принадлежность его к иттриевой разновидности эшинита — блонстрандину.

Термический анализ свидетельствует о крайне слабой метамиктности минерала, обуславливающей невыраженный экзотермический пик в интервале  $710—720^\circ$  (см. рис. 20, кривая 4).

Эвксенит встречается в виде неправильных угловатых зерен и несколько реже призматических удлиненных кристаллов ромбической сингонии со слабо сглаженными гранями  $[100]$ ,  $[010]$  и  $[111]$  (рис. 24). Преобладают кристаллы с удлинением

от 1 : 3 до 1 : 10, полупрозрачные и реже прозрачные. Минерал обладает высоким показателем преломления и двупреломлением. Цвет его черный, буровато-черный, в тонких осколках просвечивает черно-бурым, вишнево-красным, красно-бурым. Блеск полуметаллический с поверхности и сильный смолистый в свежем изломе. Излом раковистый, минерал хрупкий, слабо магнитен, удельный вес  $5,40 \pm \pm 0,02$ . Эвксенит почти всегда совершенно неизменен, очень редко на поверхности отмечается тончайшая корочка желтоватого лейкоксена. Минерал часто образует сростки из двух разных по размеру кристаллов, кроме того, наблюдаются сростки его с цирконом, пиритом, фергусонитом, монацитом, флюоритом и полевыми шпатами. Размер зерен эвксенита колеблется в пределах от 0,02 до 0,5 мм, составляя обычно 0,1—0,3 мм.

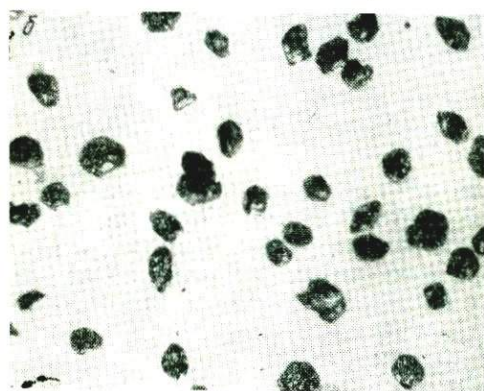
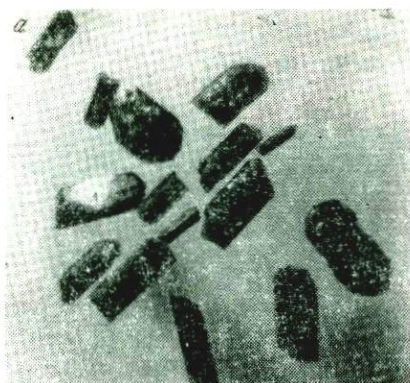


Рис. 24. Эвксенит из протолок флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов: призматический (а) и таблитчатый (б)

Характерной особенностью описываемого эвксенита является отсутствие в нем урана и незначительное содержание тория (см. табл. 14). По данным рентгеноструктурного и термического анализа (см. рис. 20, кривые 5 и 6) рассматриваемые эвксениты обладают совершенно ненарушенной кристаллической структурой.

*Группа фергусонита.* Фергусонит широко распространен во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах. Образует кристаллы призматической и бипирамидальной формы с острыми и усеченными вершинами (рис. 25); грани кристаллов часто покрыты вертикальной штриховкой. Призмы фергусонита иногда срastaются по оси Z, формируя друзы, объединяющие до вось-

ми индивидуумов. Цвет минерала коричневый, светло-бурый, желтый, светло-желтый; минерал полупрозрачный. Блеск мутный, стеклянный, на свежем изломе — алмазный, удельный вес  $5,5 \pm 2$ . Иногда минерал покрыт рыжей корочкой вторичных образований. Часто образует сростки с цирконом, монацитом, пироксеном, породообразующими минералами. Оптические свойства обычны, слабо магнитен. Преобладающие размеры кристаллов 0,16 мм; максимальные — 0,20 мм и минимальные — 0,05 мм. Данные химических анализов (см. табл. 14) показы-

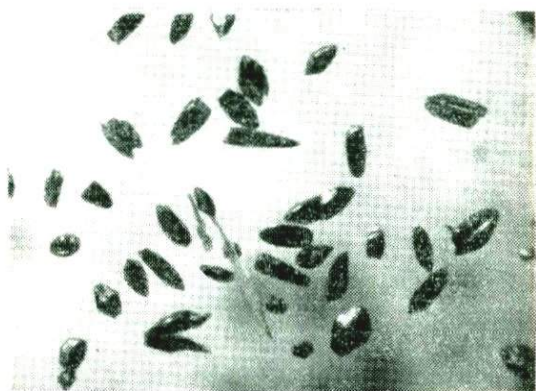


Рис. 25. Фергусонит из протоочки флюорит-магнетит-биотитовых метакристаллов

вают, что состав фергусонита в пределах фации флюорит-магнетит-биотитовых гранитов изменяется незначительно (см. рис. 21).

### Безводные фосфаты без дополнительных анионов

*Ряд монацита* в рассматриваемых породах представлен монацитом и ксенотимом.

Монацит в незначительных количествах присутствует практически повсеместно; значительные концентрации минерал образует во флюорит-магнетит-биотитовых и рибекитовых метакристаллах.

Свойства монацита из различных пород изменяются в широких пределах. Во флюорит-магнетит-биотитовых метакристаллах минерал обладает слабыми магнитными свойствами. Представлен обломками призматических таблитчатых кристаллов, часто со сглаженными гранями (рис. 26). Иногда в обломках различимы грани призмы и пинаконда [100]. Очень редко встречаются двойники из сросшихся параллельно оси  $Z$  кристаллов. Размер зерен монацита колеблется от 0,25 до 0,10 мм. Минерал медово-желтого цвета, блеск стеклянный, излом раковистый, прозрачен и полупрозрачен,  $N_g' > 1,780$ ;  $N_p' = 1,780$ , дву-

преломление высокое. Очень редко обломки монацита участками покрыты тонкой корочкой гидроокислов железа. Отмечаются сростки с цирконом и пирохлором, включения гидроокислов железа, ильменорутила и газово-жидкие включения.

Монацит из эндоконтактовых метагранитов отличается слабой зеленовато-желтоватой окраской, часто бесцветен, прозрачен. Формы выделения его — плоские округлые зерна размером 0,10—0,05 мм, иногда с включениями циркона. Наблюдаются сростания с ксенотимом, цирконом, рутилом.



Рис. 26. Монацит из протоочки эгирин-рибекитовых метагранитов

Монацит из жильных плагнопегматитов характеризуется наибольшим разнообразием форм выделения: таблитчатые, призматические и ромбоэдрические кристаллы размером 0,3—0,2 мм. Минерал практически всегда подвержен изменениям: его кристаллы покрыты белесой или красноватой полупрозрачной корочкой вторичных продуктов. В связи с этим первоначально прозрачный, медово-желтый монацит со стекляннм блеском мутнеет, приобретает пятнистую бурю окраску, изменяет блеск на жирный. По данным химических анализов (см. табл. 14) монациты из флюорит-магнетит-биотитовых и эгирин-рибекитовых метагранитов имеют примерно одинаковые составы (см. рис. 21).

### Островные силикаты с изолированными тетраэдрами

*Группа циркона.* Циркон в рассматриваемых породах — один из наиболее распространенных минералов. Наиболее высокие содержания его отмечаются во флюорит-магнетит-биотитовых и эгирин-рибекитовых метагранитах. Свойства цирконов из различных пород изменяются в широких пределах.

Во флюорит-магнетит-биотитовых и эгирин-рибекитовых метагранитах минерал, как правило, образует призматические кристаллы цирконового, значительно реже гнацинового типа (рис. 27, а). Обычны короткостолбчатые и изометричные формы (удлинение 1:1, иногда 1:1,5 и 1:2, очень редко до 1:4). Очень редко здесь наблюдаются бипирамидальные формы.

Для кристаллов цирконового типа характерна комбинация призмы с преобладающим развитием граней [110] и дипирамиды

[111] (рис. 27, б), нередко усложненная появлением граней призмы [110], пинаконда [001] и пирамиды [221]. Как правило, грани гладкие с ясными кристаллографическими очертаниями. В виде исключения отмечаются кристаллы со сглаженными гра-

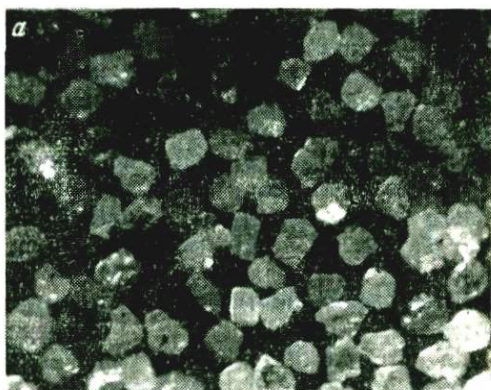


Рис. 27. Циркон из протолочек:

*а* — эгирин-рибекитовых метагранитов (кристаллы коротко-призматической, бипирамидальной и изометрической формы); *б* — флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов (бипирамидальные и призматические кристаллы цирконьвого типа)

нями, покрытыми раковинами растворения. Гиацинтовый тип кристаллов циркона характеризуется преобладающим развитием призмы [100] и дипирамиды [111]. Дополнительными гранями здесь являются [110] и [311]. Среди бипирамидальных кристаллов преобладают формы, состоящие из комбинации дипирамиды [111] с призмами [110] и [100] (см. рис. 27, б). Для цирконов из щелочных метагранитов характерны двойники из

кристаллов, сросшихся гранями призмы [110]. Зерна циркона в этих породах имеют размер 0,4—0,02 мм.

В эндоконтактовых метагранитах преобладают цирконы *гиацинтового типа*; кристаллы *цирконового типа*, образующие удлиненно-призматические формы (удлинение 1:2 до 1:9, обладает 1:2—1:4), отмечаются значительно реже. Аналогично субщелочным и щелочным гранитоидам в эндоконтактовых метагранитах призматические кристаллы преобладают над дипирамидальными. В этих породах циркон, как правило, образует мелкие кристаллы (0,1—0,02 мм), часто собранные в друзы, состоящие из нескольких (до 16), беспорядочно ориентированных индивидуумов.

В биотитовых и роговообманково-биотитовых скиалитах кристаллические формы циркона отмечаются сравнительно редко; основная масса минерала представлена ксеноморфными зернами. Среди немногочисленных кристаллов преобладает призматическая форма цирконового типа с удлинением 1:2—1:3. Гиацинтовый тип и бипирамидальные кристаллы встречаются очень редко. Преобладающий размер зерен циркона в этих породах 0,10 мм.

Для цирконов из жильных плагиопегматитов характерны призматические кристаллы *гиацинтового типа* с удлинением от 1:2, редко более, до 1:7, часто срастающиеся вершинами пирамид. Размеры их колеблются от 0,25 до 0,02 мм. Цирконовый тип и бипирамидальные формы здесь встречаются очень редко.

Циркон из флюорит-магнетит-биотитовых, эгирин-рибекитовых метагранитов, скиалитов и жильных плагиопегматитов имеет, как правило, бледно-розовый цвет, значительно реже отмечаются бесцветные, бледно-желтые, густо-розовые и т. д. разновидности. Минерал обладает алмазным или сильным стеклян-ным блеском, прозрачен, лишь изредка центральная часть кристаллов замутнена. Иногда встречаются зерна, окрашенные в бурый цвет гидроокислами железа. Для эндоконтактовых метагранитов характерен бесцветный циркон.

Два циркона из флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов имеют удельный вес 4,72 и  $4,70 \pm 0,01$  и микротвердость, измеренную при нагрузке 150—950 кгс/мм<sup>2</sup> (при колебаниях от 840 до 1060 кгс/мм<sup>2</sup>)\* и 1103 кгс/мм<sup>2</sup> (при колебаниях от 1060 до 1236 кгс/мм<sup>2</sup>) соответственно. Два циркона из эгирин-рибекитовых гранитов характеризуются примерно теми же значениями этих параметров: удельный вес 4,73 и 4,60 и микротвердость 950 кгс/мм<sup>2</sup> (при колебаниях от 840 до 1060 кгс/мм<sup>2</sup>) и 1007 кгс/мм<sup>2</sup> (при колебаниях от 890 до 1188 кгс/мм<sup>2</sup>) соответственно.

---

\* В некоторых зернах измеренная микротвердость составляет 1143 и 1188 кгс/мм<sup>2</sup>.

Цирконы из субщелочных и щелочных метагранитов имеют четко выраженную кристаллическую структуру, что подтверждается данными рентгеноструктурного и термического анализов (см. рис. 20, кривая 7).

Во всех разновидностях пород циркон обычно свободен от включений и сростаний с другими минералами. Изредка в нем отмечаются округлые включения раннего циркона, рутила, амфибола, точечные включения гидроокислов железа и гематита, газово-жидкие включения. Еще реже наблюдаются сростания циркона с фергусонитом и лимонитом.

Химический состав цирконов из различных типов метагранитов приведен в табл. 14. Анализируемые цирконы характеризуются бедностью примесей редких элементов и слабо различающимся составом в различных минеральных фациях гранитоидов.

### Островные силикаты с добавочными анионами

*Группа гадолинита* в описываемых породах представлена гадолинитом всего лишь в одном случае, хотя и в значительной концентрации (табл. 13), отмеченным во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах. Минерал встречается в зернах округлой формы, очень редко наблюдаются утолщенные призматические зерна с сильно сглаженными гранями. Цвет минерала светло-зеленовато-салатовый, блеск стеклянный до жирного. Поверхность мелких зерен (0,16—0,04 мм) гладкая, более крупных (0,25 мм) — шероховатая. Микротвердость гадолинита при нагрузке в 100 г колеблется от 794 до 1023 кгс/мм<sup>2</sup>, составляя в среднем 883 кгс/мм<sup>2</sup>. Удельный вес минерала  $4,40 \pm 0,02$ . Двупреломление низкое,  $N_g' \approx 1,780$ ;  $N_p' = 1,767$ . Гадолинит почти неизменен, очень редко на поверхности зерен развиваются бурые жилки вторичных продуктов. Изредка минерал встречается в сростаниях с эвксенитом, фергусонитом, флюоритом; иногда в гадолините отмечаются включения фергусонита, циркона и недиагностированного минерала белого цвета. Размер зерен гадолинита 0,3—0,01 мм. Он обладает хорошо выраженной кристаллической структурой (см. рис. 20, кривая 8). По данным химического анализа (см. табл. 14) гадолинит из флюорит-магнетит-биотитовых гранитов содержит значительную примесь щелочей, глинозема и бора.

### Островные силикаты с изолированными парами тетраэдров

*Группа эпидота*. Ортит в значительных количествах содержится во флюорит-магнетит-биотитовых и в малых концентрациях отмечается в эгирин-рибекитовых метагранитах. Представлен обломочными зернами размером 0,25—0,05 мм. Минерал слабо магнитен, цвет черный, в тонких осколках просвечивает буром; блеск с поверхности мутный, на свежем изломе —

смолистый. Излом полураковистый. Микротвердость ортита при нагрузке в 100 г колеблется от 593 до 774 кгс/мм<sup>2</sup>, составляя в среднем 683 кгс/мм<sup>2</sup>. Удельный вес его равен 4,17. Термический анализ ортита свидетельствует о полной его кристаллизации (см. рис. 20, кривая 9; Хвостова, 1962). Минерал анизотропен,  $n \approx 1,780$ , сильно плеохроирует от темно-бурого до светло-коричневого цвета. Вторичные изменения проявлены очень слабо (тонкая серая корочка, местами покрывающая зерна ортита). По данным химического анализа (см. табл. 14) ортит из флюорит-магнетит-биотитовых гранитов характеризуется полным отсутствием магния и значительной примесью титана.

В заключение следует подчеркнуть:

1. Характерной особенностью почти всех минеральных видов является практически совершенная их неизменность. Особенно это касается группы редкоземельно-ниобиевых минералов (пирохлор, эвксенит, фергусонит, ильменорутил и др.). Все они имеют обычные, типичные для каждого минерального вида оптические и физические константы, кристаллические формы; характеризуются полным отсутствием метамиктности; обладают четко выраженной кристаллической структурой и легко диагностируются рентгеноструктурным и термическим анализами.

2. В фациях флюорит-магнетит-биотитовых и эгирин-рибекитовых метагранитов совершенно отсутствуют реликтовые и наложенные редкоземельно-ниобиевые акцессорные минералы. Это доказывается полным отсутствием направленных, последовательных замещений одних минеральных видов другими. Учитывая, что полная аналогия наблюдается и среди породообразующих минералов упомянутых фаций, минеральные системы, развитые в них, следует признать равновесными.

3. Среди акцессорных минералов флюорит-магнетит-биотитовых и эгирин-рибекитовых метагранитов достаточно четко выделяются две группы. К одной из них относятся все редкоземельно-ниобиевые минералы, за исключением гадолинита, очень часто встречающиеся в сростаниях друг с другом, что, по-видимому, указывает на наличие реакционных взаимоотношений между ними. Типичными представителями второй группы являются гадолинит, минералы титана (рутил, ильменит) и циркон, а также пирит, сфен и турмалин, которые, как правило, свободны от сростания с другими редкометалльными минералами.

4. Аналогично породообразующим акцессорные минералы одного вида, развитые в различных породах, заметно отличаются составом, оптическими и физическими свойствами, отражая различия в условиях существования этих пород. Особенно четко различия проявляются в минералах переменного состава (пирохлор, ильменорутил) и в минералах, легко изменяющих физические свойства под влиянием внешних условий (циркон, монацит).

5. Различия в составе аксессуарной минерализации подчеркивают и различия в генезисе и условиях формирования отдельных типов пород массива. Так, для вмещающих пород характерно широкое развитие сфена и турмалина, постоянно, хотя и в незначительных количествах, отмечается ксенотим. В щелочных и субщелочных метагранитах первый и третий минералы не встречаются вообще, а турмалин присутствует изредка и лишь в знаковых количествах. С другой стороны, титано-ниобаты, ортит, флюорит и другие минералы встречаются только в гранитоидах.

Скиалиты от вмещающих метагранитов отличаются резко повышенным содержанием апатита, флюорита, ильменита или сфена, т. е. минералов, компоненты которых (Ti, P, Ca) содержались в исходных породах в избытке против щелочно-гранитной эвтектики. Эта закономерность подтверждает ранее сделанный вывод об образовании рассматриваемых пород в результате базификации реликтовых прослоев вмещающих сланцев и мраморов внутри гранитоидного массива.

**ГЕОХИМИЯ НЕКОТОРЫХ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ  
В ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ГРАНИТАХ**

---

В настоящем разделе обсуждаются основные вопросы, касающиеся геохимии Ta, Nb, TR, Zr, U, Sn, W, Mo, Be, Ba, Sr, Cs, Rb и Li в рассматриваемом объекте: общие особенности распределения, генезис, условия концентрации — рассеяния р. э. в щелочных метагранитах; металлогеническая специализация, критерии их редкометальной рудоносности.

*Глава 4*

**ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ  
НЕКОТОРЫХ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ  
В ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ГРАНИТАХ**

Анализ поведения перечисленных р. э. в щелочных гранитоидах позволяет выделить три резко различающиеся группы (таблицы 15, 16, рисунки 28, 29). К первой относятся элементы, содержания которых минимальны во вмещающих породах, и максимальны — в субщелочных и щелочных гранитоидах (Ta, Nb, TR, Zr, U, Be, Rb, Li и Sn). Вторую группу образуют элементы, ведущие себя противоположно (Sr, Mo). Наконец, элементы третьей группы (Cs, Ba, W) и во вмещающих породах, и в щелочных гранитоидах образуют содержания ниже чувствительности аналитического метода (табл. 15). Здесь мы рассмотрим более подробно первую и вторую группы р. э., представляющих большой интерес.

**Редкие элементы первой группы**

Тантал, ниобий. Средние содержания тантала и ниобия минимальны во вмещающих породах (2,5 и 30 г/т соответственно) и плагнопегматитах (3,7 и 40 г/т), незначительно увеличиваются в эндоконтактовых (до 5 и 115,8 г/т), резко возрастают в эгирин-рибекитовых (до 18,3 и 276,4 г/т) метагранитах и скинлитах (до 17,6 и 462,2 г/т) и достигают максимума во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах ( $Ta_2O_5$  — 25,2 г/т;  $Nb_2O_5$  — 373,1 г/т), превышая кларковые значения более чем в 12 раз для тантала и в 18 раз для ниобия. Поминеральные балансы содержаний тантала и ниобия в щелочных гранитоидах (см. табл. 22, рисунки 30, 31) показывают, что в породах с высо-

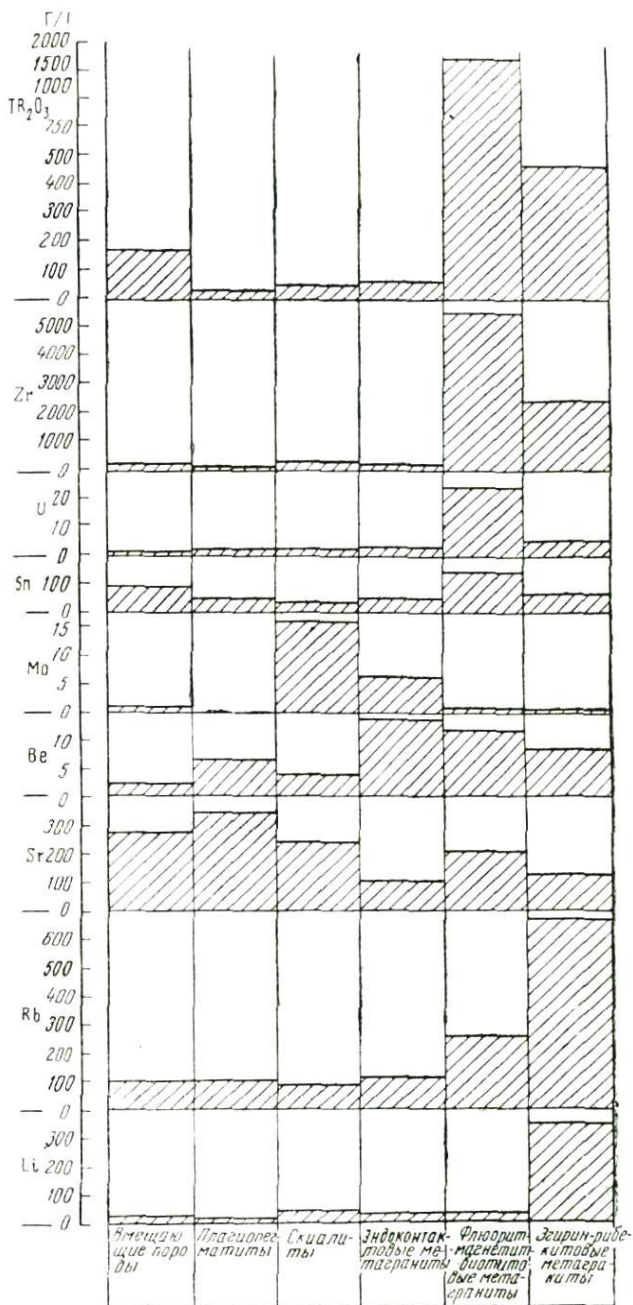


Рис. 28. Содержание некоторых редких элементов в гранитоидах массива

## Содержание некоторых редких

Порода	Номер пробы	Содержание			
		Li		Rb	
		В пробах	Среднее	В пробах	Среднее
Вмещающие	—	2—80	22 (49)	20—220	98 (49)
Плагнопегматиты	2/4	20	15	140	100
	20/13	10		60	
Скиалиты	21/14	50	40	50	85
	14/44	30		120	
Эндоконтактные метаграниты	1/13	40	30	120	110
	200/18	30		110	
	28/8	20		100	
Флюорит-магнетит-биотитовые метаграниты	1/15—19	30	27	200	247
	1/1	20		270	
	22/11	20		200	
	27/13	50		380	
	14/40	10		330	
	21/15	40		170	
	14/29	40		330	
	21/1	10		100	
Эгирин-рибекитовые метаграниты	14/4	1540	347	2010	668
	14/1	120		590	
	22/5	70		150	
	21/2	90		190	
	27/8	30		380	
	14/12	230		520	
Кислые породы, кларки по А. П. Виноградову (1956, 1962)	—		70		400

## элементов в гранитоидах массива

элементов, г/т							
Cs		Sr		Ba		Be	
В пробах	Среднее	В пробах	Среднее	В пробах	Среднее	В пробах	Среднее
Не обн. — < 50	Не обн. (49)	< 50—1510	275 (49)	< 3000— — 88 500	5610 (49)	< 0,2—5,4	2,4 (55)
< 50	Не обн.	90	350	< 3000	< 3000	10,0	6,8
Не обн.		610		< 3000		3,6	
< 50	Не обн.	390	245	< 3000	< 3000	2,8	4,0
Не обн.		100		< 3000		5,2	
< 50	Не обн.	170	113	< 3000	< 3000	19,0	14,0
Не обн.		120		< 3000		7,0	
Не обн.		< 50		< 3000		16,0	
Не обн.	Не обн.	180	216	< 3000	< 3000	3,5	11,9
Не обн.		80		< 3000		3,0	
Не обн.		80		< 3000		4,8	
Не обн.		140		< 3000		1,6	
Не обн.		160		< 3000		3,5	
< 50		150		< 3000		25,0	
< 50		220		< 3000		49,0	
Не обн.		710		< 3000		4,8	
Не обн.	Не обн.	440	127	< 3000	< 3000	12,0	8,6
< 50		80		< 3000		10,0	
< 50		30		< 3000		2,2	
Не обн.		110		< 3000		2,4	
Не обн.		60		< 3000		8,0	
Не обн.		40		< 3000		17,0	
	19		300		830		5,5

Порода	Номер пробы	Содержание			
		Mo		W	
		В пробах	Среднее	В пробах	Среднее
Вмещающие	—	Не обн. —22,0	0,8 (57)	<3,0—8,0	1,5 (56)
Плагнопегматиты	2/4	Не обн.	Не обн.	<3,0	<3,0
	20/13	Не обн.		<3,0	
Скиалиты	21/14	2,0	16,0	<3,0	<3,0
	14/44	30,0		<3,0	
Эндоконтактные метакристаллы	1/13	12,0	5,9	<3,0	—
	200/18	1,8		1,4	
	28/8	4,0		8,0	
Флюорит-магнетит-биотитовые метакристаллы	1/15—19	0,6	0,5	<3,0	<3,0
	1/1	1,0		<3,0	
	22/11	0,5		<3,0	
	27/13	0,5		<3,0	
	14/40	<0,5		<3,0	
	21/15	0,8		<3,0	
	14/29	<0,5		<3,0	
	21/1	Не обн.		<3,0	
	Эгирин-рибекитовые метакристаллы	14/4		3,0	
14/1		Не обн.	<3,0		
22/5		Не обн.	<3,0		
21/2		<0,5	<3,0		
27/8		Не обн.	6,0		
14/12		Не обн.	3,0		
Кислые породы, кларки по А. П. Виноградову (1956, 1962)				1,9	

элементов, г/т							
Sn		U		Zr		Σ TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Y	
В пробах	Среднее	В пробах	Среднее	В пробах	Среднее	В пробах	Среднее
10—530	82 (58)	<1,0—5,0	1,4 (57)	10—730	210 (27)	Не обн. —700	165 (30)
10	45	1,6	2,1	100	105	Не обн.	30
80		2,6		60			
60	40	<1,0	1,9	90	220	60	45
20		2,8		30			
110	50	5,2	2,7	220	210	Следы	57
20		<1,0		270			
20		1,9		140			
20		1,9		30			
340	139	60,0	23,9	12 100	5502	3000	1747
230		16,0		5 000			
60		28,0		3 000			
70		<1,0		5 200			
230		9,0		5 100			
40		<1,0		520			
40		71,0		9 400			
40		71,0		2600			
100		5,3		40			
200	70	1,0	4,6	300	2360	1900	457
50		19,1		2 400			
10		1,0		460			
130		2,0		5 200			
20		3,5		4 000			
20		3,5		4 000			
10		1,3		1 800			
10		1,3		50			
	45		3,5		200		292

Порода	Номер пробы	Отноше			
		$\Sigma Y_2O_3$		$\Sigma Ce_2O_3$	
		В пробах	Среднее	В пробах	Среднее
Вмещающие	—	17,5—65,7	32,5 (10)	34,3—82,5	67,5 (10)
Плагиопегматиты	2/4	—	—	—	—
	20/13	—	—	—	—
Скиалиты	21/14	—	—	—	—
	14/44	—	—	—	—
Эндоконтактные метакри- ниты	1/13	—	—	—	—
	200/18	—	—	—	—
	28/8	23,7	—	76,3	—
Флюорит-магнетит-биотито- вые метакри- ниты	1/15—19	—	—	—	—
	1/1	—	—	—	—
	22/11	75,3	—	24,7	—
	27/13	—	—	—	—
	14/40	—	—	—	—
	21/15	—	—	—	—
	14/29	76,0	—	24,0	—
	21/1	—	—	—	—
Эгирин-рибекитовые метакри- граниты	14/4	—	—	—	—
	14/1	—	—	—	—
	22/5	—	—	—	—
	21/2	43,4	—	56,6	—
	27/8	—	—	—	—
	14/12	—	—	—	—
Кислые породы, кларки по А. П. Виноградову (1956, 1962)	—	—	—	—	—

ния, %						$\frac{\Sigma Y_2O_3}{\Sigma Cl_2O_3}$	
$\Sigma La$		$\Sigma Y$		$\Sigma Sc$		В пробах	Среднее
В пробах	Среднее	В пробах	Среднее	В пробах	Среднее		
50,1— —100,0	86,9 (24)	0,0—36,8	9,8 (24)	0,0—21,3	3,3 (24)	0,212— —1,915	0,566 (10)
—	100,0	—	0,0	—	0,0	—	—
100,0	—	0,0	—	0,0	—	—	—
94,8	97,4	5,2	2,6	0,0	0,0	—	—
100,0	—	0,0	—	0,0	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
71,4	79,2	22,2	17,6	6,4	3,2	—	—
86,9	—	13,1	—	0,0	—	0,311	—
42,1	—	31,5	—	26,4	—	—	—
43,9	—	38,0	—	18,1	—	—	—
43,0	—	33,6	—	23,4	—	3,048	—
38,2	—	28,0	—	33,8	—	—	—
43,3	38,5	31,1	34,9	25,6	26,6	—	—
42,1	—	29,6	—	28,3	—	—	—
36,7	—	38,7	—	24,6	—	3,167	—
18,9	—	48,3	—	32,8	—	—	—
53,8	—	26,2	—	20,0	—	—	—
68,6	—	25,0	—	6,4	—	—	—
64,9	66,3	24,2	22,0	10,9	11,7	—	—
49,1	—	30,5	—	20,4	—	0,767	—
—	—	—	—	—	—	—	—
95,3	—	3,9	—	0,8	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Порода	Номер пробы	Редкоземельные эле					
		La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Вмещающие	—	—	—	—	—	—	—
Плаггиопегматиты	2/4	—	—	—	—	—	—
	20/13	1,0	1,9	He обн.	0,3	He обн.	He обн.
Скиалиты	21/14	2,0	6,4	0,3	2,2	0,2	He обн.
	14/44	He обн.	0,5	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
Эндоконтактовые метакристаллы	1/13	—	—	—	—	—	—
	200/18	1,3	3,3	0,4	1,8	0,5	He обн.
	28/8	21,2	37,6	3,4	11,1	3,0	He обн.
Флюорит-магнетит-биотитовые метакристаллы	1/15—19	4,5	12,0	2,5	5,7	3,5	0,9
	1/1	1,5	6,6	0,8	3,7	2,2	0,1
	22/11	3,5	10,6	0,6	6,2	3,8	He обн.
	27/13	4,0	10,0	1,7	4,4	2,5	0,3
	14/40	3,7	13,0	2,5	6,8	3,5	0,3
	21/15	4,2	11,3	2,0	5,2	3,4	0,6
	14/29	2,0	7,2	2,6	7,5	4,3	0,4
	21/1	0,7	3,1	0,7	3,3	3,3	0,2
Эгирин-рибекитовые метакристаллы	14/4	4,0	15,0	1,7	7,0	4,0	0,9
	14/1	2,6	14,0	1,2	5,8	2,2	0,4
	22/5	1,2	6,2	0,1	3,2	1,4	He обн.
	21/2	4,2	15,6	1,9	7,8	4,3	0,3
	27/8	—	—	—	—	—	—
	14/12	3,2	6,9	0,5	1,8	0,3	He обн.
Кислые породы, кларки по А. П. Виноградову (1956, 1962)	—	—	—	—	—	—	—

Примечания. 1. Цифры в скобках — количество проб. 2. Определения Ii, T. A. Абрамовой, Л. Ф. Ерохиной, С. Б. Жагеновой, В. В. Замотиной, Е. Д. Пимено химической партии Бр. ГПП Н. Т. Козуловой; Мо — в химико-аналитической лаборатории Бр. ГПП М. З. Родькиной, Ф. Г. Калупиной, Ф. Г. Калупиной; тической лаборатории Бр. ГПП М. Н. Поляковой, Ф. Г. Калупиной, О. Р. Осиповой; хоровой, Т. Н. Вахматовой; TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — в химико-аналитической лаборатории ИМГРЭ 22/11, 14/29, 21/2); расшифровка спектров р.з.э. — в рентгеноспектральной лаборатории 1/1, 27/13, 14/40, 21/15, 21/1, 14/4, 14/1, 22/5, 14/12)

Порода	Номер пробы	Редкоземельные эле						
		La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
Вмещающие	—	—	—	—	—	—	—	
Плаггиопегматиты	2/4	—	—	—	—	—	—	
	20/13	1,0	1,9	He обн.	0,3	He обн.	He обн.	
Скиалиты	21/14	2,0	6,4	0,3	2,2	0,2	He обн.	
	14/44	He обн.	0,5	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	
Эндоконтактовые метакристаллы	1/13	—	—	—	—	—	—	
	200/18	1,3	3,3	0,4	1,8	0,5	He обн.	
	28/8	21,2	37,6	3,4	11,1	3,0	He обн.	
Флюорит-магнетит-биотитовые метакристаллы	1/15—19	4,5	12,0	2,5	5,7	3,5	0,9	
	1/1	1,5	6,6	0,8	3,7	2,2	0,1	
	22/11	3,5	10,6	0,6	6,2	3,8	He обн.	
	27/13	4,0	10,0	1,7	4,4	2,5	0,3	
	14/40	3,7	13,0	2,5	6,8	3,5	0,3	
	21/15	4,2	11,3	2,0	5,2	3,4	0,6	
	14/29	2,0	7,2	2,6	7,5	4,3	0,4	
	21/1	0,7	3,1	0,7	3,3	3,3	0,2	
Эгирин-рибекитовые метакристаллы	14/4	4,0	15,0	1,7	7,0	4,0	0,9	
	14/1	2,6	14,0	1,2	5,8	2,2	0,4	
	22/5	1,2	6,2	0,1	3,2	1,4	He обн.	
	21/2	4,2	15,6	1,9	7,8	4,3	0,3	
	27/8	—	—	—	—	—	—	
	14/12	3,2	6,9	0,5	1,8	0,3	He обн.	
Кислые породы, кларки по А. П. Виноградову (1956, 1962)	—	—	—	—	—	—	—	

Rb, Cs, Sr, Ba выполнены в лаборатории физико-химических методов ИМГРЭ вей, Л. Г. Шемой; Be — в химико-аналитической лаборатории Бронницкой геолог-геотехнической лаборатории Бр. ГПП и ИМГРЭ М. З. Родькиной, Ф. Г. Калупиной и Т. Л. Громовой; Sn — в химико-аналитической лаборатории ИМГРЭ Л. П. Юнаш; U — в химико-аналитической лаборатории ИМГРЭ и Бр. ГПП З. А. Родовой, Г. Г. Про-О. Ф. Сеченовой, М. Р. Петерсон, А. А. Мануковой, А. В. Мартыновой (пробы 28/8, ИМГРЭ Е. В. Васильевым и М. Д. Давыденко (пробы 20/13, 21/14, 14/44, 200/18, 1/15—19,

Содержания  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  в гранитоидах массива

Номер пробы	Порода		Парагенезис	Содержание $\cdot 10^{-4}$ %						$Ta_2O_5 : Nb_2O_5$											
	фашия	зона колонок		в пробах		среднее в зонах колонок		среднее в фашиях		в пробах	среднее в зоне колонок	среднее в фашиях									
				$Ta_2O_5$	$Nb_2O_5$	$Ta_2O_5$	$Nb_2O_5$	$Ta_2O_5$	$Nb_2O_5$												
2/4 20/13	Плагио-пегматиты		Би+Му Би	5,4 2,0	60 20	3,7	40,0	3,7	40,0	0,090 0,100	0,095	0,095									
21/14 14/44 22/14	Скиалиты	Головная	Би+ (Рог+Пи) Би Мт	3,0 4,5 5,2	50 50 130	4,2	76,7	17,6	462,2	0,060 0,090 0,040	0,063	0,043									
26,6		Промежу-точная	Би+Мт	12,0	520	12,0	520,0			0,023			0,023								
27/11 23/6 14/15 14/13		Тыловая	Би+Мт+Флр Би+Мт+Флр Риб+Би+Мт+Флр Риб+Би+Мт+Флр	26,0 48,0 53,0 20,0	520 600 1300 740	36,7	790,0			0,050 0,080 0,041 0,027			0,034								
200/18 1/13 8/8 8/9 8/10 8/11 8/12 8/13	Эндоконтактные метаграниты	Головная	Би+ (Му)	5,0 4,0 1,7 1,6 1,5 1,6 2,3 1,9	50 40 38 17 28 28 34 32	2,2	31,7	5,0	115,8	0,100 0,100 0,045 0,094 0,053 0,057 0,068 0,059	0,073	0,054									
14/43 22/13 25/11 25/4 26/8 26/9					1,8 2,6 3,8 1,1 1,1 1,3					46 15 37 21 33 25			0,039 0,173 0,103 0,052 0,033 0,059								
28/8 26/5 26/11				Тыловая	Би+Мт+ (Му) Би+Мт Би+Мт					21,0 0,9 1,1			530 44 26	7,7	200,0	0,040 0,020 0,042	0,034				
1/15—19 1/1 22/11 27/13 14/40 21/15 14/29 21/1 14/30 14/31 14/39 23/1				Флюорит-магнетит-биотитовые метаграниты	Головная					Би+Мт+Флр			180,0 47,0 70,0 98,0 70,0 11,0 140,0 30,0 59,0 46,0 18,0 6,8	2800 750 530 1400 1800 160 2200 540 900 720 170 100	49,8	699,9			0,064 0,063 0,132 0,070 0,039 0,069 0,064 0,056 0,066 0,064 0,106 0,068	0,081	

Номер пробы	Порода		Парагенезис	Содержание, $\mu\text{-}10^{-4}\%$						$\text{Ta}_2\text{O}_5 : \text{Nb}_2\text{O}_5$			
	фашия	зона колонки		в пробах		среднее в зонах колонок		среднее в фашиях		в пробах	среднее в зоне колонок	среднее в фашиях	
				$\text{Ta}_2\text{O}_5$	$\text{Nb}_2\text{O}_5$	$\text{Ta}_2\text{O}_5$	$\text{Nb}_2\text{O}_5$	$\text{Ta}_2\text{O}_5$	$\text{Nb}_2\text{O}_5$				
26/1 26/3 26/4 27/13 27/14 28/2	биотит-магнетитовые метатраниты	Головная	Би+Мт+Флр	15,0	130					0,115		0,071	
0,6				46					0,130				
0,4				22					0,182				
38,0				590					0,064				
31,0				560					0,055				
35,0				580					0,060				
14/28 14/32 14/37 14/41 21/16 21/17 23/7 23/3 25/6 26/2		Промежуточная	Би+Мт Мт+Флр	50,0	640					0,078	0,072		0,071
32,0				490					0,063				
66,0				880					0,075				
4,7				96					0,054				
5,8	110			20,0	270,9	25,2	373,1	0,053					
6,5	88							0,074					
8,4	100							0,084					
3,9	100							0,039					
17,0	160							0,106					
5,6	45							0,124					
14/34 21/12 22/11 23/5 24/3 23/9	вая	Мт	8,2	160					0,051	0,059			
He опр.			600					—					
2,0			26					0,077					
5,0			140					0,036					
6,3			120	5,7	148,5			0,053					
7,0			100					0,070					

23/11	Флюорит-	Тыло	Би	6,4	91					0,070			
24/2				9,0	120					0,075			
25/2				0,6	18					0,033			
27/15				7,1	110					0,065			
28/7	Эгирин-рибекитовые метаграниты	Головная	Риб+Би+Кр+Флр	2,4	62					0,039	0,070		
14/4				53,0	1100				0,048				
14/1			Риб+Эг+Кр	99,0	550	34,4	516,0		0,180				
14/16			Риб+Мт+Флр	40,0	1000			0,040					
14/22			Риб+Би+Флр	31,0	680			0,046					
24/1			Риб+Би+Флр	9,6	120			0,080					
22/7			Риб+Эг+Мт	6,0	100			0,060					
22/5		Промежуточная	Риб+Эг	3,0	30						0,100	0,071	0,068
27/24				Риб+Эг	2,3			240			0,096		
14/12				Риб+Би	6,2	120			0,052				
23/10				Риб+Би	6,3	130			0,048				
14/11			Риб+Мт	2,8	41	12,7	190,8	18,3	276,4	0,068			
14/17				4,0	56					0,071			
14/18				1,7	16					0,106			
21/10	2,3			45	0,051								
14/25	Эг+Би			4,3	49					0,088			
21/2	Эг+Мт			28,0	520								
14/27			6,0	94			0,064						
21/11			7,6	130			0,053						
22/8			2,1	58			0,036						
22/9			3,1	32			0,097						
14/26		130,0	1600			0,081							
14/5		Эг+Кр	2,0	29			0,069						
14/14	4,0		54			0,074							

Номер пробы	Порода		Парагенезис	Содержание, $\mu \cdot 10^{-4} \%$						$Ta_2O_5 : Nb_2O_5$		
	фация	зона колонки		в пробах		среднее в зонах колонок		среднее в фациях		в пробах	среднее в зоне колонок	среднее в фациях
				$Ta_2O_5$	$Nb_2O_5$	$Ta_2O_5$	$Nb_2O_5$	$Ta_2O_5$	$Nb_2O_5$			
14/8	Эгирин-рибекитовые метаграниты	Тыловая	Эг	2,1	26					0,081		
14/20				1,6	23					0,069		
14/23				2,8	28					0,100		
14/24				3,0	37					0,081		
22/2				1,6	49					0,033		
27/8				40,0	660					0,061	0,062	
14/2				35,0	420	7,8	122,3			0,083		
14/6				1,2	28					0,043		
14/9				3,2	36					0,089		
22/10				2,0	100					0,020		
27/6				4,7	95					0,050		
28/4				1,7	36					0,047		
28/6				2,5	52					0,048		
Флюорит-магнетит-биотитовые метаграниты, тяжелая фракция, среднее								260,0	7000			0,037
Вмещающие породы, среднее из 55 проб								2,5	30			0,084

Примечания. 1. Помимо постоянно присутствующих кварца, плагиоклаза и калишпата. 2. Минералы в скобках — реликтовые. 3. Определения содержаний  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  в породах выполнены в химико-аналитической лаборатории Бронницкой геолого-геохимической партии М. Н. Поляковой, Ф. Е. Лебедевой, Ф. Г. Калупиной.

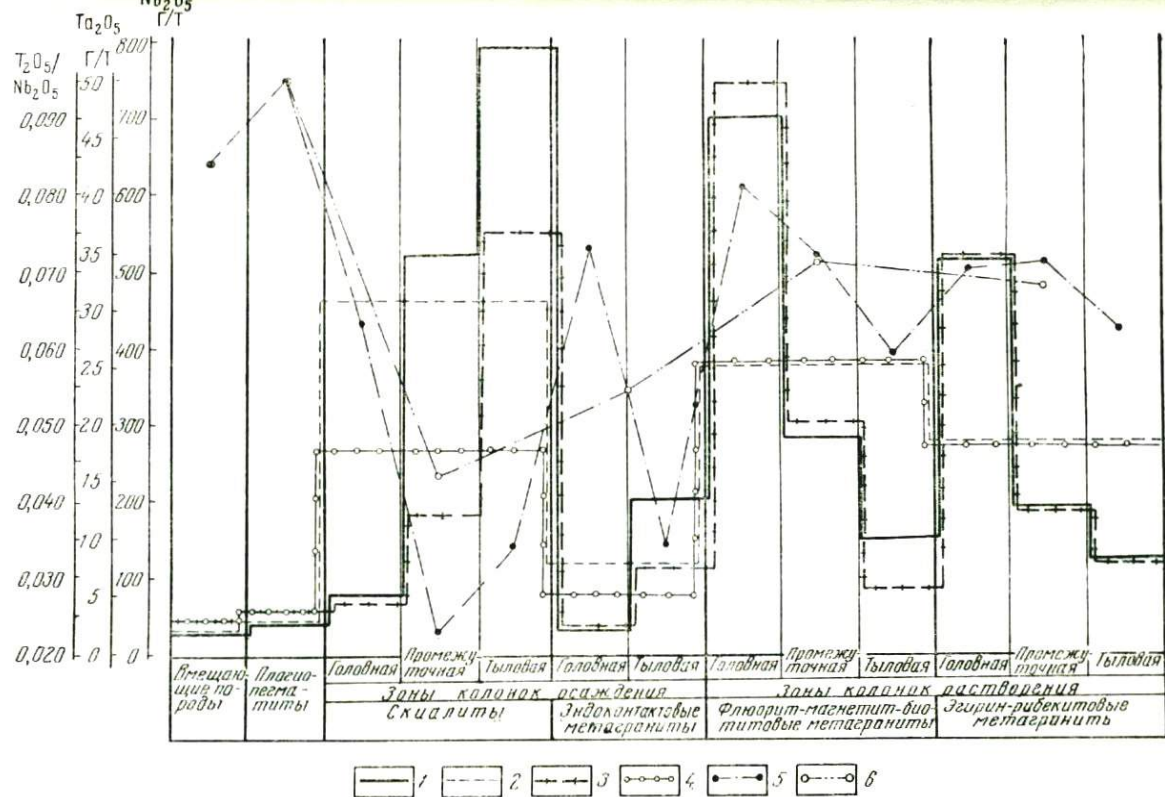


Рис. 29. Содержание  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  в гранитоидах массива:

1 —  $Nb_2O_5$  по зонам метасоматических колоннок; 2 —  $Nb_2O_5$  по фашиям; 3 —  $Ta_2O_5$  по зонам метасоматических колоннок; 4 —  $Ta_2O_5$  по фашиям; 5 — по зонам метасоматических колоннок; 6 — по фашиям

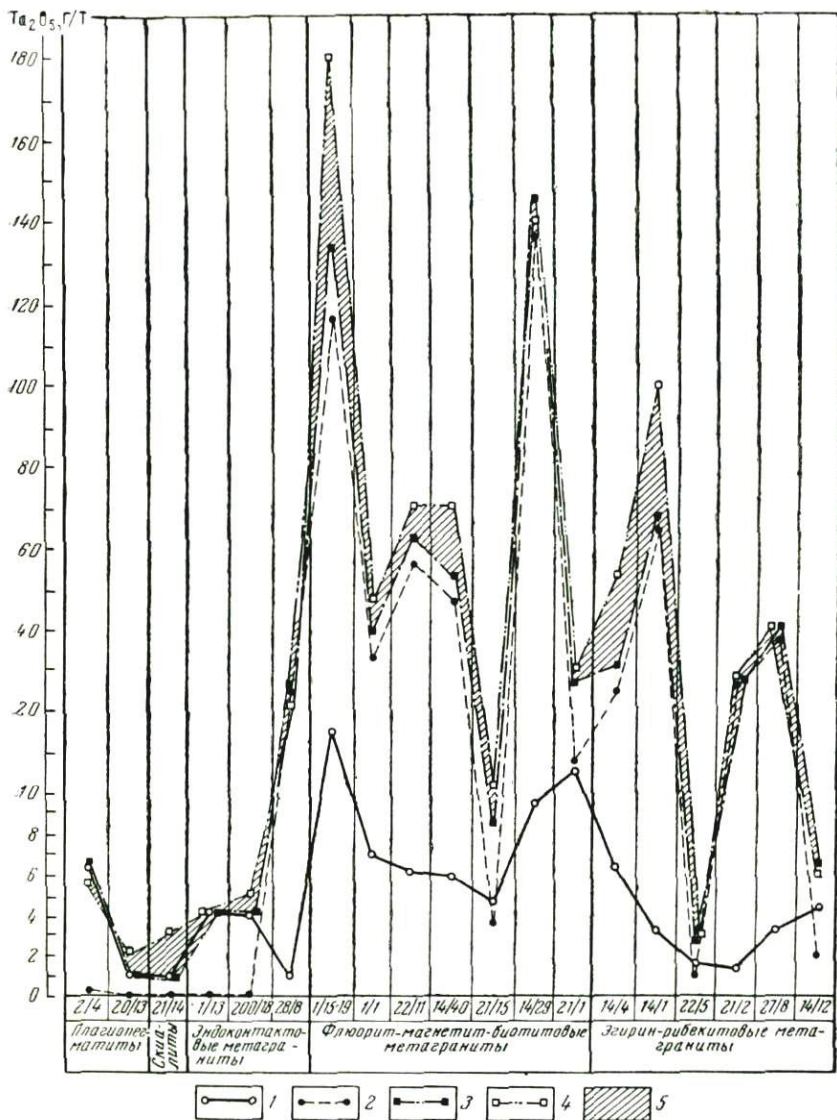


Рис. 30. Соотношение концентрированной, рассеянной и суммарной форм нахождения  $Ta_2O_5$  в гранитоидах массива. Количества  $Ta_2O_5$ :

1 — в рассеянной форме, 2 — в концентрированной форме; содержания  $Ta_2O_5$  в породах: 3 — рассчитанные по табл. 22; 4 — по данным химических анализов (см. табл. 16); 5 — расхождения между содержаниями, рассчитанными и полученными по данным химических анализов

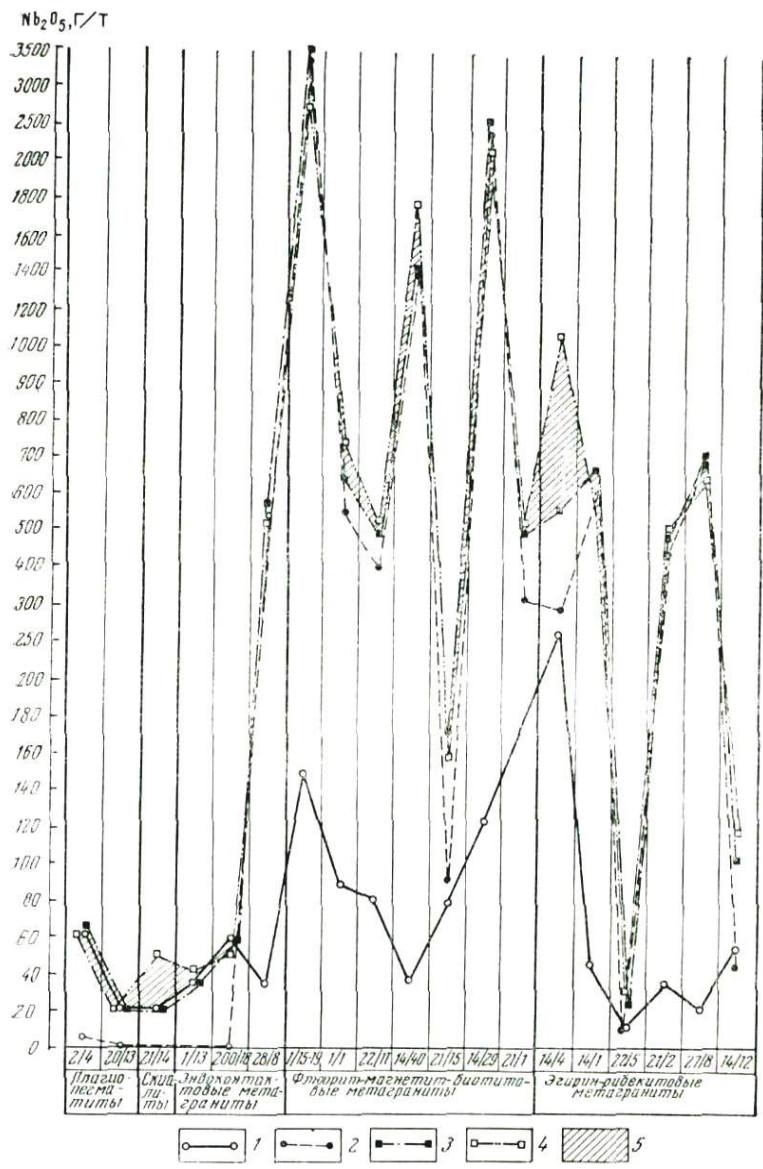


Рис. 31. Соотношение концентрированной, рассеянной и суммарной форм нахождения  $Nb_2O_5$  в гранитоидах массива. Количества  $Nb_2O_5$ : 1 — в рассеянной форме; 2 — в концентрированной форме; содержания  $Nb_2O_5$  в породах: 3 — рассчитанные по табл. 22, 4 — по данным химических анализов (см. табл. 16); 5 — расхождения между содержаниями, рассчитанными и полученными по данным химических анализов

кими концентрациями  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  (эгирин-рибекитовые, флюорит-магнетит-биотитовые метаграниты) подавляющая часть этих элементов (80—90%) содержится в концентрированной форме, т. е. образует собственные тантал-ниобиевые (пирохлор, ильменорутил) и тантал-ниобиевые редкоземельные (фергусонит, эшинит, эвксенит) минералы.

Внутри минеральных фаций щелочных гранитоидов тантал и ниобий распределены строго закономерно (см. табл. 16, рис. 29). В зоне эндоконтактных метагранитов, являющихся областью перехода от вмещающих пород к флюорит-магнетит-биотитовым метагранитам, минимальные содержания обоих элементов ( $Ta_2O_5$  — 2,2 г/т;  $Nb_2O_5$  — 31,7 г/т) приурочены к головным зонам метасоматических колонок осаждения, т. е. к породам, характеризующимся минимальным (3—4) числом сосуществующих пороодообразующих минералов и располагающимся непосредственно на контакте с вмещающими альбитовыми гнейсами. В тыловых зонах этих колонок, сложенных пяти-шести-минеральными парагенезисами и располагающимися на контакте с флюорит-магнетит-биотитовыми метагранитами, содержания  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  резко повышаются, достигая соответственно 7,7 и 200 г/т.

В этом ряду пород закономерно изменяются и тантал-ниобиевые отношения. Максимальное значение  $Ta:Nb$  фиксируется во вмещающих породах (0,084) и плагиопегматитах (0,095). По мере развития метасоматических колонок осаждения в эндоконтактных гранитах тантал-ниобиевое отношение закономерно уменьшается до 0,073 в их головных и до 0,034 в тыловых зонах.

Аналогично ведут себя тантал и ниобий при формировании скиалитов, являющихся базифицированными реликтами вмещающих пород среди щелочных гранитоидов. Как и в эндоконтактных метагранитах, усиление метасоматической проработки вмещающих пород приводит здесь к развитию метасоматических колонок осаждения с минимальными содержаниями тантала и ниобия в головных маломинеральных (4,2 и 76,7 г/т соответственно) и максимальными содержаниями ( $Ta_2O_5$  — 36,7 г/т;  $Nb_2O_5$  — 790,0 г/т) в тыловых, многоминеральных зонах. От головных к тыловым зонам метасоматических колонок осаждения в скиалитах  $Ta:Nb$  падает от 0,063 до 0,034.

Таким образом, прогрессивно-метасоматическая переработка вмещающих пород, сопровождающаяся развитием метасоматических колонок осаждения, приводит к значительному повышению содержаний тантала и ниобия и резкому падению  $Ta:Nb$  в тыловых зонах, по минеральному составу приближающихся к соответствующим щелочным гранитоидам. Преимущественное накопление в этом процессе ниобия по отношению

к танталу свидетельствует о меньшей дифференциальной подвижности ниобия.

Принципиально иной картиной распределения тантала и ниобия характеризуются субщелочные и щелочные метаграниты. Максимальные содержания обоих элементов и наибольшее значение  $Ta:Nb$  фиксируются в головных, многоминеральных зонах метасоматических колонок замещения (во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах:  $Ta_2O_5$  — 49,8 г/т;  $Nb_2O_5$  — 699,9 г/т;  $Ta:Nb$  — 0,081; в эгирин-рибекитовых метагранитах:  $Ta_2O_5$  — 34,4 г/т;  $Nb_2O_5$  — 516,0 г/т;  $Ta:Nb$  — 0,070). По мере усиления метасоматической переработки, сопровождающейся развитием промежуточных, с уменьшенным числом сосуществующих породообразующих минералов, зон метасоматических колонок замещения, содержания в них тантала и ниобия и  $Ta:Nb$  закономерно уменьшаются (во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах:  $Ta_2O_5$  — 20,0 г/т;  $Nb_2O_5$  — 270,9 г/т;  $Ta:Nb$  — 0,072; в эгирин-рибекитовых метагранитах:  $Ta_2O_5$  — 12,7 г/т;  $Nb_2O_5$  — 190,8 г/т;  $Ta:Nb$  — 0,071), достигая минимума в тыловых, маломинеральных зонах (во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах:  $Ta_2O_5$  — 5,7 г/т;  $Nb_2O_5$  — 148,5 г/т;  $Ta:Nb$  — 0,059; в эгирин-рибекитовых метагранитах:  $Ta_2O_5$  — 7,8 г/т;  $Nb_2O_5$  — 122,3 г/т;  $Ta:Nb$  — 0,062).

Уменьшение  $Ta:Nb$  от головных к тыловым зонам метасоматических колонок замещения свидетельствует о меньшей дифференциальной подвижности ниобия по сравнению с танталом в субщелочных и щелочных метагранитах.

Итак, метасоматическая щелочная гранитизация, обуславливающая возникновение щелочных метагранитов в тыловых зонах метасоматических колонок осаждения, сопровождается интенсивным привнесом и возрастанием содержаний тантала и ниобия, что приводит к образованию в щелочных метагранитах собственно тантал-ниобиевых минералов; меньшая дифференциальная подвижность ниобия по сравнению с танталом в этом процессе вызывает падение тантал-ниобиевого отношения от головных (маломинеральных) к тыловым (многоминеральным) зонам колонок осаждения и приводит к тому, что в составе первых редкометальных минералов ниобий резко преобладает над танталом (ильменорутит, фергусонит). Дальнейшая метасоматическая проработка щелочных метагранитов вызывает образование метасоматических колонок замещения, характеризующихся последовательно уменьшающимися содержаниями тантала и ниобия от головных, многоминеральных к тыловым, маломинеральным зонам. Меньшая дифференциальная подвижность ниобия по сравнению с танталом обуславливает относительную устойчивость существенно ниобиевых минералов в этом процессе, что и объясняет падение тантал-ниобиевого отношения от головных к тыловым зонам метасоматических колонок

замещения во флюорит-магнетит-биотитовых и эгирин-рибекитовых метагранитах\*.

Редкоземельные элементы. Средние содержания р. з. э. (см. табл. 15 и рис. 28) минимальны в плагиопегматитах (30 г/т), скиалитах (45 г/т) и эндоконтактовых метагранитах (57 г/т); заметно повышаются во вмещающих породах (165 г/т), резко возрастают в эгирин-рибекитовых щелочных метагранитах (457 г/т) и достигают максимума в субщелочных флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах (1747 г/т). Поминеральные балансы содержаний р. з. э. в щелочных гранитоидах (см. табл. 24, рис. 32) показывают, что в породах с высокими содержаниями р. з. э. (субщелочные и щелочные метаграниты) их основная масса сконцентрирована в собственно редкоземельных (ортит, монацит), бериллиевых (гадолинит) и тантал-ниобиевых — редкоземельных (фергусонит, эшинит, эвксенит, пирохлор) минералах.

В отличие от тантала и ниобия р. з. э. в эндоконтактовых метагранитах и скиалитах характеризуются более низкими по сравнению со вмещающими породами содержаниями. Это значит, что метасоматические растворы, при воздействии которых на вмещающие породы возникли субщелочные и щелочные гранитоиды, фильтруясь через внутренние зоны эгирин-рибекитовых и флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов, высадили здесь всю массу р. з. э. так, что растворы, просачивающиеся через внешнюю зону эндоконтактовых метагранитов и скиалитов, оказались практически стерильными в отношении этих компонентов, что вызвало растворение и вынос р. з. э. из зон эндоконтактовых метагранитов и скиалитов и послужило причиной уменьшения содержаний в них этих элементов. Следовательно, дифференциальная подвижность р. з. э. в рассматриваемом процессе ниже, чем у тантала и ниобия.

В процессе щелочной гранитизации поведение р. з. э. подчинено определенным закономерностям. В центральной зоне эгирин-рибекитовых метагранитов, характеризующихся условиями максимальной щелочности, в концентрированном состоянии находятся только наиболее щелочные церовые р. з. э., образующие здесь селективно церовые редкоземельные минералы: ортит и монацит (см. табл. 14 и рис. 21). Соответственно р. з. э.

---

\* Изложенные построения проведены с использованием средних содержаний тантала и ниобия в зонах метасоматических колонок и фациях гранитоидов массива, хотя дисперсии содержаний этих элементов, особенно в промежуточных и тыловых зонах колонок замещения субщелочных и щелочных метагранитов, достигают значительных величин (см. табл. 16). Используемый прием правомерен, если учесть, что резко повышенные содержания  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  в этих зонах объясняются наличием реликтовых (из головных зон) тантал-ниобиевых минералов. Очевидно, что достижение полного мозаичного равновесия в метасоматических колонках приведет к еще более отчетливому проявлению падения содержаний тантала и ниобия ( $Ta:Nb$ ) от головных к тыловым зонам колонок замещения.

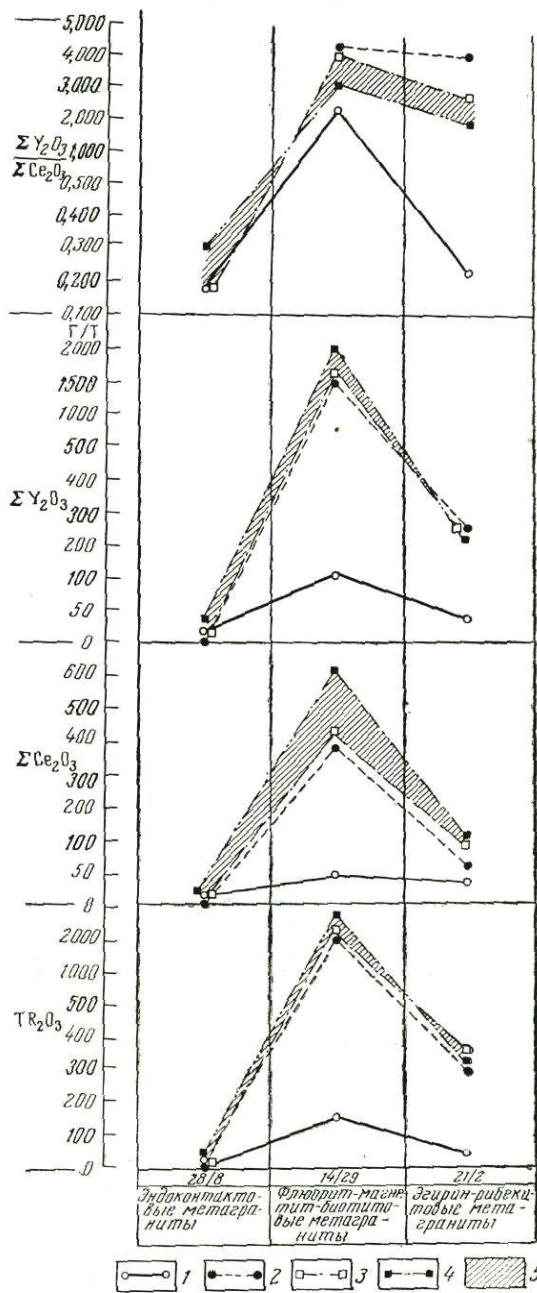


Рис. 32. Соотношение концентрированной, рассеянной и суммарной форм нахождения р. з. э. в гранитоидах массива.  
Количества р. з. э.:

1 — в рассеянной форме; 2 — в концентрированной форме; содержания р. з. э. в породах: 3 — рассчитанные по табл. 24, 4 — по данным химических анализов (см. табл. 15); 5 — расхождения между содержаниями, рассчитанными и полученными по данным химических анализов

○ 1    ● 2    □ 3    ■ 4    ▨ 5

в этих породах в среднем обладают также существенно церо-  
вым составом (см. табл. 15, рис. 33):  $\Sigma La$  — 66,3%,  $\Sigma Y$  — 22,0%,  
 $\Sigma Sc$  — 11,7% (Минеев, 1969). В следующей от центра массива  
зоне флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов, характери-  
зующихся условиями более высокой кислотности, в концентри-

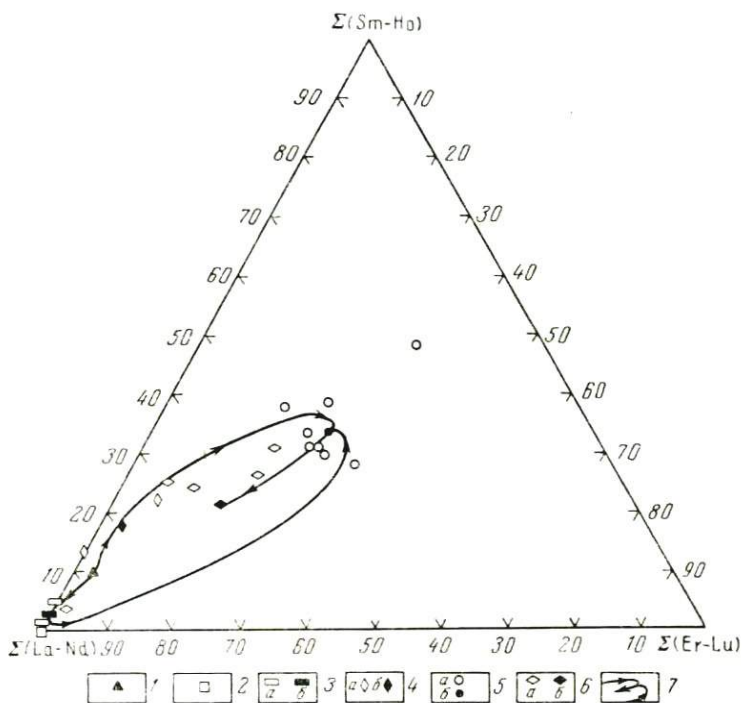


Рис. 33. Эволюция состава лантаноидов в гранитоидах массива.

1 — вмещающие породы; 2 — плагнопегматиты; 3 — скиалиты; а — отдельные пробы, б — средний; 4 — эндоконтактные граниты: а — отдельные пробы, б — средний; 5 — флюорит-магнетит-биотитовые граниты: а — отдельные пробы, б — средний; 6 — эгирин-рибекитовые граниты: а — отдельные пробы, б — средний; 7 — направление изменения составов лантаноидов в различных фациях гранитов массива

рованное состояние переходят и более кислотные итровые р. з. э., которые повысили химическую активность в силу кислотно-основного взаимодействия (Коржинский, 1957), что и обуславливает появление в этой зоне полных селективно-итровых редкоземельных минералов (по классификации Д. А. Минеева, 1969): фергусонита, иттроэшинита, эксенита, гадолини-та. Соответственно средний состав лантаноидов во флюорит-магнетит-биотитовых гранитах на диаграмме  $\Sigma La - \Sigma Y - \Sigma Sc$  (см. рис. 33) сдвигается в итрово-скандиевую область:  $\Sigma La$  — 38,5%;  $\Sigma Y$  — 34,9%;  $\Sigma Sc$  — 26,2%.

В зоне эндоконтактовых метагранитов, характеризующихся условиями максимальной кислотности, преимущественно растворяются и выносятся наименее активные лантанонды цериевой группы, что обеспечивает средний более иттриевый состав р. з. э. эндоконтактовых метагранитов ( $\Sigma La - 79,2\%$ ;  $\Sigma Y - 17,6\%$ ;  $\Sigma Sc - 3,2$ ) по сравнению с исходными вмещающими породами ( $\Sigma La - 86,9\%$ ;  $\Sigma Y - 9,8\%$ ;  $\Sigma Sc - 3,3\%$ ). В условиях более высокой щелочности, характерных для образования базифицированных скиалитов, происходит преимущественный вынос лантанондов более кислотной иттриевой группы, понижающей здесь в силу кислотно-основного взаимодействия химическую активность. В связи с этим скиалиты по сравнению с исходными породами оказываются обогащенными цериевой группой р. з. э.:  $\Sigma La - 97,4\%$ ;  $\Sigma Y - 2,6\%$ ;  $\Sigma Sc - 0,0\%$ .

Олово. В щелочных гранитоидах распределение олова аналогично распределению р. з. э. (см. табл. 15, рис. 28). Единственное отличие состоит в том, что олово не образует в этих породах собственных минералов. Минимальное содержание олова отмечается в плагнопегматитах (45 г/т), скиалитах (40 г/т) и эндоконтактовых метагранитах (50 г/т). Во вмещающих породах и эгириин-рибекитовых метагранитах концентрация олова несколько выше (соответственно 82 и 70 г/т). Максимальные содержания элемента характерны для флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов (139 г/т). Очевидно, что аналогичное распределение в щелочных гранитоидах олова и р. з. э. свидетельствует о том, что поведение их в процессе щелочного метасоматоза определялось одними и теми же причинами.

Уран, цирконий. От р. з. э. и олова поведение урана и циркония отличается только тем (см. табл. 15, рис. 28), что для этих элементов не отмечается понижения содержаний в эндоконтактовых гранитах и скиалитах по сравнению с вмещающими породами (уран, (г/т): вмещающие породы — 1,4; плагнопегматиты — 2,1; скиалиты — 1,9; эндоконтактовые метаграниты — 2,7; цирконий (г/т): вмещающие породы — 210; плагнопегматиты — 105; скиалиты — 220; эндоконтактовые метаграниты — 210). Оба элемента заметно повышают концентрации в эгириин-рибекитовых (U — до 4,6 г/т и Zr — до 2360 г/т) и достигают максимальных содержаний во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах (U — 23,9 г/т и Zr — 5502 г/т), где уран образует значительные примеси в редкоземельных и тантал-ниобиевых минералах: фергусоните, эшнитте, пирохлоре (см. табл. 14), а цирконий формирует собственный минерал — циркон (см. табл. 13). По-видимому, распределение урана и циркония в щелочных гранитоидах определяется закономерностями, выведенными для р. з. э. Близость содержаний урана и циркония в эндоконтактовых гранитах, скиалитах и вмещающих породах свидетельствует о том, что метасоматические растворы, просочившиеся через зоны щелочных и субщелочных гранитоидов,

имели в отношении этих элементов состав, практически идентичный вмещающим породам.

Литий, рубидий. Из всех разновидностей щелочных гранитоидов (см. табл. 15, рис. 28) литий встречается в заметных количествах только в наиболее щелочных условиях, характерных для эгирин-рибекитовых метагранитов (347 г/т). Содержания его во вмещающих породах (22 г/т), плагиопегматитах (15 г/т), скиалитах (40 г/т), эндоконтактовых (30 г/т) и флюорит-магнетит-биотитовых (27 г/т) метагранитах ниже кларковых значений (для кислых пород 70 г/т; Виноградов, 1956, 1962).

Рубидий в щелочных гранитоидах распределен аналогично (г/т): вмещающие породы — 98; плагиопегматиты — 100; скиалиты — 85; эндоконтактовые метаграниты — 110 (см. табл. 17 и рис. 28). Однако повышенные содержания отмечаются во флюорит-магнетит-биотитовых — 247 г/т и эгирин-рибекитовых метагранитах — 668 г/т, где они приближаются к кларковым значениям (400 г/т для кислых пород; Виноградов, 1956, 1962).

Закономерности распределения лития и рубидия в гранитоидах массива объясняются тем, что метасоматические растворы, фильтрующиеся через зону щелочных эгирин-рибекитовых гранитов, высаживают здесь большую часть (Rb) или всю массу (Li) растворенных редких щелочных металлов в силу их возросшей химической активности. В связи с этим в метасоматических растворах, просачивающихся через периферические зоны щелочных гранитоидов, содержания редких щелочных элементов, или соответствуют вмещающим породам (Li), или незначительно превышают их (Rb). Последнее вызывает некоторое увеличение содержания рубидия во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах. По-видимому, количества редких щелочных металлов, заключенных в щелочных и субщелочных метагранитах, определяются соотношением массы этих элементов, растворенной во всем объеме просочившихся через указанные зоны метасоматических растворов и их массы, способной поглощаться минералами, слагающими эгирин-рибекитовые и флюорит-биотитовые метаграниты. Характер распределения лития и рубидия в щелочных гранитоидах показывает, что для рубидия первая величина превышает вторую; для лития — наоборот.

Бериллий — единственный из анализировавшихся редких элементов (см. табл. 15 и рис. 28), образующий максимальные содержания в эндоконтактовых метагранитах — 14,0 г/т. Во вмещающих породах его содержится 2,4 г/т; в скиалитах — 4,0; плагиопегматитах — 6,8; эгирин-рибекитовых метагранитах — 8,6; во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах — 11,9, что почти в 2,5 раза превышает кларковые значения (для кислых пород 5,5 г/т; Виноградов, 1956). Несмотря на это, собственный материал бериллия — гадолинит образуется во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах (см. табл. 13), в которых общее

содержание его понижено. К сожалению, удовлетворительно объяснить это наблюдение мы не можем, так как отсутствуют поминеральные балансы содержаний бериллия в щелочных гранитоидах.

### Редкие элементы второй группы

**Молибден.** Средние содержания молибдена (см. табл. 15, рис. 28) составляют 0,8 г/т во вмещающих породах; снижаются до минимума в эгирин-рибекитовых (0,6 г/т) и флюорит-магнетит-биотитовых (0,5 г/т) метагранитах и резко возрастают в эндоконтактовых гранитах (до 5,9 г/т) и особенно в скиалитах (16 г/т), более чем в 8 раз превышая кларковые значения молибдена в кислых породах (1,4 г/т) и формируя собственный минерал—молибденит. Характер распределения молибдена в щелочных гранитоидах свидетельствует о его выщелачивании из исходных пород в процессе образования субщелочных и щелочных метагранитов, переносе и отложении в зонах эндоконтактовых гранитов и скиалитов. Подобное поведение молибдена увязывается с его слабо кислотными свойствами: растворением в щелочных и осаждением в более кислотных условиях.

**Стронций.** Средние содержания стронция (см. табл. 15, рис. 28) уменьшаются от вмещающих пород (275 г/т) и плагнопегматитов (350 г/т) к скиалитам (245 г/т), эндоконтактовым (113 г/т) и эгирин-рибекитовым метагранитам (127 г/т), незначительно повышаясь во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах (216 г/т). Подобный характер распределения элемента свидетельствует в целом о прогрессивном выносе его из щелочных гранитоидов по мере возрастания в них щелочности, что связано с падением химической активности стронция, являющегося типичным щелочноземельным элементом.

### О редкометальном составе метасоматических растворов и возможном источнике редких элементов в щелочных метасоматических гранитах

Анализ поведения р. э. в процессе прогрессивного щелочного метасоматоза, послужившего причиной возникновения всех разновидностей рассматриваемых щелочных гранитоидов, позволяет реставрировать состав метасоматических растворов в отношении этих элементов. Резкое обогащение внутренних зон массива (эгирин-рибекитовых и флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов) р. э. первой группы (Ta, Nb, TR, Zr, U, Be, Rb, Li, Sn) является доказательством того, что метасоматические растворы содержали высокие концентрации этих элементов. Преимущественное обогащение периферических зон массива элементами второй группы (Sr, Mo), выщелоченными из исходных пород при формировании субщелочных и щелочных грани-

тондов центральных зон, вероятно, может рассматриваться как доказательство практической стерильности метасоматических растворов в отношении этих р. э.

Сложнее решается вопрос об источнике р. э. в метасоматических растворах. По-видимому, здесь в равной степени вероятна реализация по крайней мере двух генетических возможностей: р. э. мобилизованы из исходных пород или р. э. ювенильны. Прямые доказательства, непосредственно свидетельствующие в пользу одной из этих альтернатив, отсутствуют, в связи с чем можно говорить только о большей или меньшей доле участия в метасоматических растворах р. э., мобилизованных из исходных пород, или р. э. ювенильного происхождения.

Было показано (Дюфур, Попова, Павленко, 1968; Дюфур, Попова, Кривец, 1970), что субщелочные и щелочные метаграниты, характеризующиеся максимальными концентрациями р. э., являются центральными зонами фациальной зональности, включающей (от периферии к центру) породы зеленосланцевой ← эпидот-амфиболитовой ← амфиболитовой фаций метаморфизма ← щелочно-метасоматические породы ← субщелочные и щелочные метаграниты. Породы внутренних зон развиваются по породам внешних (показано стрелками), так что с течением времени центральные фации занимают место периферических. Подобная модель принципиально позволяет получить сколь угодно высокие концентрации р. э. в любой зоне указанной фациальной последовательности вне зависимости от содержаний р. э. в исходных породах зелено-сланцевой фации метаморфизма. Это объясняется тем, что объем переработанных пород (послуживших источником мобилизованных р. э.) на фронте редкометальных фаций может быть неограниченно велик.

Однако возможности реализации рассмотренного мобилизационного механизма существенно ограничиваются следующим условием: для создания высоких концентраций р. э. в метасоматических растворах какой-нибудь фациальной зоны необходимо, чтобы скорость фильтрации этих элементов соответствовала скорости фильтрации тех компонентов, химические потенциалы которых являются интенсивными параметрами, определяющими существование минеральной ассоциации данной фации. Конкретно для анализируемого случая это значит, что дифференциальная подвижность виртуальных вполне подвижных компонентов  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  (Павленко, Попова, 1970) должна совпадать с подвижностью р. э., образующих резко повышенные концентрации в субщелочных и щелочных гранитоидах ( $\text{Ta}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{TR}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{U}$ ,  $\text{Be}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Li}$ ,  $\text{Sn}$ ). Очевидно, для виртуальных инертных компонентов ( $\text{Ta}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{TR}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Be}$ ) это невозможно, и, следовательно, высокие концентрации перечисленных р. э. в метасоматических растворах не могли быть созданы их мобилизацией из вмещающих пород. Отсюда следует, что для перечисленных р. э. более вероятно их ювенильное происхождение.

Для р. э., находящихся в субщелочных и щелочных гранитоидах в рассеянном состоянии (Li, Rb, U, Sn), отсутствие критериев, позволяющих установить их место в ряду дифференциальной подвижности компонентов при прогрессивном щелочно-метасоматическом процессе, оставляет вопрос об их генезисе в метасоматических растворах открытым.

Наличие в субщелочных и щелочных метагранитах высоких содержаний Ta, Nb, TR, Sr, образующих здесь собственные минеральные фазы, позволяет предпринять попытку более детального выяснения условий концентрации — рассеяния перечисленных р. э. в этих породах.

## Глава 5

### УСЛОВИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ — РАССЕЯНИЯ НЕКОТОРЫХ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ГРАНИТАХ

Для практических целей представляет интерес только концентрированная (в собственных минералах) форма нахождения р. э. в породах. Однако на вопрос об условиях концентрации р. э. нельзя получить исчерпывающего ответа без одновременного решения обратной задачи — выяснения условий их рассеяния в пороодообразующих фазах.

#### Концентрированная форма нахождения некоторых редких элементов в щелочных метасоматических гранитах

Выяснение условий концентрации тантала, ниобия и р. з. э. проведено на примере сложной группы тантал-ниобиевых, титановых, циркониевых и редкоземельных минералов, развитых в субщелочных и щелочных метагранитах.

#### ИСХОДНЫЕ ПОСЫЛКИ

Физико-химический анализ парагенезисов минералов (Коржинский, 1957) — метод, позволяющий решить поставленные задачи. При применении его к редкометалльным минеральным системам необходимо учитывать следующее.

1. Общая масса компонентов редкометалльной системы несоизмерима с массой петрогенных компонентов. Однако в состав практически любой редкометалльной минеральной фазы петрогенные элементы входят в ощутимых количествах, что с необходимостью вызывает участие аксессуарных минералов в фациальных реакциях между пороодообразующими минералами и пороодообразующих минералов в фациальных реакциях между аксессуарными.

2. Смена редкометалльных парагенезисов, вызываемая изменением внешних условий, неизбежно должна сопровождаться изменением парагенезисов и составов порообразующих минералов. Это значит, что парагенетический анализ фаций порообразующих минералов с различными редкометалльными парагенезисами позволит выяснить и условия существования редкометалльной минеральной системы.

Базируясь на результатах выполненного ранее парагенетического анализа порообразующих минералов (Павленко, Полова, 1970), перейдем к анализу редкометалльной системы субщелочных и щелочных метагранитов, включающей следующие минеральные виды: пироксид, ильменорутил, фергусонит, эшинит, эвксенит, ортит, монацит, гадолинит, циркон, рутил, анатаз, ильменит, лейкоксен, бастнезит. Данные табл. 13 показывают, что все перечисленные минералы присутствуют только в фации флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов (см. рис. 1, поле I); переход к эгирин-рибекитовым метагранитам (см. рис. 1, поля II, III, IV, Va и Vб, VIIa и VIIб) сопровождается исчезновением фергусонита\*, эшинита, эвксенита, гадолинита, бастнезита. Таким образом, (Риб, Кр) и (Эг, Кр) — моновариантные линии (см. рис. 1) фациальных переходов между флюорит-магнетит-биотитовыми и эгирин-рибекитовыми метагранитами являются одновременно и главнейшими рубежами, делящими редкометалльную систему щелочных гранитоидов на две самостоятельные, принципиально различающиеся части: эгирин-рибекитовую, тантал-ниобиевую — цериево-редкоземельную — титановую — циркониевую (пироксид, ильменорутил, ортит, монацит, рутил, анатаз, ильменит, лейкоксен, циркон) и флюорит-магнетит-биотитовую, тантал-ниобиевую — цериево-редкоземельную — иттро-редкоземельную — бериллиевою — титановую — циркониевую (пироксид, ильменорутил, фергусонит, эшинит, эвксенит, ортит, монацит, бастнезит, гадолинит, рутил, анатаз, ильменит, лейкоксен, циркон).

Наличие собственных редкометалльных минеральных фаз ниобия и тантала (пироксид, ильменорутил), цериевых р. з. э. (ортит, монацит, бастнезит), иттровых р. з. э. (фергусонит, эшинит, эвксенит), бериллия (гадолинит), титана (рутил, анатаз, ильменит, лейкоксен) и циркония (циркон) позволяет утверждать, что инертными компонентами эгирин-рибекитовой редкометалльной системы являются  $(Ta, Nb)_2O_5$ ,  $\Sigma Ce_2O_3$ ,  $TiO_2$  и  $ZrO_2$ , а во флюорит-магнетит-биотитовой системе к ним прибавляются  $\Sigma Y_2O_3$  и  $BeO$ .

Генетическое положение флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов дает возможность применения парагенетического

\* Исключение составляет единственная проба щелочных эгирин-рибекитовых гранитов (21/2), по составу полевых шпатов располагающаяся точно на линии фациального перехода между флюорит-магнетит-биотитовыми и эгирин-рибекитовыми метагранитами.

анализа к их редкометальной минеральной системе. Это условие принципиально важно и игнорирование его ставит под сомнение правомерность всех дальнейших построений.

Действительно, в основу парагенетического анализа минералов положена посылка о термодинамическом равновесии всех фаз, входящих в анализируемую минеральную систему (Коржинский, 1957). Как известно, существует два критерия равновесности минеральных парагенезисов: структурно-морфологический, заключающийся в изучении взаимоотношений минералов в прозрачных шлифах, и статистический, основанный на анализе частот совместной встречаемости тех или иных минеральных видов. Очевидно, при выяснении парагенетических минеральных ассоциаций редкометальных систем возможности применения обоих методов крайне ограничены, во-первых, в связи со сложностью изучения взаимоотношений аксессуарных минералов под микроскопом, и, во-вторых, физической невозможностью обработки минералогических проб в количестве, достаточном для корректного применения статистического метода.

Из изложенного следует, что возможность применения парагенетического анализа минералов к редкометальным системам должна базироваться прежде всего на тщательном выборе объекта, генетическая природа которого исключает возможность присутствия в его редкометальной системе неравновесных реликтовых или наложенных минералов. Естественно, что детальное минералогическое изучение выбранной системы является обязательным.

Флюорит-магнетит-биотитовые метаграниты, к редкометальной системе которых применяется парагенетический анализ минералов, полностью удовлетворяют указанным требованиям. Действительно, с одной стороны, субщелочные метаграниты, развивающиеся по эндоконтактовым метагранитам, не могут иметь в составе редкометальной системы реликтовых тантал-ниобиевых, редкоземельных и бериллиевых минералов, потому что они полностью отсутствуют в замещаемых породах (см. табл. 13). С другой стороны, в субщелочных метагранитах невозможно появление и наложенных редкометальных парагенезисов, так как в этом случае дифференциальная подвижность инертных р. э. оказалась бы выше подвижности виртуальных вполне подвижных компонентов, изменение которых обуславливает смену центральных фаций эгирин-рибекитовых метагранитов периферической фацией флюорит-магнетит-биотитовых гранитоидов. Как подчеркивалось выше, сделанные выводы полностью подтверждаются детальным минералогическим изучением редкометальных минералов флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов. Перейдем к парагенетическому анализу их редкометальной системы.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛОВ  
РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ ФЛЮОРИТ-МАГНЕТИТ-БИОТИТОВЫХ  
СУБЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ГРАНИТОВ

Редкометальная система флюорит-магнетит-биотитовых гранитов включает следующие инертные компоненты и минералы: избыточные —  $TiO_2$  (рутил, анатаз, ильменит); обособленные —  $BeO$  (гадолинит),  $ZrO_2$  (циркон),  $P_2O_5$  (монацит); виртуальные —  $(Ta, Nb)_2O_5$ ,  $\Sigma Y_2O_3$ ,  $\Sigma Ce_2O_3$  (пирохлор, ильменорутил, фергусонит, эшинит, эксеинит, ортит). Наибольшее распространение двух- и трехминеральных редкометальных парагенезисов в субщелочных метагранитах (не считая вторичных, избыточных и обособленных минералов) подтверждает правильность выбранных виртуальных инертных компонентов.

Для выяснения в результате изменения каких интенсивных параметров происходит смена редкометальных парагенезисов внутри фации флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов, воспользуемся выводами, полученными ранее при изучении составов сосуществующих породообразующих минералов: полевых шпатов и биотитов. Было показано, что изменение составов сосуществующих плагиоклазов, калишпатов и биотитов в фации флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов обусловлено независимыми изменениями  $\mu Na_2O$  и  $\mu Al_2O_3$  при зависимом изменении  $\mu K_2O$ . Естественно предположить, что именно изменением этих параметров и вызваны смены редкометальных парагенезисов минералов субщелочных гранитоидов.

Необходимым и достаточным доказательством сделанного предположения должно быть полное соответствие составов породообразующих минералов составам сопутствующих им редкометальных парагенезисов. Графические построения, позволяющие проверить сделанное предположение, должны заключаться в топологическом совмещении трех независимых диаграмм: суммирующей диаграммы, отражающей зависимость состава сосуществующих полевых шпатов субщелочных метагранитов от химических потенциалов  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ , где изображено взаимное расположение реальных проб с фиксированными составами плагиоклаза и калишпата (см. рис. 12); аналогичной диаграммы для слюд (см. рис. 14) и парагенетической редкометальной диаграммы (в тех же координатах), на которой должны быть изображены реальные пробы с существующими в них редкометальными парагенезисами. К построению последних диаграмм мы и перейдем, сделав предварительно следующие важные замечания.

1. Независимое поведение  $\mu Na_2O$  и  $\mu Al_2O_3$  и зависимое  $\mu K_2O$  в полевошпатовой системе субщелочных гранитов определяется только наличием стехиометрических связей между этими компонентами в составах сосуществующих плагиоклазов и калишпатов. Переходя к любой другой и, в частности, к ред-

кометальной системе, где эти связи отсутствуют, химические потенциалы всех трех компонентов необходимо считать величинами независимыми, что дает право принимать  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  и  $\mu\text{K}_2\text{O}$  в качестве виртуальных вполне подвижных компонентов.

2. Наличие в полевых шпатах стехиометрической связи  $\text{Al}=1+\text{Ca}$  позволяет заменить  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$  на  $\mu\text{CaO}^*$  аналогично тому, как это делалось при анализе изменения составов биотитов. Такая замена удобна для анализа редкометальной системы, почти не содержащей глинозема.

3. По отношению к редкометальной системе все породообразующие минералы флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов оказываются избыточными фазами. Это значит, что при расчетах моновариантных реакций между редкометальными минералами из их составов следует исключать петрогенные элементы в количествах, эквивалентных составам тех породообразующих минералов, существование которых в петрогенной системе обусловлено инертным поведением этих элементов. Отсюда следует, что при расчете компонентного состава редкометальных минералов может быть обнаружен дефицит каких-то петрогенных элементов, выраженный в матрице (см. табл. 17) числами со знаком минус.

В редкометальной системе из трех виртуальных инертных компонентов [ $(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_5$ ,  $\Sigma\text{Y}_2\text{O}_3$ ,  $\Sigma\text{Ce}_2\text{O}_3$ ], обеспечивающих сосуществование шести минералов (пирохлора, ильменорутила, фергусонита, эшинита, эвксенита, ортита) при независимом изменении химических потенциалов трех виртуальных вполне подвижных компонентов ( $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ ) по правилу фаз в нонвариантной точке (должен быть устойчив равновесный шестиминеральный (при постоянном составе минералов) парагенезис ( $n=K+3-\Phi$ ;  $0=3+3-6$ ). Другими словами, исследуемая редкометальная система описывается пучковой диаграммой, расположенной в трехмерном пространстве с координатами  $\mu\text{CaO}-\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{K}_2\text{O}$ . На каждом из шести моновариантных векторов, исходящих из нонвариантной точки, будет устойчива пятиминеральная ассоциация редкометальных минералов; дивариантные поверхности, при пересечении которых образуются соответствующие моновариантные векторы, будут характеризоваться четырехминеральными парагенезисами, а трехвари-

---

\* Повышение кислотности (рост  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$ ) вызывает относительное возрастание (по сравнению с  $\mu\text{K}_2\text{O}$ ,  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ ) химического потенциала (и соответственно рост относительного содержания)  $\text{CaO}$ , являющегося в полевых шпатах наиболее кислотным компонентом группы X. В редкометальных минералах в кальцийсодержащих группах всегда присутствуют более кислотные, чем кальций, компоненты: Ta, Nb, Ti, TR и другие, так что возрастание кислотности вызывает относительное уменьшение  $\mu\text{CaO}$  и соответственное падение его содержания в этих минералах. Именно это при замене  $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$  на  $\mu\text{CaO}$  заставляет использовать последний параметр с обратным знаком.

антные объемы, разделенные дивариантными поверхностями, будут обладать трехминеральными ассоциациями.

Однако полученная диаграмма не обладает необходимой наглядностью, что затрудняет ее анализ, поэтому дальнейшее изучение редкометальной системы флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов целесообразно проводить с помощью изопотенциальных сечений трехмерного пучка. Формально безразлично, какая система изопотенциальных сечений будет выбрана с этой целью, но в связи с тем, что суммирующая диаграмма (см. рис. 12) изображает взаимное расположение реальных проб с фиксированным составом полевых шпатов в двумерном пространстве  $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $-\mu\text{CaO}$ ), целесообразно проанализировать изменение редкометальных парагенезисов субщелочных метагранитов в зависимости от изменения тех же интенсивных параметров, для чего воспользуемся системой изокалиевых сечений, параллельных плоскости  $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{CaO}$  пространственной пучковой диаграммы в координатах  $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{CaO}-\mu\text{K}_2\text{O}$ .

По-видимому, существует только одно изокалиевое сечение, положим, при  $\mu\text{K}_2\text{O}=n$  ( $n$ -сечение), проходящее через инвариантную точку Прхл, Эвкс, Эш, Фер, Илрт, Орт пространственной пучковой диаграммы. Моновариантные векторы ее будут проецироваться на это единственное сечение в виде пучка инвариантных линий, каждая из которых должна характеризоваться устойчивой пятиминеральной ассоциацией. Дивариантные поля  $n$ -сечения, разделенные инвариантными линиями, окажутся проекциями дивариантных поверхностей и трехвариантных объемов пространственной пучковой диаграммы на это сечение и будут обладать четырехминеральными парагенезисами редкометальных минералов. Итак, в дивариантных полях изокалиевого  $n$ -сечения пространственной пучковой диаграммы в координатах  $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{CaO}-\mu\text{K}_2\text{O}$  число сосуществующих минералов на один превышает число виртуальных инертных компонентов редкометальной системы, что формально означает переход в инертное состояние вполне подвижного компонента  $\text{K}_2\text{O}$ . Последнее обусловлено строго определенным значением его химического потенциала ( $\mu\text{K}_2\text{O}=n$ ) в единственном изокалиевом сечении, проходящем через инвариантную точку пространственной пучковой диаграммы.

С другой стороны, строго закрепленное значение  $\mu\text{K}_2\text{O}$  в изокалиевом  $n$ -сечении определяет зависимые значения  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  и  $\mu\text{CaO}$  ( $-\text{Al}_2\text{O}_3$ ) на суммирующей диаграмме изменения составов сосуществующих полевых шпатов, что фиксирует состав сосуществующих полевых шпатов в петрогенной минеральной системе субщелочных метагранитов, сопровождающей анализируемую редкометальную систему. При описании породообразующих минералов было показано, что при независимом изменении  $\mu\text{K}_2\text{O}$  и зависимом  $-\mu\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $-\mu\text{CaO}$ ) и  $\mu\text{Na}_2\text{O}$

равновесие плагиоклаза и калишпата фиксированного состава определяется инертным поведением только одного виртуального инертного компонента —  $\text{CaO}$  ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ).

Для построения пучковой диаграммы парagenезисов редкометалльных минералов в зависимости от химических потенциалов  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$  (рис. 34) в изокалиевом  $n$ -сечении пространственной пучковой

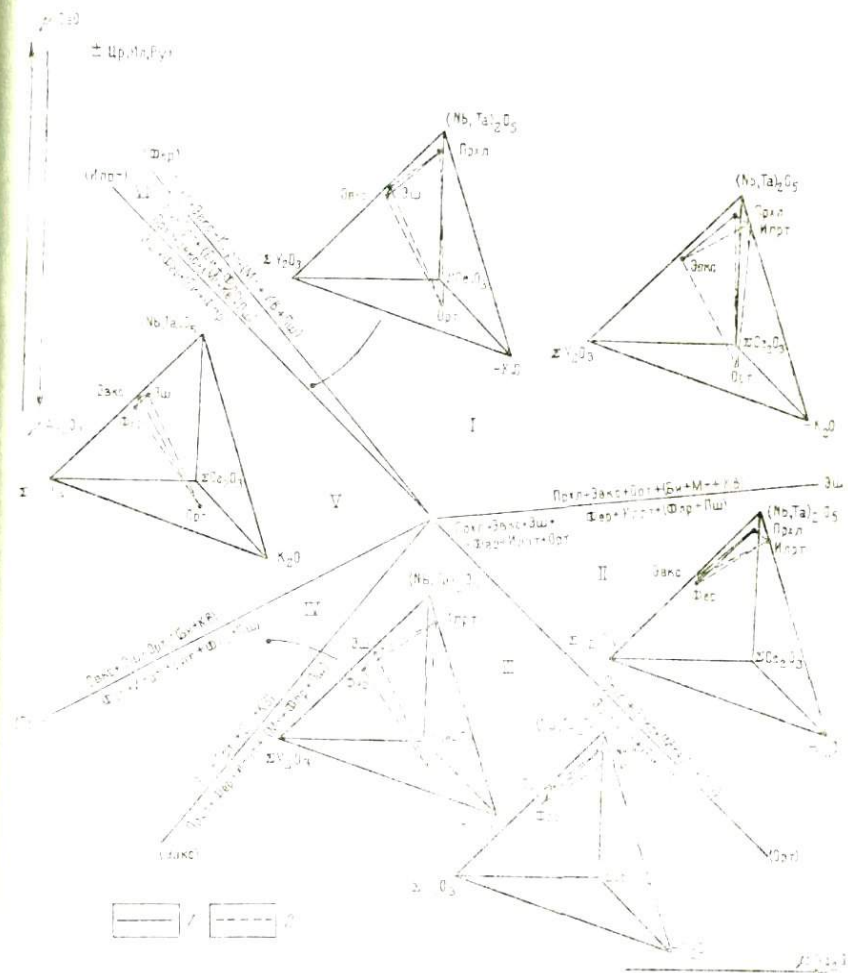


Рис. 34. Пучковая диаграмма парagenезисов редкометалльных минералов флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов в зависимости от химических потенциалов  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$  в изокалиевом  $n$ -сечении пространственной пучковой диаграммы в координатах  $\mu\text{Na}_2 - \mu\text{CaO} - \mu\text{K}_2\text{O}$ .

Для упрощения на тетраэдрических диаграммах состав — парagenезис изображены только типоморфные для каждого поля парagenезиса. I — коннды, лежащие в плоскостях  $\Sigma\text{Y}_2\text{O}_3 - \Sigma\text{Ce}_2\text{O}_3 - (\text{Nb, Ta})_2\text{O}_5$ ;  $\text{K}_2\text{O} - \Sigma\text{Ce}_2\text{O}_3 - \Sigma\text{Y}_2\text{O}_3$ ;  $\text{K}_2\text{O} - \Sigma\text{Ce}_2\text{O}_3 - (\text{Nb, Ta})_2\text{O}_5$ ; 2 — коннды, лежащие в объеме —  $\text{K}_2\text{O} - \Sigma\text{Y}_2\text{O}_3 - \Sigma\text{Ce}_2\text{O}_3 - (\text{Nb, Ta})_2\text{O}_5$ .

ственного пучка в координатах  $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{CaO}-\mu\text{K}_2\text{O}$  составим матрицу (табл. 17) и с помощью определителей рассчитаем реакции моновариантных линий (табл. 18).

Таблица 17

**Матрица для расчета пучковой диаграммы парагенезисов редкометалльных минералов флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов**

Минерал	Виртуальные инертные				Избыточные инертные					Виртуальные вполне подвижные	
	$\text{K}_2\text{O}$	$\Sigma\text{Y}_2\text{O}_3$	$\Sigma\text{Ce}_2\text{O}_3$	$(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5$	$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ биотит	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ магнетит	F флюорит	$\text{SiO}_2$ кварц	$\text{Al}_2\text{O}_3$ полевой шпат	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$
Прхл . . . .	0	0,1	0,3	2,9	0	0,06	0,036	0,08	0,12	0,88	0,94
Эвкс . . . .	0	1,4	0,2	2,0	0,08	0	0,004	0	0,07	0,24	0,03
Эш . . . . .	0	1,2	0,2	2,0	0	0,10	0	0,03	0	0,17	0
Фер . . . . .	0	2,2	0,5	2,6	0,08	0,06	0,006	0,02	0,10	0,13	0,02
Илрт . . . .	0,2	0	0	1,6	0,61	0	0,027	0,10	0,54	0,34	0,25
Орт . . . . .	0,4	0,2	0,7	0	0,19	0,19	0,008	0,36	0,96	1,24	0,45

Примечание. Использованы средние составы минералов флюорит-магнетит-биотитовых гранитов, приведенные в таблицах 1, 2, 4, 6, 14.

Составы породообразующих минералов, вычитающиеся из составов редкометалльных минералов в качестве избыточных инертных компонентов, здесь и в дальнейших расчетах приняты следующими:

Минерал	Виртуальные инертные				Избыточные инертные					Виртуальные вполне подвижные	
	$\text{K}_2\text{O}$	$\Sigma\text{Y}_2\text{O}_3$	$\Sigma\text{Ce}_2\text{O}_3$	$(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_5$	$(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	F	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$
Би . . . . .	0,60	0	0	0	2,60	0	1,10	3,40	0,70	0	0
Мт . . . . .	0	0	0	0	3,10	3,10	0	0	0	0	0
Флр . . . . .	0	0	0	0	0	0	25,0	0	0	12,50	0
Кв . . . . .	0	0	0	0	0	0	0	6,20	0	0	0
Пл+Кпш . .	0,31	0	0	0	0	0	0	4,70	0,80	0	0,47
Пл . . . . .	0	0	0	0	0	0	0	4,70	0,80	0	0,78
Кпш . . . . .	0,62	0	0	0	0	0	0	4,70	0,80	0	0,16

**Моновариантные реакции пучковой диаграммы парагенезисов  
редкометалльных минералов флюорит-магнетит-биотитовых  
метагранитов**

Линии	Моновариантные реакции	$\text{tg } \varphi = \frac{\Delta \text{CaO}}{\Delta \text{Na}_2\text{O}}$
(Прхл)	$3,9 \text{ Эвкс} + 5,36 \text{ Эш} + 1,3 \text{ Орт} + (0,59 \text{ Би} +$ $+ 0,68 \text{ Кв}) + \downarrow 1,00 \text{ Na}_2\text{O} \uparrow = 5,52 \text{ Фер} + 2,6 \text{ Илрт} +$ $+ (0,07 \text{ Флр} + 1,83 \text{ Пш} + 0,45 \text{ Мт}) + \downarrow 1,87 \text{ СаО} \uparrow$	+1,87
(Эвкс)	$24 \text{ Прхл} + 273,01 \text{ Фер} + 129,96 \text{ Илрт} + (64,05 \text{ Мт} +$ $+ 0,46 \text{ Флр} + 101,46 \text{ Пш}) + (63,37 \text{ СаО} \uparrow -$ $- 493,17 \text{ Эш} + 64,53 \text{ Орт} + (44,63 \text{ Би} + 24,80 \text{ Кв}) +$ $+ \downarrow 78,40 \text{ Na}_2\text{O} \uparrow$	+0,80
(Эш)	$24 \text{ Прхл} + 370,61 \text{ Эвкс} + 56,73 \text{ Орт} + (9,43 \text{ Би} +$ $+ 2,29 \text{ Мт} + 38,53 \text{ Кв}) + \downarrow 13,37 \text{ Na}_2\text{O} \uparrow =$ $- 241,89 \text{ Фер} + 113,46 \text{ Илрт} + (0,54 \text{ Флр} +$ $+ 68,47 \text{ Пш}) + \downarrow 110,38 \text{ СаО} \uparrow$	+7,18
(Фер)	$102 \text{ Прхл} + 847 \text{ Эвкс} + 2 \text{ Илрт} + (93,72 \text{ Мт} -$ $- 37,49 \text{ Кв} + 49,09 \text{ Пш}) - 996,5 \text{ Эш} + \text{Орт} +$ $+ (68,79 \text{ Би} + 0,24 \text{ Флр}) + \downarrow 122,24 \text{ Na}_2\text{O} \uparrow +$ $+ \downarrow 123,08 \text{ СаО} \uparrow$	-1,01
Илрт, (Орт)	$24 \text{ Прхл} + 200 \text{ Эвкс} + (21,97 \text{ Мт} + 8,94 \text{ Кв} +$ $+ 11,22 \text{ Пш}) = 233,5 \text{ Эш} + \text{Фер} + (16,08 \text{ Би} +$ $+ 0,05 \text{ Флр}) + \downarrow 28,58 \text{ Na}_2\text{O} \uparrow + \downarrow 29,30 \text{ СаО} \uparrow$	-1,02

Рассмотрим остальные возможные изокалиевые сечения пространственной пучковой диаграммы редкометалльных парагенезисов субщелочных метагранитов в координатах  $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{CaO}-\mu\text{K}_2\text{O}$ .

Очевидно, что при любых значениях  $\mu\text{K}_2\text{O} \neq n$  изокалиевые плоскости будут рассекают пространство  $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{CaO}-\mu\text{K}_2\text{O}$  «выше» (при  $\mu\text{K}_2\text{O} > n$ ) либо «ниже» (при  $\mu\text{K}_2\text{O} < n$ ) инвариантной точки пространственного редкометалльного пучка (рис. 35), так что следы пересечения изокалиевых плоскостей с  $\mu\text{K}_2\text{O} \neq n$  со стабильными и метастабильными частями моновариантных векторов пространственного пучка образуют систему из шести инвариантных (для каждого выбранного сечения) точек, расстояния между которыми будут увеличиваться по мере удаления выбранного сечения от изокалиевой плоскости с  $\mu\text{K}_2\text{O} = n$ . Таким образом, используя любое, кроме  $n$ -плоскости, изокалиевое сечение трехмерной пучковой диаграммы, мы от редкометалльного пучка (см. рис. 34) переходим

к редкометальной мультисистеме, описывающей изменение редкометальных парагенезисов в зависимости от химических потенциалов  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  и состоящей из шести невариантных пятиминеральных пучков, соединенных моновариантными четы-

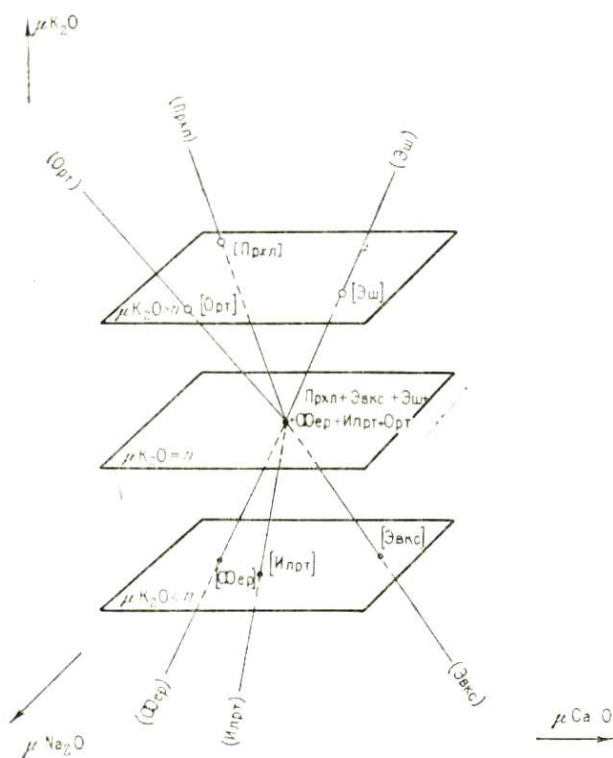


Рис. 35. Схема расположения векторов пучковой диаграммы редкометальных парагенезисов субщелочных гранитоидов в пространстве  $\mu\text{Na}_2\text{O} - \mu\text{CaO} - \mu\text{K}_2\text{O}$ .

Единственное изокальное сечение, проходящее через невариантную точку Пркл, Эвкс, Эш, Фер, Илрт, Орт пространственного пучка ( $n$ -сечение), при строго определенном значении  $\mu\text{K}_2\text{O} = n$  обрывает в плоскости  $\mu\text{Na}_2\text{O} - \mu\text{CaO}$  редкометальную пучковую диаграмму. Все остальные возможные изокальные сечения образуют шестипучковые мультисистемы со стабильными пучками [Эвкс], [Фер], [Илрт] в изокальных сечениях «ниже»  $n$ -сечения ( $\mu\text{K}_2\text{O} < n$ ) и стабильными пучками [Пркл], [Эш], [Орт] в сечениях «выше»  $n$ -сечения ( $\mu\text{K}_2\text{O} > n$ ).

рехминеральными линиями, разделяющими дивариантные, трехминеральные поля. Следовательно, произвольное изменение  $\mu\text{K}_2\text{O}$  не переводит его в разряд инертных компонентов редкометальной системы, а в сопутствующей системе породообразующих минералов субщелочных метагранитов произвольное из-

менение  $\mu\text{K}_2\text{O}$  обеспечивает независимое изменение  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  и  $\mu\text{CaO}$  (как было показано выше), что позволяет зафиксировать состав сосуществующих плагиоклазов и калишпатов только в условиях инертного поведения двух компонентов:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , а не одного  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , как в пучковой диаграмме *n*-сечения.

Для построения соответствующей многопучковой диаграммы редкометалльных парагенезисов субщелочных метагранитов в зависимости от  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$  в любом (кроме *n*-сечения) изокалиевом сечении пространственной пучковой диаграммы в координатах  $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{K}_2\text{O}-\mu\text{CaO}$  рассчитаем с учетом избыточных инертных компонентов составы слагающих ее минералов (табл. 19) и связывающие их моновариантные реакции (табл. 20).

Таблица 19

Матрица для расчета многопучковой диаграммы парагенезисов редкометалльных минералов флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов

Минерал	Виртуальные инертные			Избыточные инертные						Виртуальные вполне подвижные	
	$\Sigma\text{Y}_2\text{O}_3$	$\Sigma\text{Ce}_2\text{O}_3$	(Ta, Nb) $_2\text{O}_5$	(Mg, Fe)O биотит	$\text{Fe}_3\text{O}_4$ магнетит	F флюорит	$\text{SiO}_2$ кварц	$\text{Al}_2\text{O}_3$ альбит	$\text{K}_2\text{O}$ калишпат	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$
Прхл	0,1	0,3	2,9	0	0,06	0,036	0,08	0,12	0	0,88	0,91
Эвкс	1,4	0,2	2,0	0,08	0	0,004	0	0	0,08	0,24	0,01
Эш	1,2	0,2	2,0	0	0,10	0	0,03	0	0	0,17	0
Фер	2,2	0,5	2,6	0,08	0,06	0,006	0	0	0,08	0,13	0,02
Илрт	0	0	1,6	0,61	0	0,027	0,12	0,06	0,60	0,34	0,05
Орт	0,2	0,7	0	0,19	0,19	0,008	0,36	1,14	0,18	1,24	0,86

Полученная диаграмма (рис. 36) состоит из двух систем пучков, каждая из которых метастабильна по отношению к другой. Полное отсутствие бесфергусонитовых и широкое развитие безэшинитовых редкометалльных парагенезисов в субщелочных метагранитах определяют выбор в качестве стабильной ее части системы из [Прхл], [Эш], [Орт] пучков: при этом [Фер], [Эвкс], [Илрт] пучки оказываются метастабильными. Это значит, что моновариантные векторы редкометалльной пучковой диаграммы располагаются в пространстве  $\mu\text{Na}_2\text{O}-\mu\text{CaO}-\mu\text{K}_2\text{O}$  таким образом, что анализируемые изокалиевые плоскости пересекают стабильные части ((Прхл)),

Моновариантные реакции многопучковой диаграммы парагенезисов редкометалльных минералов флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов в изокальневом сечении  $\mu K_2O > n$  пространственной пучковой диаграммы в координатах  $\mu Na_2O - \mu CaO - \mu K_2O$

Пучок	Линии	Моновариантные реакции	$tg \alpha = \frac{\Delta CaO}{\Delta Na_2O}$
[Эш]	(Прхл)	6,29 Эвкс + 1,14 Орт + ↓ 1,06 Na <sub>2</sub> O ↑ = = 4,11 Фер + 1,17 Илрт + ↓ 1,99 CaO ↑	+1,88
	(Эвкс)	2,70 Прхл + ↓ 0,69 CaO ↑ = 0,02 Фер + + 4,87 Илрт + 1,14 Орт + ↓ 3,20 Na <sub>2</sub> O ↑	+0,21
	(Фер)	16 Прхл + ↓ 4,30 CaO ↑ 0,07 Эвкс + + 28,91 Илрт + 6,88 Орт + ↓ 19,02 Na <sub>2</sub> O ↑	+0,23
	(Илрт)	24 Прхл + 150,64 Фер + ↓ 77,85 CaO ↑ = = 229,33 Эвкс + 51,22 Орт + ↓ 66,01 Na <sub>2</sub> O ↑	+1,17
	(Орт)	24 Прхл + 55,78 Эвкс = 36,71 Фер + + 53,57 Илрт + ↓ 11,53 CaO ↑ + + ↓ 18,99 Na <sub>2</sub> O ↑	-0,61
[Орт]	(Прхл)	2,1 Эвкс + 0,52 Фер + 0,78 Илрт = 3,4 Эш + + ↓ 0,27 CaO ↑ + ↓ 0,07 Na <sub>2</sub> O ↑	-3,86
	(Эвкс)	24 Прхл + 90,31 Эш - 50,52 Фер + + 74,94 Илрт + ↓ 4,42 CaO ↑ + ↓ 17,08 Na <sub>2</sub> O ↑	-0,26
	(Эш)	24 Прхл + 55,78 Эвкс = 36,71 Фер + + 53,57 Илрт + ↓ 11,53 CaO ↑ + + ↓ 18,99 Na <sub>2</sub> O ↑	-0,61
	(Фер)	16 Прхл + 136 Эвкс + Илрт = 160 Эш + + ↓ 19,86 CaO ↑ + ↓ 15,97 Na <sub>2</sub> O ↑	-1,24
	(Илрт)	24 Прхл + 200 Эвкс = 233,5 Эш + Фер + + ↓ 29,30 CaO ↑ + ↓ 23,82 Na <sub>2</sub> O ↑	-1,23
[Прхл]	(Эвкс)	5,11 Эш + 0,57 Орт + ↓ 0,64 Na <sub>2</sub> O ↑ = = 2,84 Фер + 1,76 Илрт + ↓ 0,61 CaO ↑	+0,95
	(Эш)	6,29 Эвкс + 1,14 Орт + ↓ 1,06 Na <sub>2</sub> O ↑ = = 4,11 Фер + 1,17 Илрт + ↓ 1,99 CaO ↑	+1,88
	(Фер)	4,55 Эвкс + Илрт + 0,23 Орт + + ↓ 0,10 Na <sub>2</sub> O ↑ = 5,35 Эш + ↓ 0,80 CaO ↑	+8,00
	(Илрт)	2,85 Эвкс + 0,34 Орт + ↓ 0,28 Na <sub>2</sub> O ↑ = = 1,55 Эш + Фер + ↓ 0,71 CaO ↑	+2,54
	(Орт)	2,1 Эвкс + 0,52 Фер + 0,78 Илрт = + 3,4 Эш + ↓ 0,27 CaO ↑ + ↓ 0,07 Na <sub>2</sub> O ↑	-3,86

Примечания. Реакции приведены только для стабильных пучков. 2. В целях упрощения в реакциях не приведены породообразующие минералы субщелочных метагранитов; их состав учтен в матричном составе аксессуарных минералов.



табл. 19), и, следовательно, анализируемая мультисистема принадлежит любым изокалиевым сечениям, располагающимся «выше» (т. е. при  $\mu K_2O > n$ )  $n$ -сечения пространственной пучковой диаграммы. В любых изокалиевых плоскостях, пересекающих пространственный редкометалльный пучок «ниже» (т. е. при  $\mu K_2O < n$ ) его нонвариантной точки, в мультисистеме в качестве стабильной будет реализоваться ее [Фер], [Эвкс], [Илрт] пучки, а [Прхл], [Эш], [Орт] пучки перейдут в метастабильное состояние (см. рис. 35).

Таким образом, химический потенциал  $K_2O$  оказывается важнейшим условием, определяющим общий характер развитой в субщелочных гранитах редкометальной системы: при  $\mu K_2O > n$  в системе будут преобладать фергусонитовые, эвксенитовые, ильменорутитовые парагенезисы, как это и имеет место во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах; при  $\mu K_2O = n$  все редкометальные минералы, участвующие в системе, будут распространены в равной степени; при  $\mu K_2O < n$  большим распространением будут характеризоваться пироксеновые, эцинитовые и ортитовые парагенезисы.

Перейдем к анализу изменения редкометальных парагенезисов субщелочных метагранитов в относительно калиевой области ( $\mu K_2O > n$ ) в зависимости от химических потенциалов  $Na_2O$  и  $CaO$ . Многопучковая диаграмма, приведенная на рис. 36, показывает, что по мере возрастания  $\mu Na_2O$  и  $\mu CaO$  в редкометальной системе флюорит-магнетит-биотитовых гранитоидов должна наблюдаться следующая смена парагенезисов аксессуарных минералов: Илрт+Эш→Прхл+Эш→Прхл+Эвкс→Прхл+Орт при широком развитии фергусонита.

Для доказательства, что эта предсказанная последовательность редкометальных парагенезисов совпадает с истинной, наблюдаемой в реально существующих пробах флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов, и строго соответствует направленным изменениям составов сосуществующих плагиоклаза, калишпата и биотита, на топологический чертеж мультисистемы (см. рис. 36) нанесем сетку взаимного расположения пробочек (рис. 37, см. вкладку) с фиксированными составами полевых шпатов (см. рис. 12) и биотита (см. рис. 14) в двумерном пространстве  $\mu Na_2O - \mu CaO (-\mu Al_2O_3)^*$ . Как следует из диаграммы, редкометальный парагенезис, имеющийся в той или иной конкретной, реально существующей пробе (см. табл. 13), полностью отвечает тому полю щелочности теоретически рассчитанной многопучковой редкометальной диаграммы, в которое попадает эта проба по составу слагающих ее плагиоклаза, калишпата и биотита.

В связи с заменой  $\mu Al_2O_3$  на  $\mu CaO$  пространственная система пробочек на рис. 12 и на совмещенной диаграмме (рис. 37) изображена в зеркальном отражении по отношению к линии экстремумов ( $C_1^{Pl} = C_1^{Кш}$ ).

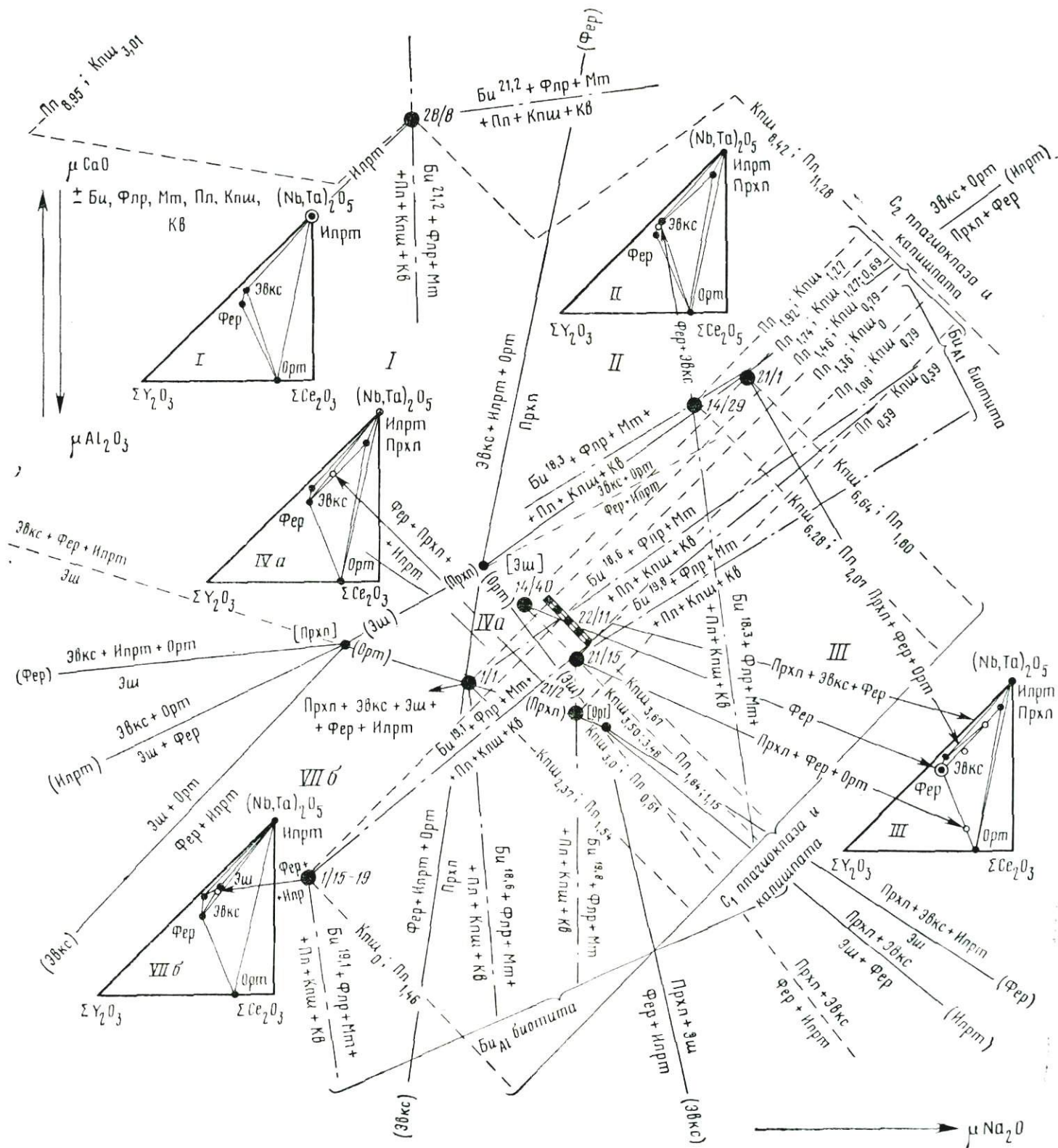


Рис. 37. Совмещенная диаграмма парагенезисов редкометальных (рис. 36) и составов породообразующих минералов (рисунки 12, 14) флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов в зависимости от химических потенциалов  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$ . Изображена только часть диаграммы рис. 36, стабильная в условиях субцелочных метагранитов (изокальцевые сечения редкометального пространственного пучка с  $\mu\text{K}_2\text{O} > \mu$ ). Диаграммы состав-парагенезис приведены только для тех частей диаграммы, в которые по составу плагиоклаза и биотита попадают реальные пробы — точки (залитые кружки). Сетка проб-точек перенесена с диаграммы рис. 12 в учетверенном масштабе и зеркально отображена по отношению к линии экстремумов  $\text{C}_1\text{Pl}=\text{C}_1\text{Kшш}$ . Редкометальные парагенезисы в реальных пробах изображены незалитыми кружками на диаграммах состав-парагенезис и соединены стрелками с символами минералов с точками соответствующих проб (остальные обозначения см. подрисочную подпись к рис. 36)

Действительно, анализ диаграммы на рис. 37 (см. вкладку) показывает, что ильменорутил, характерный для наиболее кислотных условий эндоконтактовых метагранитов (поле I; проба 28/8;  $C_1^{Пл}$  8,42,  $C_1^{Кпш}$  11,28;  $C_2^{Пл}$  8,95,  $C_2^{Кпш}$  3,01; Би<sub>Al</sub> 21,2\*), с возрастанием щелочности сменяется ильменорутил-фергусонитовой ассоциацией, устойчивой в наименее щелочных условиях флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов (поле VIIб; проба 1/15—19;  $C_1^{Пл}$  1,46,  $C_1^{Кпш}$  0;  $C_2^{Пл}$  1,36,  $C_2^{Кпш}$  0. Би<sub>Al</sub> 19,1). Дальнейшее повышение щелочности вызывает появление пирохлоровых ассоциаций: сначала с эшинитом (фергусонитом, ильменорутилом — проба 1/1, фациальный переход между полями VIIб и IVа;  $C_1^{Пл}$  1,54,  $C_1^{Кпш}$  2,32;  $C_2^{Пл}$  1,46,  $C_2^{Кпш}$  0,79; Би<sub>Al</sub> 18,6; проба 21/2; поле IVа;  $C_1^{Пл}$  0,61,  $C_1^{Кпш}$  3,0;  $C_2^{Пл}$  0,59,  $C_2^{Кпш}$  0,59), а затем — с эвксенитом (фергусонитом — проба 22/11; поле III;  $C_1^{Кпш}$  3,67;  $C_2^{Кпш}$  0,79; проба 14/40, поле III,  $C_1^{Пл}$  1,15,  $C_1^{Кпш}$  3,48;  $C_2^{Пл}$  1,74,  $C_2^{Кпш}$  1,27; проба 14/29; поле II,  $C_1^{Пл}$  2,07,  $C_1^{Кпш}$  6,28;  $C_2^{Пл}$  1,92,  $C_2^{Кпш}$  1,27; Би<sub>Al</sub> 18,3). При максимальных потенциалах  $Na_2O$  и  $CaO$  (проба 21/1; поле III;  $C_1^{Пл}$  1,80,  $C_1^{Кпш}$  6,64;  $C_2^{Пл}$  1,74,  $C_2^{Кпш}$  0,69) или резком повышении натровой щелочности (проба 21/15, поле III;  $C_1^{Пл}$  1,84,  $C_1^{Кпш}$  3,50;  $C_2^{Пл}$  1,08,  $C_2^{Кпш}$  0,79; Би<sub>Al</sub> 19,8) устойчивы ортитовые парагенезисы с пирохлором и фергусонитом.

Полученный ряд аксессуарных минералов свидетельствует о том, что по мере возрастания щелочности среды в силу кислотно-основного взаимодействия последовательно усиливаются химические активности окислов:  $(Nb, Ta)_2O_5 \rightarrow \Sigma Y_2O_3 \rightarrow \Sigma Ce_2O_3$  что хорошо увязывается с их кислотно-основными свойствами [электроотрицательность  $(Nb, Ta)_2O_5$ —1,7;  $\Sigma Y_2O_3$ —1,28,  $\Sigma Ce_2O_3$ —1,24; Бацанов, 1962]. По-видимому, по этой же причине в полученном ряду минералов слева направо возрастает  $Ta:Nb$ : ильменорутил—0,045, эшинит, эвксенит—0,006—0,058, пирохлор—0,137.

Итак, последовательное применение парагенетического анализа породообразующих минералов, детального анализа изменения их составов и анализа парагенезисов редкометалльных минералов позволило с большой достоверностью выяснить условия концентрации некоторых р. э. щелочных гранитов: Та, Nb, TR, Be.

1. Редкометалльная система щелочных метагранитов насчитывает девять аксессуарных минералов (пирохлор, ильменорутил, фергусонит, эшинит, эвксенит, ортит, монацит, гадолинит, циркон). Фациальная граница между эгирин-рибекитовыми и флюорит-магнетит-биотитовыми метагранитами разделяет общую редкометалльную систему гранитоидов массива на две части: первую тантал-ниобиево-цериево-редкоземельно-циркониевую (виртуальные инертные компоненты  $(Ta, Nb)_2O_5$ ,  $\Sigma Ce_2O_3$ ,  $ZrO_2$ ), характерную для более щелочных условий эгирин-рибеки-

товых метагранитов и представленную пироксеном, ильменорутилом, ортитом, монацитом, цирконом, и вторую, тантал-ниобиево-цериево-редкоземельно-иттрово-бериллиево-циркониевую (виртуальные инертные компоненты  $(Ta, Nb)_2O_5$ ;  $\Sigma Ce_2O_3$ ;  $\Sigma Y_2O_3$ ;  $BeO$ ;  $ZrO_2$ ), реализующуюся в более кислотных условиях флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов и представленную всеми перечисленными редкометальными минералами.

2. Предположение о наличии строгой взаимосвязи между составами пороодообразующих минералов в петрогенной системе и изменении парагенезисов аксессуарных минералов в сопутствующей редкометальной системе в пределах единой минеральной фации позволило на основе анализа составов сосуществующих полевых шпатов и биотитов провести анализ парагенезисов редкометальных минералов флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов. Оказалось, что изменение минеральных парагенезисов редкометальной системы субщелочных метагранитов, включающей помимо избыточных и обособленных три виртуальных инертных компонента  $(Ta, Nb)_2O_5$ ;  $\Sigma Y_2O_3$ ;  $\Sigma Ce_2O_3$  должно описываться пространственной пучковой диаграммой в координатах  $\mu Na_2O - \mu CaO - \mu K_2O$ .

3. Анализ пространственной пучковой диаграммы, выполненный методом изокалиевых сечений объема  $\mu Na_2O - \mu CaO - \mu K_2O$ , показал, что химический потенциал  $K_2O$  является важнейшим фактором, обуславливающим преимущественное развитие той или иной части общей редкометальной системы флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов.

Только в единственном изокалиевом сечении пространственного пучка, проходящем через неинвариантную точку ( $n$ -сечение), все парагенезисы редкометальной системы субщелочных гранитоидов возникают с равной степенью вероятности и их реализация зависит только от химических потенциалов  $Na_2O$  и  $CaO$ , что описывается соответствующей пучковой диаграммой  $n$ -сечения.

Любые другие изокалиевые сечения с  $\mu K_2O \neq n$  характеризуются преимущественным развитием лишь части минеральных парагенезисов общей редкометальной системы. Сечения, проходящие «выше» неинвариантной точки пространственного пучка ( $\mu K_2O > n$ ), обладают преимущественно фергусонитовыми, эвксенитовыми и ильменорутиловыми парагенезисами (как это имеет место в исследуемых флюорит-магнетит-биотитовых гранитоидах), и условия их реализации в зависимости от изменения  $\mu Na_2O$ ,  $\mu CaO$  описываются соответствующей мультисистемой, состоящей из [Прхл], [Эш], [Орт] стабильных и [Фер], [Эвкс], [Илрт] метастабильных пятиминеральных пучков.

Изокалиевые сечения, проходящие «ниже» неинвариантной точки пространственного пучка ( $\mu K_2O < n$ ), должны характеризоваться преимущественным развитием пироксеновых, эши-

нитовых и ортитовых парагенезисов, а их изменения в зависимости от изменения химических потенциалов  $\mu\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\mu\text{CaO}$  будут описываться аналогичной мультисистемой, но в качестве стабильной ее части будут выступать [Фер], [Эвкс], [Илрт] пучки, тогда как [Прхл], [Эш], [Орт] пучки окажутся метастабильными.

Показано, что любое изокалиевое сечение пространственной редкометальной пучковой диаграммы в сопутствующей системе породообразующих минералов характеризуется строго фиксированными составами плагиоклаза, калишпата и биотита.

4. Анализ стабильной (в условиях флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов) части многопучковой редкометальной диаграммы позволил установить, что реальная смена парагенезисов аксессуарных минералов субщелочных гранитондов обусловлена изменением химических потенциалов  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$  и по мере повышения щелочности представлена рядом: Илрт  $\rightarrow$  Илрт + Фер  $\rightarrow$  Илрт + Прхл + Фер  $\rightarrow$  Прхл + Эш + Фер  $\rightarrow$  Прхл + Эвкс + Фер  $\rightarrow$  Прхл + Орт + Фер, что полностью отвечает теоретически предсказанной последовательности редкометальных парагенезисов.

В сопутствующей петрогенной системе изменениям парагенезисов аксессуарных минералов строго отвечают направленные изменения составов сосуществующих полевых шпатов и биотита. Этот факт является однозначным доказательством сделанного ранее предположения о том, что изменения состава сосуществующих породообразующих минералов в пределах фации синхронны изменению редкометальных парагенезисов и вызываются действием одних и тех же факторов.

5. Независимые изменения химических потенциалов виртуальных вполне подвижных компонентов  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$  вызывают изменения составов породообразующих минералов, чем обуславливают зависимое изменение химического потенциала инертного компонента  $\text{K}_2\text{O}$  в петрогенной системе щелочных и субщелочных метагранитов. По отношению к редкометальной системе этих пород  $\mu\text{K}_2\text{O}$  является в общем случае независимым параметром, что и позволяет использовать его в качестве третьего виртуального вполне подвижного компонента. Таким образом, химические потенциалы  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  оказываются факторами концентрации р. э. щелочных и субщелочных метагранитов и обуславливают смену редкометальных парагенезисов как между, так и внутри их минеральных фаций.

#### **Рассеянная форма нахождения некоторых редких элементов в щелочных метасоматических гранитах**

##### *СООТНОШЕНИЯ РАССЕЯННОЙ И КОНЦЕНТРИРОВАННОЙ ФОРМ*

Анализ нахождения элементов в рассеянной форме затруднен двумя обстоятельствами: во-первых, содержания рассеянных элементов в породообразующих минералах обычно нахо-

дятся на пределе или ниже чувствительности аналитических методов определения элемента; во-вторых, всегда существует опасность, что вместо чистой минеральной фазы анализируется механическая смесь из породообразующего минерала и мельчайших включений собственно редкометаллических фаз. Поэтому далеко не во всех природных объектах и не во всех минеральных видах возможен корректный анализ рассеянной формы нахождения элемента, представляющий значительный интерес и позволяющий подойти к решению важных теоретических и практических задач: 1) оценки роли кристаллохимического фактора, т. е. совокупности особенностей химического состава, кристаллической структуры и других, в различной способности к рассеиванию р. э. в различных минеральных видах; 2) выявление способностей к рассеиванию р. э. у одних и тех же минеральных видов в зависимости от условий их образования; 3) оценка связей концентрированной и рассеянной форм нахождения р. э. в горных породах. Решению главным образом двух последних задач и посвящен настоящий раздел работы.

Для анализа рассеянной формы нахождения р. э. в породах нами выбраны две диаметрально противоположные группы элементов: 1) элементы, основная масса которых в щелочных метагранитах находится в концентрированной форме (Nb, Ta, TR); 2) элементы, полностью рассеянные в породообразующих минералах этих пород (Li, Rb, Sr). Изучению подвергались породообразующие минералы, слагающие большую часть щелочных метагранитов: кварц, плагиоклаз, калишпат и биотит.

#### *ТАНТАЛ И НИОБИЙ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ СУБЩЕЛОЧНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАГРАНИТОВ*

Данные по содержанию,  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  в калишпате, плагиоклазе, кварце, биотите, а также в концентрированной и рассеянной формах приведены в таблицах 21, 22 и на рисунках 30, 31, 38, 39, 40, 41.

При анализе рисунков 30 и 31 устанавливается, что общая масса рассеянных тантала и ниобия, составляя в фации эгиринрибекитовых метагранитов 3,4 и 76,6 г/т соответственно, достигает максимума во флюорит-магнетит-биотитовых гранитоидах ( $Ta_2O_5$ —9,0 г/т и  $Nb_2O_5$ —106,0 г/т) и резко снижается в эндоконтактных метагранитах ( $Ta_2O_5$ —3,0 г/т,  $Nb_2O_5$ —42,1 г/т) и головных зонах метасоматических колонок осаждения в скиалитах ( $Ta_2O_5$ —0,8 г/т,  $Nb_2O_5$ —19,4 г/т). В плагиопегматитах количества тантала и ниобия в рассеянной форме близки к эндоконтактным метагранитам (3,6 и 40,9 г/т соответственно). В указанном ряду пород масса тантала и ниобия в концентрированной форме изменяется вполне аналогично ( $Ta_2O_5$ : 25,8—57,9—8,2—0—0,1 г/т;  $Nb_2O_5$ : 360,9—1253,1—181,4—0—2,3 г/т). Подобная закономерность полностью подтверждает

$Ta_2O_5, \text{г/т}$

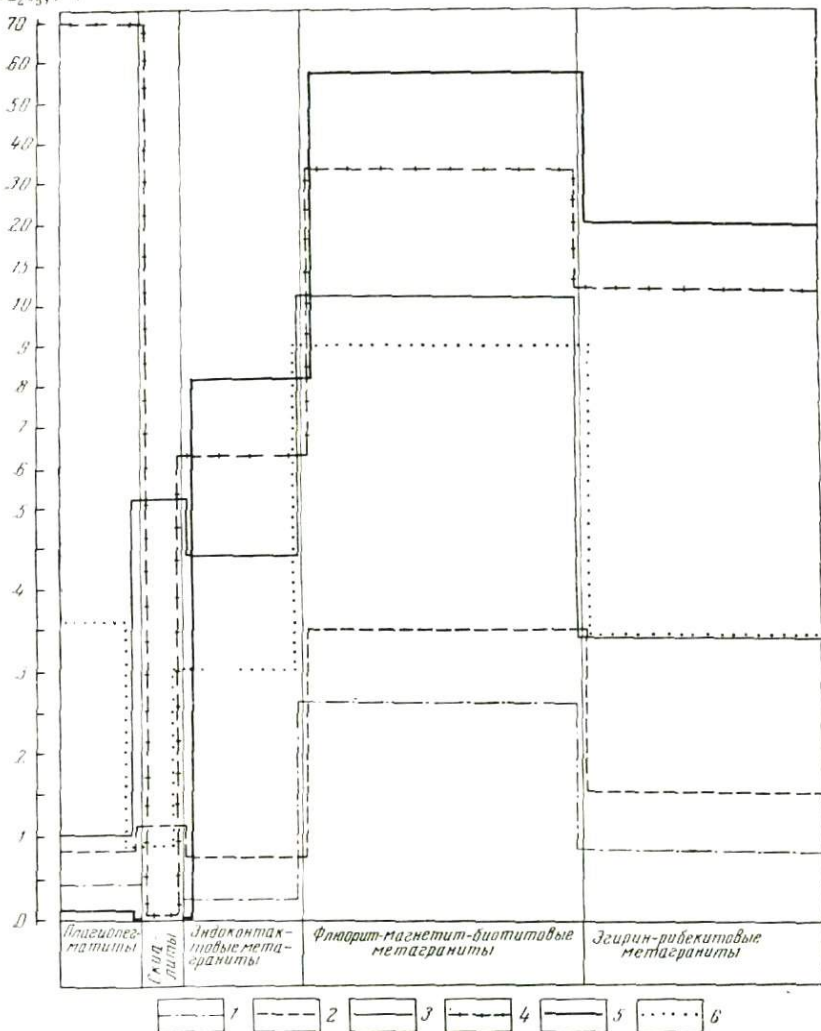


Рис. 38. Средние содержания  $Ta_2O_5$  в породообразующих минералах гранитоидов массива:

1 — в калишпате, 2 — в плагиоклазе, 3 — в кварце; в биотите: 4 — общее, 5 — в концентрированной форме, 6 — в рассеянной форме

Содержания  $Ta_2O_5$ ,  $Nb_2O_5$  (г/т) и  $Ta:Nb$  в породе

Элементы и их соотношение	Порода	Номер пробы	Минерал					
			Кпш		Пл		Кв	
			В пробах	Среднее	В пробах	Среднее	В пробах	Среднее
$Ta_2O_5$	Плагио-пегматиты	2/4	0,4	0,4	1,3	0,8	0,3	1,0
		20/13	0,4		0,4		1,8	
	Скиалиты	21/14	—	—	1,1	1,1	5,2	5,2
	Эндокон-тактовые метаграниты	1/13	—	0,2	1,2	0,7	5,0	4,4
		200/18	—		0,4		7,8	
		28/8	0,2		0,4		0,4	
	Флюорит-магнетит-биотитовые метаграниты	1/15—19	7,0	2,6	7,7	3,5	28,0	10,9
		1/1	3,0		3,8		5,4	
		22/11	0,9		1,4		5,7	
		14/40	1,9		2,6		12,0	
		21/25	0,6		1,5		4,3	
		14/29	4,3		6,4		18,0	
		21/1	0,7		1,3		2,8	
	Эгирин-рибекитовые метаграниты	14/4	0,6	0,8	3,1	1,5	8,8	3,4
		14/1	0,6		2,1		1,3	
22/5		1,2	0,8		3,3			
21/2		0,8	1,2		2,7			
27/8		1,2	1,4		10,0			
14/12		0,4	0,5		3,6			
$Nb_2O_5$	Плагио-пегматиты	2/4	8,0	10,0	16,0	15,5	8,0	19,0
		20/13	12,0		15,0		30,0	
	Скиалиты	21/14	—	—	20,0	20,0	70,0	70,0
	Эндокон-тактовые метаграниты	1/13	—	6,0	10,0	13,0	40,0	44,0
		200/18	—		20,0		80,0	
		28/8	6,0		9,0		12,0	

## образующих минералах, гранитоидов массива

Минерал									
Биоб		Бир		Биос		К.ф.		Р.ф.	
В пробах	Среднее	В пробах	Среднее	В пробах	Среднее	В пробах	Среднее	В пробах	Среднее
70,0	70,0	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,21	0,1	6,24	3,6
Не опр.		Не опр.		Не опр.		—		0,99	
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	0	0,83	0,83
12,0	6,3	Не обн.	Не обн.	12,0	6,3	—	8,2	4,07	3,0
Не обн.		Не обн.		—		3,96			
7,0		Не обн.		7,0		24,61		0,97	
10,0	33,8	Не обн.	Не обн.	10,0	33,8	115,82	57,9	17,50	9,0
Не опр.		Не опр.		—		6,90			
62,0		Не обн.		62,0		56,21		6,09	
Не опр.		Не обн.		Не обн.		46,80		5,94	
53,0		Не обн.		53,0		3,73		4,74	
10,0		Не обн.		10,0		135,46		9,45	
Не опр.		Не опр.		Не опр.		14,08		12,68	
9,0	12,0	Не обн.	Не обн.	9,0	12,0	25,05	25,8	6,21	3,4
—		—		—		64,17		3,30	
—		—		—		1,10		1,71	
—		—		—		85,69		1,42	
—		—		—		36,75		3,40	
15,0		Не обн.		15,0		2,17		4,41	
634,0	634,0	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	4,60	2,30	61,14	40,90
Не опр.		Не опр.		Не опр.		0,05		20,65	
15,0	15,0	5,0	5,0	10,0	10,0	—	0	19,40	19,40
140,0	189,3	30,0	79,3	110,0	110,0	—	181,4	32,25	42,10
138,0		98,0		40,0		—		59,14	
290,0		110,0		180,0		544,14		34,87	

Элементы и их соотношения	Порода	Номер пробы	Минералы					
			Кпш		Пл		Кв	
			В пробах	Среднее	В пробах	Среднее	В пробах	Среднее
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Флюорит-магнетит-биотитовые метаканиты	1/15—19	60,0	33,6	80,0	52,8	260,0	96,0
		1/1	30,0		52,0		42,0	
		22/11	15,0		18,0		20,0	
		14/40	20,0		30,0		40,0	
		21/15	20,0		30,0		70,0	
		14/29	70,0		140,0		120,0	
		21/1	20,0		20,0		120,0	
	Эгирин-рибекитовые метаканиты	14/4	20,0	11,3	40,0	19,2	170,0	75,3
		14/1	6,0		16,0		90,0	
		22/5	10,0		10,0		15,0	
		21/2	11,0		18,0		90,0	
		27/8	12,0		17,0		47,0	
		14/12	9,0		14,0		40,0	
	Плагиопегматиты	2/4	0,050	0,042	0,081	0,054	0,037	0,049
20/13		0,033	0,027		0,060			
Скиалиты	21/14	—	—	0,055	0,055	0,074	0,074	
Эндоконтактовые метаканиты	1/13	—	0,033	0,120	0,061	0,125	0,085	
	200/18	—		0,020		0,097		
	28/8	0,033		0,044		0,033		
Ta:Nb	Флюорит-магнетит-биотитовые метаканиты	1/15—19	0,117	0,071	0,096	0,071	0,108	0,151
		1/1	0,100		0,073		0,129	
		22/11	0,060		0,078		0,285	
		14/40	0,095		0,087		0,300	
		21/15	0,030		0,050		0,061	
		14/29	0,061		0,046		0,150	
		21/1	0,035		0,065		0,023	
Эгирин-рибекитовые метаканиты	14/4	0,030	0,078	0,077	0,079	0,052	0,103	
	14/1	0,100		0,131		0,014		
	22/5	0,120		0,080		0,220		
	21/2	0,073		0,067		0,030		
	27/8	0,100		0,082		0,213		
	14/12	0,044		0,036		0,090		

Примечание. Расчеты значений К. ф. и Р. ф., а также ссылки на лаборатории и анализы даны в табл. 22.

Элементы и их соотношения	Порода	Номер пробы	Минералы									
			Биоб		Бир		Биос		К. ф.		Р. ф.	
			В пробах	Среднее	В пробах	Среднее	В пробах	Среднее	В пробах	Среднее	В пробах	Среднее
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Флюорит-магнетит-биотитовые метаканиты	1/15—19	290,0	557,5	110,0	92,5	180,0	465,0	3440,86	1253,10	150,71	106,0
		1/1	Не опр.		Не опр.		Не опр.		562,18		89,24	
		22/11	830,0		40,0		790,0		418,95		81,79	
		14/40	Не опр.		Не опр.		Не опр.		1414,20		36,48	
		21/15	810,0		120,0		690,0		93,03		81,11	
		14/29	300,0		100,0		200,0		2513,42		125,10	
		21/1	Не опр.		Не опр.		Не опр.		329,36		177,52	
	Эгирин-рибекитовые метаканиты	14/4	593,0	481,5	453,0	336,5	140,0	145,0	301,41	360,90	270,94	76,6
		14/1	—		—		—		633,06		46,91	
		22/5	—		—		—		10,90		23,05	
		21/2	—		—		—		461,94		38,12	
		27/8	—		—		—		710,17		23,02	
		14/12	370,0		220,0		150,0		47,80		57,36	
	Плагиопегматиты	2/4	0,110	0,110	—	—	—	—	0,046	0,046	0,108	0,077
20/13		—	—		—		—		0,046			
Скиалиты	21/14	—	—	—	—	—	—	—	—	0,060	0,060	
Эндоконтактовые метаканиты	1/13	0,086	0,055	—	—	0,109	0,074	—	0,045	0,096	0,067	
	200/18	—		—		—		0,034		0,034		
	28/8	0,024		—		0,039		0,045		0,025		
Ta:Nb	Флюорит-магнетит-биотитовые метаканиты	1/15—19	0,035	0,052	—	—	0,056	0,065	0,034	0,057	0,076	0,084
		1/1	—		—		—		0,058		0,098	
		22/11	0,075		—		0,078		0,134		0,079	
		14/40	—		—		—		0,033		0,183	
		21/15	0,065		—		0,077		0,040		0,064	
		14/29	0,033		—		0,050		0,054		0,061	
		21/1	—		—		—		0,043		0,030	
Эгирин-рибекитовые метаканиты	14/4	0,019	0,030	—	—	0,064	0,082	0,083	0,073	0,026	0,077	
	14/1	—		—		—		0,101		0,036		
	22/5	—		—		—		0,100		0,152		
	21/2	—		—		—		0,056		0,040		
	27/8	—		—		—		0,052		0,166		
	14/12	0,041		—		0,100		0,045		0,045		

литиков даны в табл. 22.

Поминеральные балансы содержания Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в гранитоидах массива

Номер пробы	Порода	Минералы, формы нахождения элементов	Содержание минералов в породе, г/т	Содержание в минералах, вес. %		Количества, содержащиеся в минерале в 1 т породе, г		Доля в минерале по отношению к общему содержанию в породе, %		Т = $\frac{mTa_2O_5}{mNb_2O_5}$	Лаборатория, аналитики, ссылки	
				Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			
2/4	Платинопегматит	Идарт	13	1,60	35,38	0,21	4,60	3,26	7,00	Табл. 14, анализы 3, 8	ИМГРЭ, Т. А. Капитанова	
		Мон. К. ф.	4	0,03	0,009	—	—	—	—			—
		Би	70 000	70 · 10 <sup>-4</sup>	634 · 10 <sup>-4</sup>	4,90	44,38	75,97	67,52			7,00
		Му	40 000	17,0 · 10 <sup>-4</sup>	165 · 10 <sup>-4</sup>	0,68	6,60	10,54	10,04			0,050
		Клш	40 000	0,4 · 10 <sup>-4</sup>	8 · 10 <sup>-4</sup>	0,02	0,32	0,31	0,49			0,037
		Кв	450 000	0,3 · 10 <sup>-4</sup>	8 · 10 <sup>-4</sup>	0,13	3,60	2,01	5,46			0,081
		Пл	390 000	1,3 · 10 <sup>-4</sup>	16 · 10 <sup>-4</sup>	0,51	6,24	7,91	9,49			0,102
		Прочие	9 983	Не опр.	Не опр.	—	—	—	—			—
		Р. ф.	—	—	—	6,24	61,14	96,74	93,00			—
		Р. с.	—	—	—	6,45	65,74	100,00	100,00			—
С. х.	—	—	—	5,40	60,00	—	—	—				
Ошибка, %	—	—	—	+16,3	+8,7	—	—	—	0,900			
20/13	Платинопегматит	Мон. К. ф.	69	0,003	0,009	—	—	—	—	0,05	0,200	
		Клш	120 000	0,4 · 10 <sup>-4</sup>	12 · 20 <sup>-4</sup>	0,05	1,44	5,05	6,97	0,033		
		Пл	420 000	0,4 · 10 <sup>-4</sup>	15 · 10 <sup>-4</sup>	0,17	6,30	17,17	30,51	0,027		
		Кв	430 000	1,8 · 10 <sup>-4</sup>	30 · 10 <sup>-4</sup>	0,77	12,90	77,78	62,47	0,060		
		Прочие	29 931	Не опр.	Не опр.	—	—	—	—	—		
		Р. ф.	—	—	—	0,99	20,65	100,00	99,95	—	0,048	
		Р. с.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		С. х.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		Ошибка, %	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		21/14	Спагит	К. ф.	—	—	—	—	—	—	—	—
Би	460 000			Не обн.	15 · 10 <sup>-4</sup>	—	6,90	—	35,57	—	—	
Пл	240 000			1,1 · 10 <sup>-4</sup>	20 · 10 <sup>-4</sup>	0,26	4,80	31,32	24,74	0,055		
Кв	110 000			5,2 · 10 <sup>-4</sup>	70 · 10 <sup>-4</sup>	0,57	7,70	68,68	39,69	0,074		
Прочие	190 000			Не опр.	Не опр.	—	—	—	—	—		
Р. ф.	—			—	—	0,83	19,40	100,00	100,00	—	0,043	
Р. с.	—			—	—	—	—	—	—	—	—	
С. х.	—			—	—	0,83	19,40	—	—	—	—	
Ошибка, %	—			—	—	—72,3	-61,2	—	—	—	0,060	
1/13	Эпиконтактовый метаранит			К. ф.	—	—	—	—	—	—	—	—
		Би	80 000	12 · 10 <sup>-4</sup>	140 · 10 <sup>-4</sup>	0,96	11,20	23,59	31,77	—	—	
		Му	50 000	13 · 10 <sup>-4</sup>	85 · 10 <sup>-4</sup>	0,65	4,25	15,97	12,06	—	—	
		Клш	110 000	Не опр.	Не опр.	—	—	—	—	—	—	
		Пл	340 000	1,2 · 10 <sup>-4</sup>	10 · 10 <sup>-4</sup>	0,41	3,40	10,07	9,65	0,120		
		Кв	410 000	5 · 10 <sup>-4</sup>	40 · 10 <sup>-4</sup>	2,05	16,40	50,37	46,52	0,125		
		Прочие	10 000	Не опр.	Не опр.	—	—	—	—	—		
		Р. ф.	—	—	—	4,07	32,25	100,00	100,00	—	0,115	
		Р. с.	—	—	—	4,07	32,25	—	—	—	—	
		С. х.	—	—	—	4,00	40,00	—	—	—	—	
Ошибка, %	—	—	—	+1,7	-11,9	—	—	—	0,100			

Номер пробы	Порода	Минералы, формы нахождения элементов	Содержание минералов в породе, г/т	Содержание в минералах, вес. %		Количества, содержащиеся в минерале в 1 т породы, г		Доля в минерале по отношению к общему содержанию в породе, %		$T = \frac{mTa_2O_5}{mNb_2O_5}$	Лаборатории, аналитики, ссылки
				Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		
200,18	Эндоконтактовый метагранит	К. ф.	—	—	—	—	—	—	—	—	ИМГРЭ, Т. А. Капитонова То же
		Би	140 000	Не обн.	138 · 10 <sup>-4</sup>	—	19,32	—	32,67	0,020 0,097 0,067	
		Му	90 000	8 · 10 <sup>-4</sup>	18 · 10 <sup>-4</sup>	0,72	1,62	18,18	2,73		
		Пл	310 000	0,4 · 10 <sup>-4</sup>	20 · 10 <sup>-4</sup>	0,12	6,20	3,03	10,48		
		Кв	400 000	7,8 · 10 <sup>-4</sup>	80 · 10 <sup>-4</sup>	3,12	32,00	78,79	54,12		
Прочие Р. ф.	60 000	Не опр.	Не опр.	—	—	—	—				
		Р. с. С. х. Ошибка, %				3,96 5,00 -20,8	59,14 50,00 +15,5			0,100	
28,8	Эндоконтактовый метагранит	Илрт К. ф.	1 538	1,60	35,38	24,61 24,61	544,14 544,14	96,21 96,21	93,98 93,98	0,045	Табл. 14, анализ 3
		Циркон Прочие Би	122 8 340 90 000	0,005 Не опр. 7 · 10 <sup>-4</sup>	0,037 Не опр. 290 · 10 <sup>-4</sup>	0,01 — 0,63	0,04 — 26,10	0,04 — 2,46	0,01 — 4,50	0,033 0,041 0,033 0,028	ИМГРЭ, Т. А. Капитонова
		Клш	180 000	0,2 · 10 <sup>-4</sup>	6 · 10 <sup>-4</sup>	0,04	1,08	0,16	0,19		
		Пл	330 000	0,4 · 10 <sup>-4</sup>	9 · 10 <sup>-4</sup>	0,13	2,97	0,51	0,51		
		Кв	390 000	0,4 · 10 <sup>-4</sup>	12 · 10 <sup>-4</sup>	0,16	4,68	0,62	0,81		
Р. ф.				0,97	34,87	3,79	6,02				
		Р. с. С. х. Ошибка, %				25,58 21,00 +17,9	579,01 530,00 +8,5	100,00 100,00		0,040	

1,15—19	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	Фер Мон Илрт К. ф.	6 957 1 666 456	1,56 Не обн. 1,60	47,14 Не обн. 35,38	108,53 — 7,29 115,82	3279,53 — 161,33 3440,86	81,41 — 5,47 86,88	91,31 — 4,49 95,80	0,034	Табл. 14, анализ 7 " " 9 " " 3
		Циркон Мт	38 882 3 786	0,005 178 · 10 <sup>-4</sup>	0,037 0,23	1,94 2,11	14,39 8,71	1,45 1,58	0,40 0,24	0,117 0,096 0,108 0,111	" ИМГРЭ, 10 М. Р. Петерсон ИМГРЭ, Т. А. Капитонова
		Прочие Би	19 253 9 000	Не опр. 10 · 10 <sup>-4</sup>	Не опр. 290 · 10 <sup>-4</sup>	— 0,09	— 2,61	— 0,07	— 0,07		
		Клш	310 000	7,0 · 10 <sup>-4</sup>	60 · 10 <sup>-4</sup>	2,17	18,60	1,63	0,52		
		Пл	290 000	7,7 · 10 <sup>-4</sup>	80 · 10 <sup>-4</sup>	2,23	23,20	1,67	0,65		
Кв Р. ф.	320 000	28 · 10 <sup>-4</sup>	260 · 10 <sup>-4</sup>	8,96 17,50	83,20 150,71	6,72 13,12	2,82 4,20				
		Р. с. С. х. Ошибка, %				133,32 180,0 -25,9	3591,57 2800,00 +22,0	100,00 100,00		0,064	
1/1	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	Эш	1 098	2,36	35,83	25,91	393,41	65,19	60,41	0,058	Табл. 14, анализ 4 " " 3 " " 6 " " 5 " " 9 " " 1
		Илрт	181	1,60	35,38	2,90	64,04	7,29	9,83		
		Фер	126	0,56	45,19	0,71	56,94	1,79	8,74		
		Эвкс	105	2,23	38,60	2,34	40,53	5,89	6,22		
		Мон	5	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—		
		Прхл К. ф.	15	6,62	48,41	0,99 32,85	7,26 562,18	2,49 82,65	1,11 86,30		

Номер пробы	Порода	Минералы, формы нахождения элементов	Содержание минералов в породе, г/т	Содержание в минералах, вес. %		Количества, содержащиеся в минерале в 1 т породы, г		Доля в минерале по отношению к общему содержанию в породе, %		$T = \frac{mTa_2O_5}{mNb_2O_5}$	Лаборатории, аналитики, ссылки
				Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		
1/11		Циркон Мт	12 893 38 685	0,005 66·10 <sup>-4</sup>	0,037 1210·10 <sup>-4</sup>	0,64 2,55	4,77 46,81	1,61 6,41	0,73 7,19	0,100 0,073 0,129 0,077	Табл. 14, анализ 10 ИМГРЭ, А. А. Манухова
		Прочие Кпш Пл Кв Р. ф.	46 892 270 000 310 000 320 000	He опр. 3,0·10 <sup>-4</sup> 3,8·10 <sup>-4</sup> 5,4·10 <sup>-4</sup>	He опр. 30·10 <sup>-4</sup> 52·10 <sup>-4</sup> 42·10 <sup>-4</sup>	— 0,81 1,17 1,73 6,90	— 8,10 16,12 13,44 89,24	— 2,04 2,94 4,35 17,35	— 1,24 2,47 2,06 13,69		
22/11	метагранит	Р. с. С. х. Ошибка, %				39,75 47,00 -15,4	651,42 750,00 -13,1	100,00		0,063	
		Прхл Фер К. ф.	844 22	6,62 1,56	48,41 47,14	55,87 0,34 56,21	408,58 10,37 418,95	89,69 0,55 90,23	81,61 2,07 83,68	0,134	Табл. 14, анализ 1 " " 7
		Циркон Мт	9 416 53 490	0,005 34·10 <sup>-4</sup>	0,037 650·10 <sup>-4</sup>	0,47 1,31	3,48 34,77	0,75 2,90	0,69 6,94	0,060 0,078 0,285 0,074	" ИМГРЭ", 10 З. А. Родова ИМГРЭ, Т. А. Капитонова
		Прочие Би Кпш Пл Кв Р. ф.	6 228 30 000 340 000 360 000 200 000	He опр. 62·10 <sup>-4</sup> 0,9·10 <sup>-4</sup> 1,4·10 <sup>-4</sup> 5,7·10 <sup>-4</sup>	He опр. 830·10 <sup>-4</sup> 15·10 <sup>-4</sup> 18·10 <sup>-4</sup> 20·10 <sup>-4</sup>	— 1,86 0,31 0,50 1,14 6,09	— 24,90 5,10 9,54 4,00 81,79	— 2,98 0,50 0,80 1,83 9,77	— 4,97 1,02 1,90 0,80 16,32		

14/40	Флюорит-магнетит-биотитовый	Р. с. С. х. Ошибка, %				62,30 70,00 -11,0	500,74 530,00 -5,5	100,00	100,00	0,121	
		Фер К. ф.	3 000	1,56	47,14	46,80 46,80	1414,20 1414,20	88,74 88,74	97,48 97,48	0,033	Табл. 14, анализ 7
		Циркон Мт	15 715 3 208	0,005 60·10 <sup>-4</sup>	0,037 1020·10 <sup>-4</sup>	0,79 0,19	5,81 3,27	1,49 0,36	0,40 0,23	0,095 0,087 0,300 0,163	" ИМГРЭ", 10 О. Ф. Сазонова
		Прочие Кпш Пл Кв Р. ф.	58 077 310 000 320 000 290 000	He опр. 1,9·10 <sup>-4</sup> 2,6·10 <sup>-4</sup> 12·10 <sup>-4</sup>	He опр. 20·10 <sup>-4</sup> 30·10 <sup>-4</sup> 40·10 <sup>-4</sup>	— 0,59 0,89 3,48 5,94	— 6,20 9,60 11,60 36,48	— 1,12 1,69 6,60 11,26	— 0,43 0,66 0,80 2,52		
21/15		Р. с. С. х. Ошибка, %				52,74 70,00 -24,7	1450,68 1800,00 -19,4	100,00	100,00	0,039	
		Прхл Фер Орт К. ф.	13 184 769	6,62 1,56 He обн.	48,41 47,14 He обн.	0,86 2,87 3,73	6,29 86,74 93,03	10,15 33,89 44,04	3,61 49,82 53,43	0,040	Табл. 14, анализ 1 " " 7 " " 16

Номер пробы	По-рода	Минералы, формы нахождения элементов	Содержание минералов в породе, г/т	Содержание в минералах, вес. %		Количества, содержащиеся в минерале в 1 т породы, г		Доля в минерале по отношению к общему содержанию в породе, %		$T = \frac{mTa_2O_5}{mNb_2O_5}$	Лаборатории, аналитики, ссылки
				Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		
21/15	титовый метатанит	Циркон	1 732	0,005	0,037	0 09	0,64	1,06	0,37	0,030 0,050 0,061 0,058	Табл. 14, анализ 10 ИМГРЭ, А. П. Юнаш  ИМГРЭ, Т. А. Капитонова
		Мт	11 403	28·10 <sup>-4</sup>	620·10 <sup>-4</sup>	0,33	7,07	3,90	4,06		
		Прочие	15 899	Не опр.	Не опр.	—	—	—	—		
		Би	50 000	53·10 <sup>-4</sup>	810·10 <sup>-4</sup>	2,65	40,50	31,29	23,25		
14 29	титовый метатанит	Кпш	390 000	0,6·10 <sup>-4</sup>	20·10 <sup>-4</sup>	0,23	7,80	2,71	4,48	0,069	Табл. 14, анализ 7 " " 5 " " 15  " " 10 ИМГРЭ, Т. А. Капитонова
		Пл	300 000	1,5·10 <sup>-4</sup>	30·10 <sup>-4</sup>	0,45	9,00	5,31	5,17		
		Кв	230 000	4,3·10 <sup>-4</sup>	70·10 <sup>-4</sup>	0,99	16,10	11,69	9,24		
		Р. ф.				4,74	81,11	55,96	46,57		
14 29	титовый метатанит	Р. с.			8,47	174,14	100,00	100,00	0,054	Табл. 14, анализ 7 " " 5 " " 15  " " 10 ИМГРЭ, Т. А. Капитонова	
		С. х.			11,00	160,00					
		Ошибка, %			-23,0	+8,1					
		Фер	390	1,56	47,14	6,08	183,85	4,20			6,97
14 29	титовый метатанит	Эвкс	5 802	2,23	38,60	129,38	2329,57	89,28	88,29	0,054	Табл. 14, анализ 7 " " 5 " " 15  " " 10 ИМГРЭ, Т. А. Капитонова
		Гад	462	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—		
		К. ф.				135,46	2513,42	93,48	95,26		
		Циркон	29 192	0,005	0,037	1,46	10,80	1,01	0,41		
14 29	титовый метатанит	Прочие	14 154	Не опр.	Не опр.	—	—	—	—	0,061 0,046 0,150 0,075	Табл. 14, анализ 7 " " 5 " " 15  " " 10 ИМГРЭ, Т. А. Капитонова
		Би	80 000	10·10 <sup>-4</sup>	300·10 <sup>-4</sup>	0,80	24,00	0,55	0,91		
		Кпш	390 000	4,3·10 <sup>-4</sup>	70·10 <sup>-4</sup>	1,68	27,30	1,16	1,03		
		Пл	270 000	6,4·10 <sup>-4</sup>	140·10 <sup>-4</sup>	1,73	37,80	1,19	1,43		
14 29	титовый метатанит	Кв	210 000	18·10 <sup>-4</sup>	120·10 <sup>-4</sup>	3,78	25,20	2,61	0,96	0,064	Табл. 14, анализ 7 " " 5 " " 15  " " 10 ИМГРЭ, Т. А. Капитонова
		Р. ф.				9,45	125,10	6,52	4,74		
		Р. с.				144,91	2638,52	100,00	100,00		
		С. х.				140,00	2200,00				
21 1	Флюорит-магнетит-биотит	Ошибка, %			+3,4	+16,6			0,043	Табл. 14, анализ 1 " " 6 " " 16  " " 11 ИМГРЭ, М. Р. Петерсон	
		Прхл	166	6,62	48,41	10,99	80,36	41,08			15,86
		Фер	551	0,56	45,19	3,09	249,00	11,54			49,12
		Орт	20	Не обн.	Не обн.	—	—	—			—
21 1	Флюорит-магнетит-биотит	К. ф.			14,08	329,36	52,62	64,99	0,071	Табл. 14, анализ 1 " " 6 " " 16  " " 11 ИМГРЭ, М. Р. Петерсон	
		Циркон	10 565	Не обн.	Не обн.	—	—	—			—
		Мт	52 468	210·10 <sup>-4</sup>	2400·10 <sup>-4</sup>	11,18	125,92	41,78			24,85
		Прочие	6 230	Не опр.	Не опр.	—	—	—			—
14 4	Рибекит-биотитовый метатанит	Кпш	320 000	0,7·10 <sup>-4</sup>	20·10 <sup>-4</sup>	0,22	6,40	0,82	1,26	0,083	Табл. 14, анализ 2 " " 3  " " 12 ИМГРЭ, А. П. Юнаш ИМГРЭ, З. А. Родова
		Пл	280 000	1,3·10 <sup>-4</sup>	20·10 <sup>-4</sup>	0,36	5,60	1,34	1,10		
		Кв	330 000	2,8·10 <sup>-4</sup>	120·10 <sup>-4</sup>	0,92	39,60	3,44	7,81		
		Р. ф.				12,68	177,52	47,38	35,02		
14 4	Рибекит-биотитовый метатанит	Р. с.			26,76	506,88	100,00	100,00	0,055	Табл. 14, анализ 2 " " 3  " " 12 ИМГРЭ, А. П. Юнаш ИМГРЭ, З. А. Родова	
		С. х.			30,00	540,00					
		Ошибка, %			-10,8	-6,1					
		Прхл	392	5,26	51,89	20,62	203,41	65,97			35,56
14 4	Рибекит-биотитовый метатанит	Илрт	277	1,60	35,38	4,43	98,00	14,17	17,12	0,083	Табл. 14, анализ 2 " " 3  " " 12 ИМГРЭ, А. П. Юнаш ИМГРЭ, З. А. Родова
		К. ф.				25,05	301,41	80,15	52,68		
		Циркон	544	Не обн.	0,01	—	0,05	—	0,01		
		Ил	16 112	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—		
14 4	Рибекит-биотитовый метатанит	Флр	13 634	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	0,083	Табл. 14, анализ 2 " " 3  " " 12 ИМГРЭ, А. П. Юнаш ИМГРЭ, З. А. Родова
		Прочие	13 578	Не опр.	Не опр.	—	—	—	—		

Номер пробы	По-рода	Минералы, формы нахождения элементов	Содержание минералов в породе, г/г	Содержание в минералах, вес. %		Количества, содержащиеся в минерале в 1 т породы, г		Доля в минерале по отношению к общему содержанию в породе, %		$T = \frac{mTa_2O_5}{mNb_2O_5}$	Лаборатории, аналитики, ссылки	
				Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			
14/4	Рибекит-биотитовый метагранит	Би	520 000	0,0009	0,0467	4,68	242,84	14,98	42,42	0,030 0,077 0,052	ИМГРЭ, Т. А. Капитонова	
		Кпш	170 000	0,6 · 10 <sup>-4</sup>	20 · 10 <sup>-4</sup>	0,10	3,40	0,30	0,59			
		Пл	150 000	3,1 · 10 <sup>-4</sup>	40 · 10 <sup>-4</sup>	0,46	6,00	1,47	1,05			
		Кв	110 000	8,8 · 10 <sup>-4</sup>	170 · 10 <sup>-4</sup>	0,97	18,70	3,10	3,26			
		Кр	5 463	He обн.	He обн.	—	—	—	—			
Р. ф.				6,21	270,94	19,87	47,33	0,023	ИМГРЭ, О. Ф. Сазонова			
Р. с. С. х. Ошибка, %				31,26 53,00 -41,0	572,35 1100,00 -48,0	100,00	100,00	0,048				
14/1	рибекитовый метагранит	Прхл	1 220	5,26	51,89	64,17	633,06	95,11	93,10	0,101	Табл. 14, анализ 2	
		К. ф.				64,17	633,06	95,11	93,10			
		Циркон	6 735	He обн.	0,01	—	0,67	—	0,10	ИМГРЭ, О. Ф. Сазонова		
		Ил	392	He обн.	He обн.	—	—	—	—			
		Прочие	49	He опр.	He опр.	—	—	—	—			
Кр	683	0,003	0,009	0,02	0,06	—	—					
Эг	80 921	He обн.	He обн.	—	—	—	—	ИМГРЭ, А. А. Манухова				
Риб	120 000	19 · 10 <sup>-4</sup>	320 · 10 <sup>-4</sup>	2,28	38,40	3,38	5,65		ИМГРЭ, З. А. Родова			
21.2	Эгирин-Эгириновый метагранит	Кпш	260 000	0,6 · 10 <sup>-4</sup>	6 · 10 <sup>-4</sup>	0,16	1,60	0,24	0,24	0,100	Табл. 14, анализ 2 " " 7 " " 3	
		Пл	210 000	2,1 · 10 <sup>-4</sup>	16 · 10 <sup>-4</sup>	0,44	3,36	0,65	0,49	1,131		
		Кв	320 000	1,3 · 10 <sup>-4</sup>	90 · 10 <sup>-4</sup>	0,42	2,88	0,62	0,42	0,014		
		Р. ф.				3,30	46,91	4,89	6,90	0,070		
		Р. с. С. х. Ошибка, %				67,47 99,00 -31,9	679,97 550,00 +19,1	100,00	100,00	0,180		
21.2	Эгириновый метагранит	Прхл	297	5,26	51,89	15,62	154,11	57,62	30,82	0,056	ИМГРЭ, М. Р. Петерсон ИМГРЭ, А. А. Манухова	
		Фер	644	1,56	47,14	10,05	303,58	37,07	60,70			
		Илрт	12	1,60	35,38	0,02	4,25	0,07	0,85			
		К. ф.				25,69	461,94	94,76	92,37			
		Циркон	15 995	He обн.	He обн.	—	—	—	—			ИМГРЭ, М. Р. Петерсон ИМГРЭ, А. А. Манухова
		Прочие	12 533	He опр.	He опр.	—	—	—	—			
		Мг	10 519	14 · 10 <sup>-4</sup>	530 · 10 <sup>-4</sup>	0,15	5,57	0,55	1,11			
Эг	190 000	He обн.	He обн.	—	—	—	—					
Кпш	210 000	0,8 · 10 <sup>-4</sup>	11 · 10 <sup>-4</sup>	0,17	2,31	0,63	0,46	0,073				
Пл	280 000	1,2 · 10 <sup>-4</sup>	18 · 10 <sup>-4</sup>	0,34	5,04	1,25	1,01	0,067				
Кв	280 000	2,7 · 10 <sup>-4</sup>	90 · 10 <sup>-4</sup>	0,76	25,20	2,81	5,05	0,030				
Р. ф.				1,42	38,12	5,24	7,63	0,037				
Р. с. С. х. Ошибка, %				27,11 28,00 -3,2	500,06 520,00 -3,8	100,00	100,00	0,054				

Номер пробы	Порода	Минералы, формы нахождения элементов	Содержания минералов в породе, г/т	Содержание в минералах, вес. %		Количества, содержащиеся в минерале в 1 т породы, г		Доля в минерале по отношению к общему содержанию в породе, %		$T = \frac{mTa_2O_5}{mNb_2O_5}$	Лаборатории, аналитики, ссылки	
				Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			
22 5	Эгирин-рибекитовый метагранит	Прхл К. ф.	21	5,26	51,89	1,10 1,10	10,90 10,90	39,15 39,15	47,28 47,28	0,100	Табл. 14, анализ 2	
		Циркон	1 358	He обн.	0,01	—	0,14	—	0,61		" " 12	
		Мт	4 152	0,0006	0,046	0,02	1,91	0,71	8,29			
		Прочие	844 691	He опр.	He опр.	—	—	—	—			
Кшш	290 000	1,2 · 10 <sup>-4</sup>	10 · 10 <sup>-4</sup>	0,39	2,90	13,88	12,58	1,120				
Пл	300 000	0,8 · 10 <sup>-4</sup>	10 · 10 <sup>-4</sup>	0,24	2,40	8,54	10,41	0,080				
Кв	320 000	3,3 · 10 <sup>-4</sup>	15 · 10 <sup>-4</sup>	1,06	4,80	37,72	20,82	0,220				
Р. ф.					1,71	12,15	60,85	52,71	0,141			
Р. с.					2,81	23,05	100,00	100,00				
С. х.					3,60	30,00			0,100			
Ошибка, %					-6,3	-23,2						
27 8	метагранит	Прхл	159	5,26	51,89	8,36	82,50	20,82	11,25		Табл. 14, анализ 2	
		Мон	288	0,003	0,009	0,01	0,03	0,02	—		" " 8	
		Илрт	1 774	1,60	35,38	28,38	627,64	70,69	85,61		" " 3	
		К. ф.				36,75	710,17	91,53	96,86	0,052		
Циркон	9 487	0,002	0,03	0,19	2,85	0,47	0,39			" " 13		
Прочие	128 292	He опр.	He опр.	—	—	—	—					
Кшш	330 000	1,2 · 10 <sup>-4</sup>	12 · 10 <sup>-4</sup>	0,40	3,96	1,00	0,54	0,100				
Эгиритовый		Пл	290 000	1,4 · 10 <sup>-4</sup>	17 · 10 <sup>-4</sup>	0,41	4,93	1,02	0,67	0,082		
		Кв	240 000	10 · 10 <sup>-4</sup>	47 · 10 <sup>-4</sup>	2,40	11,28	5,98	1,54	0,213		
		Р. ф.				3,40	23,02	8,47	3,14	0,148		
Р. с.				40,15	733,19	100,00	100,00		0,061			
С. х.				40,00	660,00							
Ошибка, %				+0,4	+10,0							
14 12	Биотит-рибекитовый метагранит	Илрт	135	1,60	35,33	2,16	47,76	32,84	45,41		Табл. 14, анализ 3	
		Мон	427	0,003	0,009	0,01	0,04	0,15	0,04		" " 8	
		К. ф.				2,17	47,80	32,99	45,45	0,045		
		Циркон	4 231	He обн.	0,01	—	0,42	—	—	—		" " 12 ИМГРЭ, О. Ф. Сазонова ИМГРЭ, Т. А. Капитонова
		Прочие	2 207	He опр.	He опр.	—	—	—	—			
		Риб	110 000	25 · 10 <sup>-4</sup>	300 · 10 <sup>-4</sup>	2,75	33,00	41,80	31,39			
		Би	33 000	15 · 10 <sup>-4</sup>	220 · 10 <sup>-4</sup>	0,49	7,26	7,42	6,90			
		Кшш	260 000	0,4 · 10 <sup>-4</sup>	9 · 10 <sup>-4</sup>	0,10	2,34	1,52	2,22	0,044		
Пл	340 000	0,5 · 10 <sup>-4</sup>	14 · 10 <sup>-4</sup>	0,17	4,76	2,58	4,53	0,036				
Кв	250 000	3,6 · 10 <sup>-4</sup>	40 · 10 <sup>-4</sup>	0,90	10,00	13,69	9,51	0,090				
Р. ф.				4,41	57,36	67,01	54,55	0,077				
Р. с.				6,58	105,16	100,00	100,00					
С. х.				6,20	120,00							
Ошибка, %				+5,8	-12,4							

Примечания. 1. Содержания эгирина, рибекита, биотита, мусковита, калишпата, плагиноклаза и кварца в пробах определены количественно-минералогическими подсчетами в прозрачных шлифах с точностью до 1%. 2. Содержания магнетита, флюорита и всех аксессуарных минералов в пробах определены подсчетами в проглоточках (см. табл. 13). 3. Определения содержаний Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в кварце и полевых шпатах химическим методом выполнены в лаборатории Бр ГПП аналитиками М. Н. Поляковой, Ф. Е. Лебедевой, Ф. Г. Калупиной.

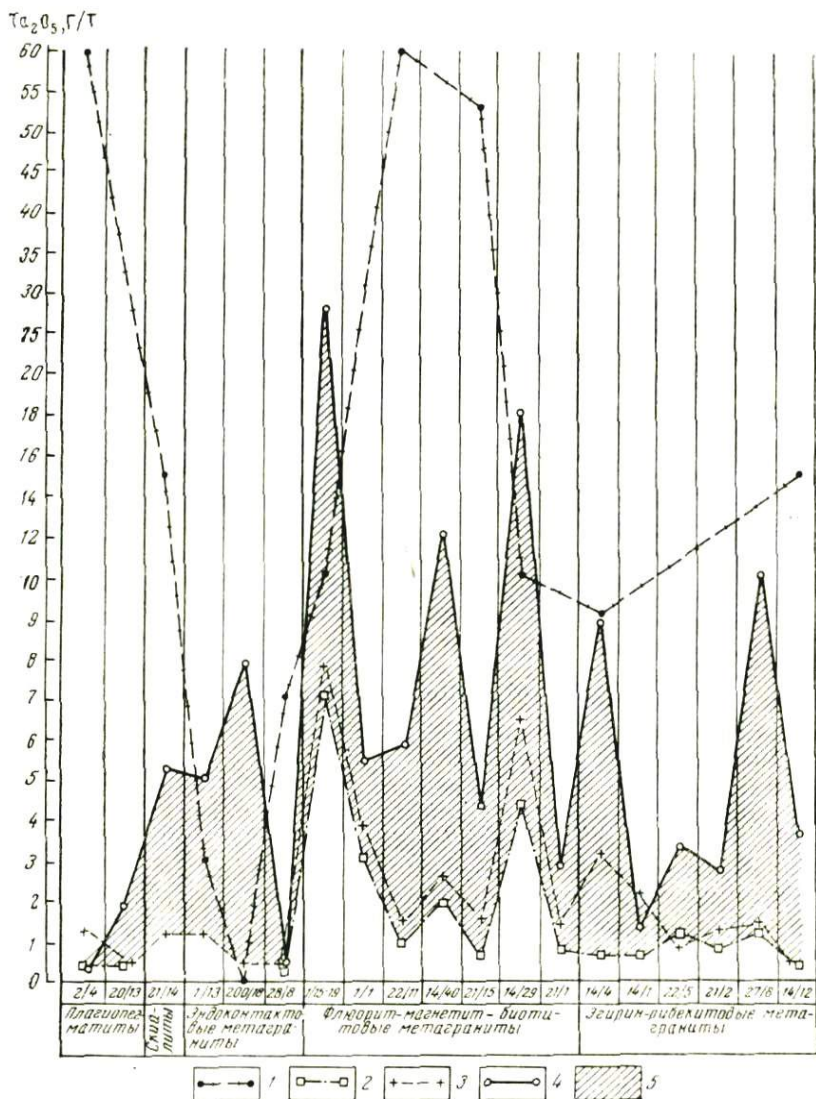


Рис. 39. Поминеральное распределение  $Ta_2O_5$  в рассеянной форме в гранитоидах массива.

Содержания  $Ta_2O_5$  (г/г): 1 — в биотите, 2 — в калишпате, 3 — в плагиоклазе, 4 — в кварце; 5 — интервал содержаний в калишпате, плагиоклазе и кварце. Содержания  $Ta_2O_5$  в решетке биотита ниже чувствительности химического анализа.

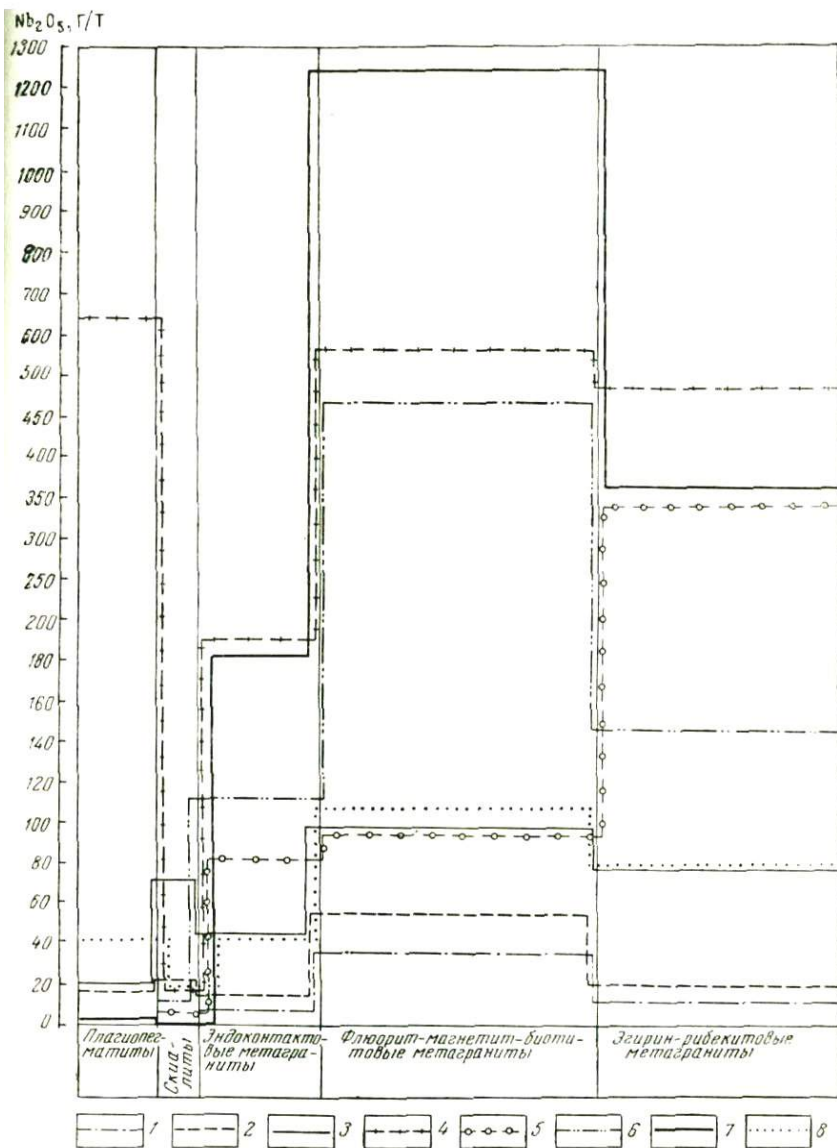


Рис. 40. Средние содержания  $Nb_2O_5$  (г/т) в породообразующих минералах гранитондов массива:

1 — в кашите, 2 — в плагиоклазе, 3 — в кварце; в биотите: 4 — общее, 5 — в решетке, 6 — во включениях, 7 — в концентрированной форме, 8 — в рассеянной форме

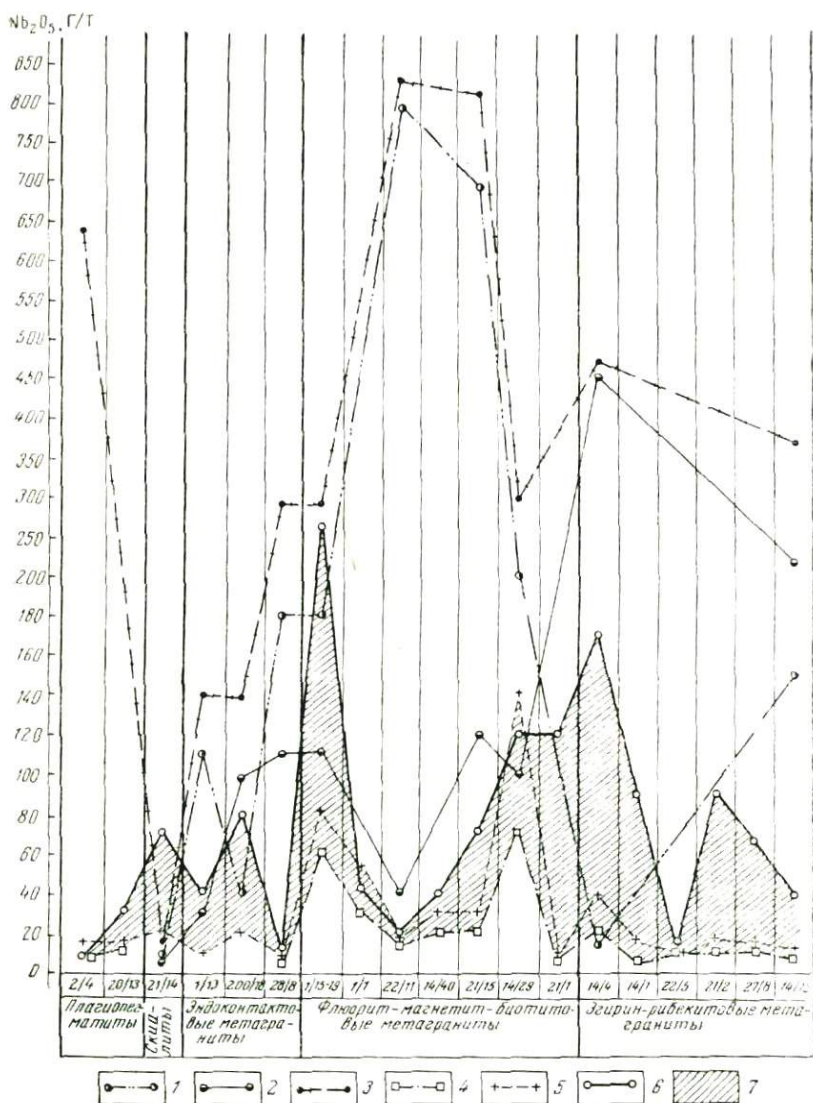


Рис. 41. Поминеральное распределение  $Nb_2O_5$  в рассеянной форме в гранитоидах массива:

Содержания  $Nb_2O_5$  (г/г): 1 — в минеральных включениях в биотите; 2 — в решетке биотита; 3 — общее в биотите; 4 — в калишпате; 5 — в плагиоклазе; 6 — в кварце; 7 — интервал содержаний в калишпате, плагиоклазе и кварце

отмеченные ранее особенности распределения тантала и ниобия в различных минеральных фациях щелочных гранитоидов и позволяет с большей уверенностью членить общую редкометальную систему щелочных гранитоидов на две самостоятельные части: флюорит-магнетит-биотитовую и эгирин-рибекитовую. Возрастание массы рассеянных р. э. в субщелочных метагранитах по сравнению с щелочными хорошо увязывается с повышением их химической активности в более кислотных условиях.

Как следует из рисунков 38—41, во всех рассматриваемых минеральных фациях минимальными содержаниями  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  характеризуется калишпат; в плагиоклазах содержания обоих элементов постоянно повышены; еще более высокие содержания тантала и ниобия стабильно отмечаются в кварце, а максимальные (за исключением скиалитов) — в биотите ( $Bi_{06}$ )\*. Эта закономерность четко иллюстрирует различные возможности рассеяния тантала и ниобия породообразующими минералами: минимальные — у калишпата, промежуточные — у плагиоклаза и максимальные — у кварца и биотита.

Логично предположить, что смена петрогенных катионов увеличивающейся кислотности  $K-Na-Si$  в каркасных силикатах вызывает, согласно принципу кислотно-основного соответствия (Соболев, 1949, Маракушев, 1965), усиление химических связей между этими катионами и кислотными р. э.  $Ta$  и  $Nb$ , что и обуславливает наблюдавшийся эффект.

Подобные предположения могут выдвигаться при сравнении минералов, обладающих близкими кристаллическими структурами. Сопоставляя каркасные силикаты с биотитом, убеждаемся, что принцип кислотно-основного соответствия здесь уступает место кристаллохимическому фактору: содержания  $Ta$  и  $Nb$  в решетке биотита ( $Bi_p$ ) сопоставимы или превышают содержания этих элементов в кварце, хотя катионный состав биотита по кислотно-основным свойствам ( $K, Mg, Fe^{2+}$ ) более близок к полевым шпатам. Заметим, что общие содержания тантала и ниобия в биотитах ( $Bi_{06}$ ) резко превышают значения для кварца в связи с многочисленными микровключениями в слюдах собственных редкометальных фаз.

Изменения относительных средних содержаний тантала и ниобия в анализируемых минеральных фазах по фаціальным зонам метагранитов уверенно соответствуют фаціальному распределению общей массы этих элементов в рассеянной форме (см. рисунки 38, 40), а также вызываются различиями в массе в разных редкометальных системах и изменениями химической

\* Общие содержания  $Nb_2O_5$  и  $Ta_2O_5$  в биотитах  $Bi_{06}$  складываются из определенных фазовым анализом содержаний этих элементов в собственных кристаллических решетках биотитов  $Bi_p$  и содержаний в твердых включениях, оставшихся после растворения биотитов  $Bi_{06}$  (Капитонова, Капустин, 1972).

активности р. э. в различных условиях кислотности — щелочности. В эгирин-рибекитовых метагранитах средние содержания  $Ta_2O_5$  составляют (г/т): Кпш—0,8; Пл—1,5; Кв—3,4; Би<sub>об</sub>—12,0;  $Nb_2O_5$ —Кпш—11,3; Пл—19,2; Кв—75,3; Би<sub>об</sub>—481,5. В фации флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов они достигают максимума (г/т):  $Ta_2O_5$ —Кпш—2,6; Пл—3,5; Кв—10,9; Би<sub>об</sub>—33,8;  $Nb_2O_5$ —Кпш—33,6; Пл—52,8; Кв—96,0; Би<sub>об</sub>—557,5; и резко снижаются в эндоконтактовых гранитоидах:  $Ta_2O_5$ —Кпш—0,2; Пл—0,7; Кв—4,4; Би<sub>об</sub>—6,3;  $Nb_2O_5$ —Кпш—6,0; Пл—13,0; Кв—44,0; Би<sub>об</sub>—189,3. Содержания р. э. в плагиопегматитах близки содержаниям этих элементов в эндоконтактовых метагранитах, в калишпате ( $Ta_2O_5$ —0,4;  $Nb_2O_5$ —10,0 г/т) и плагиоклазе ( $Ta_2O_5$ —0,8 г/т;  $Nb_2O_5$ —15,5 г/т), заметно уменьшаются в кварце ( $Ta_2O_5$ —1,0 г/т;  $Nb_2O_5$ —19,0 г/т) и резко возрастают в биотите (Би<sub>об</sub>:  $Ta_2O_5$ —70,0;  $Nb_2O_5$ —634,0 г/т).

При сравнении пофациального распределения  $Nb_2O_5$  и  $Ta_2O_5$  в отдельных пороодообразующих минералах с пофациальным распределением в рассеянной форме в целом наблюдаются два различия. Во-первых, содержания р. э. в плагиоклазе ( $Ta_2O_5$ —1,1 г/т;  $Nb_2O_5$ —20 г/т) и кварце ( $Ta_2O_5$ —5,2 г/т;  $Nb_2O_5$ —70,0 г/т) скиалитов превышают аналогичные величины для эндоконтактовых метагранитов, что хорошо увязывается с предположением о привносе р. э. в эти зоны, но противоречит уменьшению здесь общей массы рассеянных тантала и ниобия. Причиной подробного несоответствия является ненормальное низкое содержание р. э. в биотите из скиалитов ( $Ta_2O_5$ —не обн.,  $Nb_2O_5$ —15,0 г/т), что, вероятно, является результатом случайной ошибки. Во-вторых, несмотря на увеличение среднего общего содержания  $Nb_2O_5$  в биотитах (Би<sub>об</sub>) при переходе от щелочных (481,5 г/т) к субщелочным (557,5 г/т) метагранитам, количество элемента, находящегося в решетке минерала (Би<sub>р</sub>) в отличие от каркасных силикатов, резко уменьшается (от 336,5 до 92,5 г/т); незначительное возрастание общего содержания  $Nb_2O_5$  в биотите объясняется резким увеличением Би<sub>об</sub>, т. е. количество элемента, содержащегося в минерале в виде микровключений собственно редкометалльных фаз (от 145 до 465 г/т). Если не предполагать случайных причин, подобная закономерность свидетельствует о том, что при переходе от редкометалльной системы щелочных к системе субщелочных метагранитов, наряду с общим увеличением массы ниобия, происходит в силу повышения кислотности и некоторое перераспределение этого элемента из биотита в собственно ниобиевые минералы и каркасные силикаты.

Несмотря на очевидное геохимическое сходство в распределении тантала и ниобия по фациям щелочных гранитоидов, между этими элементами можно отметить и определенные различия (рисунки 42, 43). Так, при переходе от эгирин-рибекито-

вых к флюорит-магнетит-биотитовым метагранитам Ta: Nb в концентрированной форме (в связи с появлением в субщелочных метагранитах значительных количеств существенно ниобиево-иттрово-редкоземельных минералов) падает от 0,073 до 0,057, тогда как в рассеянной форме этот переход сопровождается

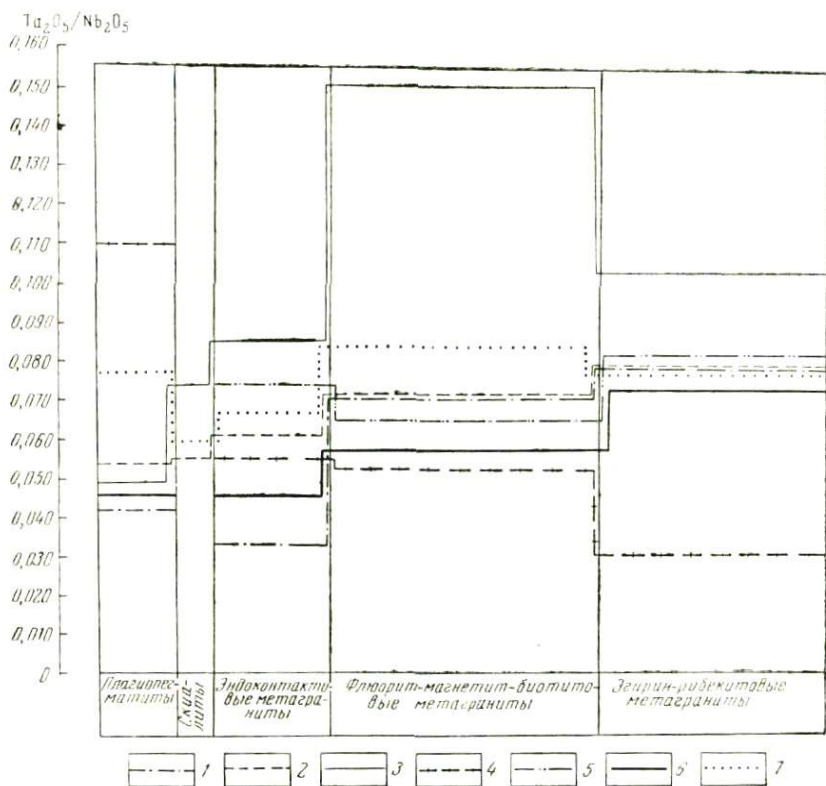
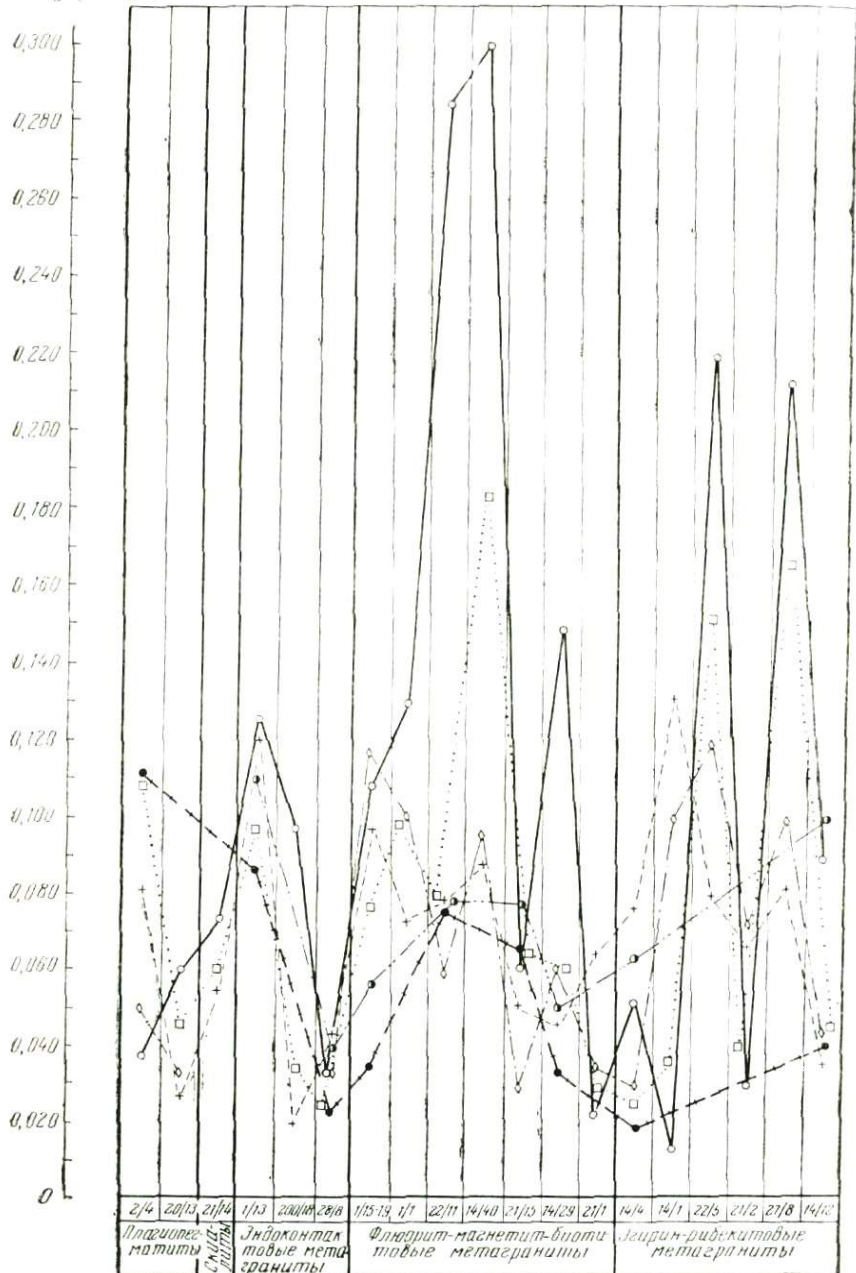


Рис. 42. Средние Ta: Nb-отношения в породообразующих минералах гранитоидов массива.

1 — в калишпате, 2 — в плагноклазе, 3 — в кварце; в биотите: 4 — общее, 5 — во включениях, 6 — в концентрированной форме, 7 — в рассеянной форме

ется повышением Ta: Nb от 0,077 в эгириин-рибекитовых до 0,084 во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах. Таким образом, наряду с увеличением общей массы обоих элементов в субщелочных по сравнению с щелочными гранитоидами при этом переходе осуществляется и перераспределение какой-то части ниобия в концентрированную, а освободившегося тантала в рассеянную формы. Дальнейшее падение Ta: Nb и в концентрированной (до 0,045), и в рассеянной (до 0,067) формах в эндоконтактовых метагранитах и скиалитах (рассеянная фор-

$Ta_2O_5 / Nb_2O_5$



○— 1  
 + 2  
 ○—○ 3  
 ●—● 4  
 ●—○ 5  
 □—□ 6

ма — до 0,060), подтверждает ранее сделанный вывод о меньшей дифференциальной подвижности  $Nb_2O_5$  по сравнению с  $Ta_2O_5$  в анализируемом метасоматическом процессе.

Интересные закономерности обнаруживаются при совместном анализе тантала и ниобия в сосуществующих породообразующих минералах щелочных и субщелочных метагранитов (см. рисунки 42, 43). Сравнение относительных средних содержаний  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  в полевых шпатах и кварце во всех фациях гранитоидов показывает, что, как правило, для первых двух минералов они практически одинаковы, тогда как кварц резко относительно обогащен  $Ta_2O_5$  ( $Ta:Nb$  в эгирин-рибекитовых метагранитах: Кпш—0,078; Пл—0,079; Кв—0,103; во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах: Кпш—0,071, Пл—0,071, Кв—0,151; в эндоконтактовых гранитоидах: Пл—0,061; Кв—0,085\*; в скиалитах: Пл—0,055, Кв—0,074), и лишь в плагиопегматитах  $Ta:Nb$  близки для всех каркасных силикатов (Кпш—0,042; Пл—0,054; Кв—0,049). Отсутствие значащих содержаний  $Ta_2O_5$  в Би<sub>p</sub> (ниже чувствительности метода) не позволило, к сожалению, подсчитать  $Ta:Nb$  в решетке этого минерала. Однако сопоставление  $Ta:Nb$  в Би<sub>об</sub> и Би<sub>ос</sub> позволяет ожидать, что оно по сравнению с каркасными силикатами в Би<sub>p</sub> окажется минимальным во всех фациях. Таким образом, в порядке относительной обогащенности ниобием породообразующие минералы образуют ряд: Би<sub>p</sub> > Кпш = Пл ≫ Кв. Исключив из рассмотрения биотит, в котором  $Ta:Nb$  определяется, по-видимому, особенностями его кристаллической структуры, приходим к выводу, что в каркасных силикатах минералы с более щелочными катионами (калишпат и плагиоклаз) преимущественно рассеивают более кислотный (по сравнению с танталом) компонент ниобия. Такая закономерность может быть объяснена наличием химических связей  $Ta-(K, Na)=Nb^{**}$  в полевых шпатах и  $Ta=Si-Nb$  кварце, которые в первом случае в результате кислотно-основного соответствия должны быть прочнее для связи  $(K, Na)=Nb$ , а во втором — для связи  $Si=Ta$ .

Правильность предложенного объяснения уверенно подтверждается анализом изменения  $Ta:Nb$  в каркасных силикатах при переходе от эгирин-рибекитовых к флюорит-магнетит-

Рис. 43.  $Ta:Nb$ -отношение в породообразующих минералах гранитоидов массива:

1 — в калишпате, 2 — в плагиоклазе, 3 — в кварце; в биотите: 4 — общее; 5 — во включениях, 6 — в среднем в рассеянной форме

\* Значение  $Ta:Nb$  для калишпата не приведено, так как в качестве среднего использовано только одно минимальное (судя по плагиоклазу и кварцу) отношение (см. табл. 21).

\*\* Здесь и далее количество черточек отражает относительную силу химических связей между элементами.

биотитовым метагранитам. При этом происходит, как видно на рис. 42, резкое преимущественное обогащение кварца танталом ( $Ta:Nb$  повышается от 0,103 до 0,151), а калишпата и плагиоклаза — ниобием ( $Ta:Nb$  падает в калишпате от 0,078 до 0,071 и в плагиоклазе — от 0,079 до 0,071). Подобный эффект обусловливается тем, что повышение кислотности в субщелочных метагранитах будет сопровождаться в силу кислотно-основного взаимодействия снижением химических активностей щелочных элементов  $K$  и  $Na$  и возрастанием активности кислотного компонента  $Si$ . Одновременно более слабые кислотные анионы  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  повысят активность в меньшей степени, причем ниобий сильнее, чем тантал. Вследствие этого при переходе от щелочных к субщелочным метагранитам произойдет дальнейшее упрочение связей ( $K, Na$ )= $Nb$  и  $Si$ = $Ta$ . Дальнейшее уменьшение  $Ta:Nb$  во всех порообразующих каркасных силикатах (в кварце до 0,085, в плагиоклазе до 0,061) наблюдается при переходе от субщелочных к эндоконтактовым метагранитам и далее — к скиалитам (кварц—0,074, плагиоклаз—0,055) и, как ранее было сказано, объясняется меньшей дифференциальной подвижностью ниобия по сравнению с танталом.

Не имея возможности провести анализ пофациального изменения  $Ta:Nb$  в решетке биотитов, отметим лишь неправомерность петролого-геохимических построений, основанных на использовании данных общих содержаний тантала и ниобия в минерале. Из рис. 42 видно, что при переходе от эгирин-рибекитовых к флюорит-магнетит-биотитовым метагранитам  $Ta:Nb$  отношение в  $Bi_{об}$  повышается от 0,030 до 0,052; одновременно эта величина в  $Bi_{ос}$  снижается с 0,082 до 0,065 в соответствии с понижением относительного содержания  $Ta_2O_5$  в концентрированной форме (с 0,073 до 0,057). Однако при переходе от субщелочных к эндоконтактовым метагранитам, несмотря на дальнейшее снижение  $Ta:Nb$  отношения в концентрированной форме (до 0,045), его значение в  $Bi_{об}$  и  $Bi_{ос}$  повышается (до 0,055 и 0,074 соответственно). Отсюда следует, что  $Ta:Nb$  отношение в  $Bi_{об}$  складывается из двух независимых значений этого параметра в  $Bi_{ос}$  и  $Bi_p$  и, не отражая истинного рассеяния тантала и ниобия в кристаллической решетке биотита, полностью зависит от преобладания значений  $Ta:Nb$  отношения в  $Bi_p$  (первый переход) или  $Bi_{ос}$  (второй переход).

Перейдем к анализу рассеянной формы нахождения тантала и ниобия внутри фаций щелочных гранитоидов (см. табл. 22, рисунки 39, 41).

*Фа́ция эндоконтактовых метагранитов.* Из рисунков 30, 31 следует, что по мере приближения к фациальной границе с флюорит-магнетит-биотитовыми метагранитами содержания  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  в рассеянной форме в эндоконтактовых гранитоидах резко понижаются ( $Ta_2O_5$  — от 4,07—3,96 до 0,97 г/т;  $Nb_2O_5$  — от 32,25—59,14 до 34,87 г/т) с увеличением общего со-

держания в породе ( $Ta_2O_5$  — от 3,96—5,0 до 21,00—25,58 г/т;  $Nb_2O_5$  — от 35,25—59,14 до 530,00—579,01 г/т) и содержания этих элементов в концентрированной форме ( $Ta_2O_5$  — от 0 до 24,61 г/т;  $Nb_2O_5$  — от 0 до 544,14 г/т). По-видимому, наряду с интенсивным привнесом ниобия и тантала (последнего в меньшей степени, так как  $Ta:Nb$  отношение падает в рассеянной форме от 0,096 до 0,034—0,025 г/т и в породах в целом от 0,100 до 0,040 г/т) в редкометальной системе эндоконтактовых метагранитов появление первого собственно тантал-ниобиевого минерала — ильменорутила (проба 28/8) приводит к резкому переходу тантала и ниобия из рассеянной в концентрированную форму.

Изменения содержаний  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  в породообразующих минералах внутри фации эндоконтактовых метагранитов в общем определяются закономерностями, регулируемыми распределение этих элементов в рассеянной форме в целом. Исключение составляет биотит (рисунки 39, 41), для которого на границе эндоконтактовых и субщелочных метагранитов отмечается заметное повышение содержаний  $Ta_2O_5$  ( $Bi_{об}$  от 0 до 7 г/т) и  $Nb_2O_5$  ( $Bi_{об}$  от 1,38—140,0 до 290 г/т;  $Bi_p$  от 30—98 до 110 г/т;  $Bi_{ос}$  от 40—110 до 180 г/т), тогда как в сосуществующих карбонатных силикатах наблюдается резкое их падение ( $Ta_2O_5$  — Кв от 5,0—7,8 до 0,4 г/т; Пл от 0,4—1,2 до 0,4 г/т;  $Nb_2O_5$  — Кв от 40—80 до 12,0 г/т; Пл от 10—20 до 9 г/т). Вероятно, этот эффект вызван случайными ошибками фазового анализа.

Отчетливое падение  $Ta:Nb$  (по мере приближения к флюорит-магнетит-биотитовым метагранитам) во всех породообразующих минералах эндоконтактовых гранитоидов (см. рис. 43) еще раз уверенно подтверждает большую дифференциальную подвижность тантала по сравнению с ниобием.

*Фация флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов.* Максимальной степенью рассеяния тантала и ниобия (рисунки 39, 41) характеризуются участки фации максимальной кислотности (наименьшие значения химических потенциалов  $CaO$  и  $Na_2O$ ) и максимальной щелочности (наибольшие значения  $\mu_{CaO}$ ,  $\mu_{Na_2O}$ ; см. рис. 37). Иначе говоря, пробы, характеризующиеся минимальными содержаниями тантала и ниобия в рассеянной форме, располагаются (по составу породообразующих минералов) в области промежуточной щелочности диаграммы на рис. 37, где устойчиво наибольшее число тантал-ниобатов: ильменорутил, пироклор, фергусонит, эшинит, эвксенит. Увеличение кислотности (в интервалах фации) приводит к исчезновению эвксенита и пироклора и резко повышает содержания  $Ta_2O_5$  (от 4,74 до 17, 50 г/т) и  $Nb_2O_5$  (от 36,48 до 150,71 г/т) в рассеянной форме (см. рисунки 30, 31), аналогичный эффект производит и повышение щелочности: из редкометальных парагенезисов исчезают ильменорутил, эшинит и эвксенит, соответ-

ственно содержания тантала и ниобия в рассеянной форме значительно возрастают ( $Ta_2O_5$  до 12,68 г/г;  $Nb_2O_5$  до 177,52 г/г).

Таким образом, монотонное повышение щелочности (в интервале фации флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов) приводит к экстремальному распределению тантала и ниобия в породообразующих минералах.

Ранее было показано, что по мере уменьшения неравенства  $\mu K_2O > n$  центральная область мультисистемы [Прхл]—[Эш]—[Орт] уменьшается в размерах, превращаясь в инвариантную точку Прхл, Эш, Орт, Илрт, Эвкс, Фер при  $\mu K_2O = n$ . Дальнейшее падение химического потенциала  $K_2O$ , вызывающее увеличение неравенства  $\mu K_2O < n$ , будет вновь расширять центральную область этой многопучковой диаграммы, но в качестве стабильной будет выступать уже ее [Илрт]—[Эвкс]—[Фер]-ая часть (см. рис. 35). Очевидно, в обоих случаях при достаточных размерах центральной области мультисистемы, т. е. при достаточно высоких значениях неравенства  $\mu K_2O \geq n$ , экстремального распределения тантала и ниобия в рассеянной форме не будет, потому что любой точке двухмерного пространства  $\mu CaO - \mu Na_2O$  на изокалиевом сечении трехмерной пучковой диаграммы (см. рис. 35), достаточно удаленном от  $n =$  сечения, будет (в общем случае) соответствовать редкометалльный парагенезис, насчитывающий одно и то же число тантал-ниобиевых минералов (три). В  $n =$  сечении, где при промежуточных значениях  $\mu CaO$ ,  $\mu Na_2O$  устойчива инвариантная ассоциация всех шести перечисленных акцессорных минералов, экстремальное распределение тантала и ниобия в породообразующих минералах будет проявлено в максимальной степени.

Следовательно, в фации субщелочных метагранитов химический потенциал  $K_2O$  является определяющим условием минерального распределения тантала и ниобия, обеспечивая максимальную степень концентрации и минимальную рассеяния при промежуточных значениях  $\mu K_2O = n$ . Отчетливый минимум содержаний  $Ta_2O_5$ ,  $Nb_2O_5$  в рассеянной форме при промежуточных значениях  $\mu CaO$ ,  $\mu Na_2O$  в фации субщелочных гранитов свидетельствует о том, что значения  $\mu K_2O$  в ней лишь незначительно превышают  $\mu K_2O = n$ . Механизм экстремального распределения элементов-примесей в магматических породах, реализующийся в процессе их последовательной кристаллизации, был предложен и теоретически обоснован И. Д. Рябчиковым (1962, 1963, 1965). Однако, насколько нам известно, впервые экстремальное распределение рассеянных р. э. (при монотонном изменении интенсивных параметров) устанавливается аналитическими данными в строго равновесных минеральных парагенезисах, что требует дальнейшей теоретической интерпретации.

Перераспределение тантала и ниобия из концентрированной формы в рассеянную и обратно является однозначным доказа-

тельством инертного поведения (постоянства массы) этих элементов в редкометальной системе флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов. Наличие четкой взаимосвязи химических условий внутри фации субщелочных метагранитов и характера распределения в ней р. э. в концентрированной и рассеянной формах, с одной стороны, и отсутствие прямой зависимости между массой тантала и ниобия в концентрированной и рассеянной формах конкретных проб (см. рисунки 30, 31), с другой, позволяет сделать два важных вывода: 1) масса тантала и ниобия является фактором состояния всей редкометальной системы субщелочных гранитов, но не отдельных ее частей (конкретных проб); 2) содержания этих элементов в рассеянной форме внутри анализируемой фации не зависят от общей их массы в редкометальной системе (при наличии собственно редкометальных минералов) и полностью определяются внешними условиями кислотности — щелочности.

Анализ изменения  $Ta:Nb$  в рассеянной форме внутри фации флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов полностью подтверждает выведенные закономерности (см. рис. 43). Действительно, максимальные значения этого параметра (0,079—0,183) отмечаются в пробах, располагающихся в промежуточных условиях кислотности — щелочности, в областях устойчивости максимального числа существенно ниобиевых минералов. Увеличение кислотности приводит к исчезновению ряда из них, что и повышает относительное содержание  $Nb_2O_5$  в рассеянной форме ( $Ta:Nb$  уменьшается до 0,076). Возрастание щелочности вызывает расширение области устойчивости пирохлора — минерала, наиболее обогащенного  $Ta_2O_5$  ( $Ta:Nb$  в нем равно 0,137, что значительно превышает значение этого параметра во всех остальных тантало-ниобатах субщелочных метагранитов соответственно,  $Ta:Nb$  в рассеянных тантале и ниобии опускается в этих условиях до минимального во всей фации значения: 0,064—0,030). Следовательно, изучение относительной распространенности ниобия и тантала в рассеянной форме полностью подтверждает вывод о непрерывном перераспределении этих элементов из породообразующих в акцессорные минералы и обратно в соответствии с изменением условий кислотности — щелочности (в интервале фации).

Поминеральные распределения содержаний тантала, ниобия,  $Ta:Nb$  и их изменения внутри фации флюорит-магнетит-биотитовых гранитов, представленные на рисунках 39, 41, 43, подчиняются закономерностям, описанным для рассеянных форм нахождения этих элементов в целом. Отметим лишь, что: 1) на всех участках фации (за единичными исключениями) сохраняется выведенное и обсужденное ранее соотношение содержаний  $Ta_2O_5$ ,  $Nb_2O_5$  и  $Ta:Nb$  в породообразующих минералах:  $Kпш < Пл < Kв \cong Би_p$ ; 2) анализ содержаний тантала и ниобия в биотите общее ( $Би_{об}$ ), в его решетке ( $Би_p$ ) и в микро-

включениях (Би<sub>ос</sub>) показывает, что только в решетке биотита (Би<sub>р</sub>) тантал и ниобий находятся в истинно рассеянном состоянии и только здесь изменения содержаний Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> полностью совпадают с изменениями их в других породообразующих минералах.

*Фация эгирин-рибекитовых метагранитов.* Данные табл. 22 и диаграммы (см. рисунки 30, 31, 39, 41, 43) показывают, что все закономерности поведения тантала и ниобия в рассеянной форме, выведенные для субщелочных метагранитов, полностью определяют распределение этих элементов и в породообразующих минералах эгирин-рибекитовых гранитоидов. В связи с этим проанализируем особенности распределения тантала и ниобия в рассеянном состоянии в щелочных метагранитах только в общих чертах.

В пробах по составу сосуществующих полевых шпатов, располагающихся в центральной части диаграммы (рис. 12), в условиях промежуточной щелочности характерно совместное развитие сразу двух тантало-ниобатов: пироклора и ильменорутила. Здесь содержания Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в рассеянной форме имеют минимальные значения (см. рисунки 30, 31). Возрастание кислотности (уменьшение  $\mu\text{K}_2\text{O}$ ,  $\mu\text{CaO}$ ) и увеличение щелочности (увеличение  $\mu\text{K}_2\text{O}$ ,  $\mu\text{CaO}$ ) приводит к исчезновению одного из редкометалльных минералов: пироклора в первом случае и ильменорутила — во втором. Соответственно перераспределение Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в породообразующие минералы увеличивает в них содержание этих элементов. Итак, в фации эгирин-рибекитовых метагранитов, так же как и в субщелочных гранитоидах, монотонное изменение условий кислотности — щелочности вызывает экстремальное распределение тантала и ниобия в рассеянной форме. Однотипный характер распределения рассеянных тантала и ниобия в двух независимых редкометалльных системах подтверждает их неслучайный характер и увеличивает степень достоверности выявленных закономерностей.

Перераспределение тантала и ниобия из редкометалльных в породообразующие минералы и обратно в фации эгирин-рибекитовых гранитоидов подтверждается и анализом изменения Ta:Nb в рассеянной форме (см. рис. 43). Несмотря на значительные колебания этого параметра в результате прежде всего случайных причин, достаточно уверенно отмечается увеличение Ta:Nb в породообразующих минералах проб, характеризующихся последовательно возрастающими условиями кислотности, что фиксируется направленными изменениями составов породообразующих минералов (см. рис. 12) и сопровождается следующей сменой редкометалльных парагенезисов: Прхл → Прхл + Илрт → Илрт. Расширение областей устойчивости ассоциаций редкометалльных минералов с последовательно увеличивающейся степенью обогащенности ниобием по мере падения

щелочности вызывает в связи с перераспределением возрастные  $Ta:Nb$  в сосуществующих пороодообразующих минералах.

Обсужденные закономерности позволяют утверждать, что так же, как и для флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов, массы тантала и ниобия являются факторами состояния редкометальной системы эгирин-рибекитовых метагранитов, что и определяет инертное поведение  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$ ; содержания этих элементов в рассеянной форме (внутри анализируемой фации) полностью определяются внешними условиями кислотности — щелочности и не зависят от общей массы тантала и ниобия в редкометальной системе щелочных гранитоидов.

Заканчивая описание распределения тантала и ниобия в пороодообразующих минералах щелочных и субщелочных метагранитов, сделаем выводы о критериях пригодности конкретных минеральных видов для анализа рассеянной формы этих элементов.

1. В каркасных силикатах распределение тантала и ниобия подчиняется строгим закономерностям, однозначно обусловленным химическими условиями среды.

2. Среди сосуществующих каркасных силикатов содержания  $Ta_2O_5$ ,  $Nb_2O_5$  и  $Ta:Nb$  постоянно минимальны в калишпате, промежуточны в плагиноклазе и максимальны в кварце.

3. Содержания тантала и ниобия в каркасных силикатах в конкретных пробах не зависят непосредственно от массы и видового состава сосуществующих с ними редкометальных минеральных фаз. Все изложенное дает полные основания считать, что в каркасных силикатах анализировалась действительно рассеянная форма нахождения тантала и ниобия в породах, а не механическая смесь из пороодообразующих минералов и микровключений редкометальных минералов.

От каркасных силикатов принципиально иными характеристиками распределения тантала и ниобия отличается биотит. Исследование результатов его фазового анализа показало, что только в  $Bi_p$  (содержания  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  в собственной кристаллической решетке биотита) распределение этих элементов отвечает трем критериям, характеризующим каркасные силикаты. Геохимические построения, проведенные с использованием  $Bi_{об}$  (общие содержания  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  в минерале) вместо  $Bi_p$  приводят, как было показано выше, к сильно искаженным либо неверным выводам. Этот факт объясняется наличием в чешуйках биотита, не поддающихся учету и выделению микровключений, собственно тантал-ниобиевых минералов, что, естественно, затрудняет или делает невозможным применение к биотиту осторожного анализа рассеянных форм нахождения тантала и ниобия в горных породах.

На основании изложенного сделаем выводы:

1. Анализ распределения тантала и ниобия в концентрированной и рассеянной формах нахождения в метагранитах выя-

вид различные масс этих элементов в разных минеральных фазах гранитоидов. Это позволило: а) расчленить более обоснованно общую редкометальную систему рассматриваемого объекта на две самостоятельные части: флюорит-магнетит-биотитовую и эгирин-рибекитовую; б) получить более полную информацию о пофациальном редкометальном составе метасоматических растворов, послуживших причиной возникновения субщелочных и щелочных метагранитов, и доказать привнос в эти фации тантала и ниобия — максимальный в редкометальную систему флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов, резко уменьшенный — в эгирин-рибекитовые и минимальный — в эндоконтактовые гранитоиды и скиалиты (головные зоны колонок осаждения); в) установить меньшую дифференциальную подвижность ниобия по сравнению с танталом, что обусловило преимущественное обогащение ниобием фаций эндоконтактовых метагранитов и скиалитов; г) доказать, что наряду с изменением общих масс тантала и ниобия при взаимных переходах между редкометальными системами эндоконтактовых, субщелочных и щелочных метагранитов происходит и перераспределение этих элементов из редкометальных в пороодообразующие минералы и обратно, в строгом соответствии с химическими условиями, характеризующими ту или иную фацию.

2. Внутри редкометальных систем субщелочных и щелочных метагранитов содержания тантала и ниобия в рассеянных формах не зависят от массы этих элементов в системе (при наличии собственных редкометальных фаз) и полностью определяются условиями кислотности — щелочности, характеризующими данную фацию. Повышение щелочности (в интервалах фаций субщелочных и щелочных метагранитов) приводит сначала к уменьшению, а затем к возрастанию содержаний тантала и ниобия в пороодообразующих минералах флюорит-магнетит-биотитовых и эгирин-рибекитовых гранитоидов.

В субщелочных метагранитах определяющим условием по минерального распределения тантала и ниобия служит химический потенциал  $K_2O$ , промежуточные ( $\mu_{K_2O} = n$ ) значения которого обеспечивают максимальную степень их концентрации и минимальную — рассеяния. При значениях  $\mu_{K_2O}$ , достаточно близких к  $n$ , соотношение рассеянной и концентрированной форм нахождения  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  в субщелочных метагранитах определяется величинами химических потенциалов  $Na_2O$  и  $CaO$ , монотонное возрастание которых (в интервалах фации, при  $\mu_{K_2O} = const$ ) вызывает экстремальное (с четким минимумом степени рассеяния и максимумом — степени концентрации тантала и ниобия при промежуточных значениях  $\mu_{CaO}$ ,  $\mu_{Na_2O}$ ) распределение р. э. внутри фации. При этом происходит перераспределение тантала и ниобия из концентрированной в рассеянную форму и обратно, с сохранением общей массы этих элементов в соответствующих редкометальных системах, что

является однозначным доказательством инертного поведения  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$ .

3. Поведение тантала и ниобия в субщелочных и щелочных метагранитах полностью описывается следующими факторами: а) интенсивностью привноса р. з. э. метасоматическими растворами, что определяет общую массу  $Ta_2O_5$  и  $Nb_2O_5$  в различных редкометальных системах метагранитов; б) дифференциальной подвижностью тантала и ниобия, обуславливающей преимущественное накопление одного из элементов в различных фациях и зонах метасоматических колонок метагранитов; в) условиями кислотности — щелочности (химическими потенциалами  $CaO$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$ ), определяющими смену редкометальных парагенезисов внутри и между редкометальными системами метагранитов и вызывающими перераспределение тантала и ниобия между концентрированной и рассеянной формами нахождения этих элементов (при сохранении их общей массы) внутри минеральных фаций субщелочных и щелочных гранитоидов.

#### *РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ СУБЩЕЛОЧНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАГРАНИТОВ*

Для анализа рассеянной формы нахождения р. з. э. в метагранитах мы располагаем только тремя пробами из эндоконтактовых, флюорит-магнетит-биотитовых и эгирин-рибекитовых гранитоидов (см. таблицы 23, 24, рисунки 44, 45). Из приведенных данных следует, что массы  $TR_2O_3$  в рассеянной и концентрированной формах (см. рис. 32) минимальны в эндоконтактовых метагранитах (20,7 и 0 г/т соответственно), резко повышаются в эгирин-рибекитовых гранитоидах (50 и 309,89 г/т) и достигают максимума в редкометальной системе флюорит-магнетит-биотитовых гранитоидов (151,60 и 1963,02 г/т). Различия общих масс р. з. э. в минеральных фациях метагранитов увеличивают достоверность выделения эгирин-рибекитовой и флюорит-магнетит-биотитовой редкометальных систем метагранитов; анализ пофациального изменения количеств р. з. э. в рассеянной форме подтверждает закономерности их поведения, выясненные в настоящей работе.

Из рис. 32 видно, что переход от щелочных к субщелочным метагранитам сопровождается значительным увеличением массы р. з. э. в рассеянной форме (от 50,0 до 151,6 г/т), причем почти целиком за счет итровой группы ( $\Sigma Ce_2O_3$  увеличивается от 34,08 до 45,18 г/т, тогда как  $\Sigma Y_2O_3$  возрастает от 7,92 до 106,42 г/т), что выражается в резком возрастании  $\Sigma Y_2O_3 : \Sigma Ce_2O_3$  от 0,232 в эгирин-рибекитовых до 2,355 во флюорит-магнетит-биотитовых метагранитах.

На тройной диаграмме составов р. з. э. (Минеев, 1969) этот переход сопровождается резким увеличением групп  $\Sigma Y$  от 8,6 до 30,6% и  $\Sigma Sc$  от 5,5 до 23,3% при падении  $\Sigma La$  от 85,9 до

Содержания р. з. э. в породообразующих минералах гранитоидов массива

№ п/п	Номер пробы	Порода	Минерал	Содержания TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> г/т	Окислы, %						
					La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	28,8	Эндоконтактовый метагранит	Би	60	20,0	35,8	4,9	8,6	6,4	Не обн.	6,1
2	14/29	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	Би	290	4,5	13,1	1,4	4,3	1,5	Не обн.	4,6
3	28,8	Эндоконтактовый метагранит	Кпш	30	23,8	43,2	3,6	15,6	2,4	Не обн.	4,8
4	14/29	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	Кпш	150	3,6	9,7	1,0	4,8	3,3	Не обн.	4,7
5	21/2	Эгирин-рибекитовый метагранит	Кпш	120	22,0	44,7	4,0	16,4	2,3	Не обн.	3,4
6	28,8	Эндоконтактовый метагранит	Пл	30	27,1	41,3	3,2	14,1	2,0	Не обн.	4,6
7	14/29	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	Пл	150	4,4	11,3	2,1	7,4	6,2	Не обн.	4,5
8	21/2	Эгирин-рибекитовый метагранит	Пл	30	19,0	45,4	3,9	17,8	1,4	Не обн.	2,8
9	28,8	Эндоконтактовый метагранит	Кв	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—
10	14/29	Флюорит-магнетит-биотитовый метагранит	Кв	140	8,3	20,4	2,5	10,8	4,3	Не обн.	5,6
11	21/2	Эгирин-рибекитовый метагранит	Кв	30	6,2	19,7	2,1	15,7	6,5	Не обн.	6,8

Продолжение табл. 23

№ п/п	Номер пробы	Окислы, %								Σ Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	Σ Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	Σ Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / Σ Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Σ La	Σ Y	Σ Sc
		Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
1	28,8	Не обн.	5,6	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	12,6	75,7	24,3	0,321	79,3	20,7	0,0
2	14/29	Не обн.	8,5	Не обн.	7,4	Не обн.	8,5	Не обн.	46,2	24,8	75,2	3,032	43,3	27,1	29,6
3	28,8	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	6,6	88,6	11,4	0,129	92,3	7,7	0,0
4	14/29	Не обн.	6,7	2,6	3,4	Не обн.	5,3	Не обн.	54,9	22,4	77,6	3,464	42,4	38,4	19,2
5	21/2	Не обн.	0,7	Не обн.	1,5	Не обн.	1,1	Не обн.	3,9	89,4	10,6	0,118	90,7	6,6	2,7
6	28,8	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	7,7	87,7	12,3	0,140	92,8	7,2	0,0
7	14/29	Не обн.	7,0	Не обн.	8,8	Не обн.	8,6	Не обн.	39,7	31,4	68,6	2,185	41,7	29,4	28,9
8	21/2	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,6	Не обн.	1,3	Не обн.	6,8	87,5	12,5	0,143	92,4	4,5	3,1
9	28,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	14/29	Не обн.	8,1	Не обн.	7,2	Не обн.	6,2	Не обн.	26,6	46,3	53,7	1,160	57,3	24,6	18,1
11	21/2	Не обн.	2,3	Не обн.	9,5	Не обн.	4,9	Не обн.	26,3	50,2	49,8	0,992	59,3	21,1	19,6

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИМГРЭ А. А. Мануховой (1,4), А. В. Мартыновой (2, 3, 5–11).

Поминаральные балансы содержаний редкоземельных элементов в гранитоидах массива

Номер пробы	Порода	Минерал, форма нахождения элемента	Содержание минерала в породе, г/т	Содержания в минерале, вес. %								
				TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
28/8	Эндоконтактовый метагранит	Илрт К. ф.	1 538	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	—
		Циркон	122	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	—
		Прочие	8 340	Не опр.	—	—	—	—	—	—	—	—
		Би	90 000	60·10 <sup>-4</sup>	12·10 <sup>-4</sup>	21,48·10 <sup>-4</sup>	2,94·10 <sup>-4</sup>	5,16·10 <sup>-4</sup>	3,84·10 <sup>-4</sup>	Не обн.	3,66·10 <sup>-4</sup>	
14/29	метагранит	Кпш	180 000	30·10 <sup>-4</sup>	7,14·10 <sup>-4</sup>	12,96·10 <sup>-4</sup>	1,08·10 <sup>-4</sup>	4,68·10 <sup>-4</sup>	0,72·10 <sup>-4</sup>	Не обн.	1,44·10 <sup>-4</sup>	
		Пл	330 000	30·10 <sup>-4</sup>	8,12·10 <sup>-4</sup>	12,40·10 <sup>-4</sup>	0,96·10 <sup>-4</sup>	4,24·10 <sup>-4</sup>	0,60·10 <sup>-4</sup>	Не обн.	1,38·10 <sup>-4</sup>	
		Кв	390 000	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	—
		Р. ф.										
		Р. с. С. х. Ошибка, %										
Флюорит-магнетит-биотитовый		Фер	390	42,65	0,38	1,71	0,38	1,41	1,45	0,13	1,83	
		Эвкс	5 802	27,10	0,35	1,36	0,47	1,63	1,73	0,05	1,84	
		Гад	462	48,56	0,44	2,31	0,53	1,89	1,75	0,12	2,43	
		К. ф.			—	—	—	—	—	—	—	—
Эгириновый метагранит		Циркон	29 192	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	
		Прочие	14 154	Не опр.	—	—	—	—	—	—	—	
		Би	80 000	290·10 <sup>-4</sup>	13,05·10 <sup>-4</sup>	37,99·10 <sup>-4</sup>	4,05·10 <sup>-4</sup>	12,47·10 <sup>-4</sup>	4,35·10 <sup>-4</sup>	Не обн.	13,34·10 <sup>-4</sup>	
		Кпш	390 000	150·10 <sup>-4</sup>	5,40·10 <sup>-4</sup>	14,55·10 <sup>-4</sup>	1,50·10 <sup>-4</sup>	7,20·10 <sup>-4</sup>	4,95·10 <sup>-4</sup>	Не обн.	7,05·10 <sup>-4</sup>	
21.2	Эгириновый метагранит	Пл	270 000	150·10 <sup>-4</sup>	6,60·10 <sup>-4</sup>	16,95·10 <sup>-4</sup>	3,15·10 <sup>-4</sup>	11,10·10 <sup>-4</sup>	9,30·10 <sup>-4</sup>	Не обн.	6,75·10 <sup>-4</sup>	
		Кв	210 000	140·10 <sup>-4</sup>	11,62·10 <sup>-4</sup>	28,56·10 <sup>-4</sup>	3,50·10 <sup>-4</sup>	15,12·10 <sup>-4</sup>	6,02·10 <sup>-4</sup>	Не обн.	7,84·10 <sup>-4</sup>	
		Р. ф.										
		Р. с. С. х. Ошибка, %										
				Прхл	297	11,86	1,16	4,65	0,56	1,99	0,77	Не обн.
Фер	644			42,65	0,38	1,71	0,38	1,41	1,45	0,13	1,83	
Илрт	12			Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	—
К. ф.					—	—	—	—	—	—	—	—
		Циркон	15 995	0,05	—	—	—	—	—	Не определялись		
		Прочие	213 052	Не опр.	—	—	—	—	—	—		
		Кпш	210 000	120·10 <sup>-4</sup>	26,40·10 <sup>-4</sup>	53,64·10 <sup>-4</sup>	4,80·10 <sup>-4</sup>	19,68·10 <sup>-4</sup>	2,76·10 <sup>-4</sup>	Не обн.	4,08·10 <sup>-4</sup>	
		Пл	280 000	30·10 <sup>-4</sup>	5,70·10 <sup>-4</sup>	13,62·10 <sup>-4</sup>	1,17·10 <sup>-4</sup>	5,34·10 <sup>-4</sup>	0,42·10 <sup>-4</sup>	Не обн.	0,84·10 <sup>-4</sup>	
		Кв	280 000	30·10 <sup>-4</sup>	1,83·10 <sup>-4</sup>	5,91·10 <sup>-4</sup>	0,63·10 <sup>-4</sup>	4,71·10 <sup>-4</sup>	1,95·10 <sup>-4</sup>	Не обн.	2,04·10 <sup>-4</sup>	
		Р. ф.										
		Р. с. С. х. Ошибка, %										

Номер пробы	Порода	Минерал, форма нахождения элемента	Содержание минерала в породе, г/т	Содержания в минерале, вес. %							
				Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
28,8	Эндоконтактовый метагранит	Илрт К. ф.	1 538	—	—	—	—	—	—	—	—
		Циркон	122	—	—	—	—	—	—	—	—
		Прочие	8 340	—	—	—	—	—	—	—	—
		Би	90 000	He обн.	3,36·10 <sup>-4</sup>	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
14,29	метагранит	Кпш	180 000	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	1,98·10 <sup>-4</sup>
		Пл	330 000	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	2,30·10 <sup>-4</sup>
		Кв	390 000	—	—	—	—	—	—	—	—
		Р. ф.									
		Р. с. С. х. Ошибка, %									
14,29	метагранит	Фер	390	0,47	3,54	0,94	2,98	0,55	3,41	0,55	22,92
		Эвкс	5 802	0,30	1,77	0,38	1,04	0,24	1,36	0,24	14,34
		Гад	462	0,39	2,50	0,53	1,41	0,24	1,21	0,29	32,52
		К. ф.		—	—	—	—	—	—	—	—

21/2	Эгириновый метагранит	Циркон	29 192	—	—	—	—	—	—	—	—
		Прочие	14 154	—	—	—	—	—	—	—	—
		Би	80 000	He обн.	24,65·10 <sup>-4</sup>	He обн.	21,46·10 <sup>-4</sup>	He обн.	24,65·10 <sup>-4</sup>	He обн.	133,98
		Кпш	390 000	He обн.	10,05·10 <sup>-4</sup>	3,90·10 <sup>-4</sup>	5,10·10 <sup>-4</sup>	He обн.	7,95·10 <sup>-4</sup>	He обн.	82,35
		Пл	270 000	He обн.	10,50·10 <sup>-4</sup>	He обн.	13,20·10 <sup>-4</sup>	He обн.	12,90·10 <sup>-4</sup>	He обн.	59,55
		Кв	210 000	He обн.	11,34·10 <sup>-4</sup>	He обн.	10,08·10 <sup>-4</sup>	He обн.	8,54·10 <sup>-4</sup>	He обн.	37,38
		Р. ф.									
21/2	Эгириновый метагранит	Р. с. С. х. Ошибка, %									
		Прхл	297	He обн.	0,57	He обн.	0,26	He обн.	0,24	He обн.	1,17
		Фер	644	0,47	3,54	0,94	2,98	0,55	3,41	0,55	22,92
		Илрт К. ф.	12	—	—	—	—	—	—	—	—
21/2	Эгириновый метагранит	Циркон	15 995	He опр.	—	—	—	—	—	—	—
		Прочие	213 052	—	—	—	—	—	—	—	—
		Кпш	210 000	He обн.	0,84·10 <sup>-4</sup>	He обн.	1,80·10 <sup>-4</sup>	He обн.	1,32·10 <sup>-4</sup>	He обн.	4,68·10 <sup>-4</sup>
		Пл	280 000	He обн.	He обн.	He обн.	0,48·10 <sup>-4</sup>	He обн.	0,39·10 <sup>-4</sup>	He обн.	2,04·11 <sup>-4</sup>
		Кв	280 000	He обн.	0,69·10 <sup>-4</sup>	He обн.	2,85·10 <sup>-4</sup>	He обн.	1,47·10 <sup>-4</sup>	He обн.	7,92·10 <sup>-4</sup>
21/2	Эгириновый метагранит	Р. ф.									
		Р. с. С. х. Ошибка, %									

Номер пробы	Порода	Минерал, форма нахождения элемента	Содержание минерала в породе, г/т	Количества, содержащиеся в минерале в 1 т породы, г							
				TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
28.8	Илрт К. ф.	1538	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Циркон	122	—	—	—	—	—	—	—	—
		Прочие	8 340	—	—	—	—	—	—	—	—
		Би	90 000	5,40	1,09	1,93	0,26	0,46	0,35	He обн.	0,33
Эндоконтактовый метагранит	Кпш	180 000	5,40	1,28	2,34	0,19	0,84	0,13	He обн.	0,26	
		Пл	330 000	9,90	2,68	4,09	0,32	1,40	0,20	He обн.	0,45
		Кв	390 000	—	—	—	—	—	—	—	—
		Р. ф.	—	20,70	5,05	8,36	0,77	2,70	0,68	He обн.	1,04
		Р. с.	—	20,70	5,05	8,36	0,77	2,70	0,68	He обн.	1,04
Эндоконтактовый метагранит	С. х.	—	30,00	6,36	11,28	1,02	3,33	0,90	He обн.	1,86	
		Ошибки, %	—	-31,0	-20,6	-25,9	-24,5	-18,9	-24,5	0,0	-44,1

14.29	метагранит	Фер	390	166,33	1,48	6,67	1,48	5,50	5,65	0,51	7,14
		Эвкс	5 802	1572,34	20,31	78,91	27,26	94,58	100,38	2,90	106,76
		Гад	462	224,35	2,03	10,67	2,45	8,73	8,09	0,55	11,23
		К. ф.	—	1963,02	23,82	96,25	31,19	108,81	114,12	3,96	125,13

Флюорит-магнетит-биотитовый	Циркон	29 192	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Прочие	14 154	—	—	—	—	—	—	—	—
		Би	80 000	23,20	1,04	3,04	0,32	1,00	0,35	He обн.	1,07
		Кпш	390 000	58,50	2,10	5,68	0,58	2,81	1,93	He обн.	2,75
		Пл	270 000	40,50	1,78	4,58	0,85	3,00	2,51	He обн.	1,82
		Кв	210 000	29,40	2,44	6,00	0,74	3,18	1,25	He обн.	1,65
		Р. ф.	—	151,60	7,36	19,30	2,49	9,99	6,04	He обн.	7,29
		Р. с.	—	2114,62	31,18	115,55	33,68	118,80	120,16	3,96	132,42
		С. х.	—	2600,00	52,00	187,20	67,60	195,00	111,80	10,40	156,00
		Ошибки, %	—	-18,7	-40,0	-38,1	-50,2	-39,1	+7,0	-61,3	-15,1

21.2	Эгириновый метагранит	Прхл	297	35,22	3,44	13,82	1,66	5,91	2,29	He обн.	1,46		
			Фер	644	274,67	2,45	11,01	2,45	9,08	9,34	0,84	11,79	
			Илрт	12	—	—	—	—	—	—	—	—	
			К. ф.	—	309,89	5,89	24,83	4,11	14,99	11,63	0,84	13,25	
		Эгириновый метагранит	Циркон	15 995	8,00	—	—	—	—	—	—	—	
				Прочие	213 052	—	—	—	—	—	—	—	
				Кпш	210 000	25,20	5,54	11,25	1,01	4,13	0,58	He обн.	0,86
				Пл	280 000	8,40	1,60	3,82	0,33	1,49	0,12	He обн.	0,23
				Кв	280 000	8,40	0,51	1,65	0,18	1,32	0,55	He обн.	0,57
				Р. ф.	—	50,00	7,65	16,72	1,52	6,94	1,25	He обн.	1,66
Р. с.	—	359,89	13,54	41,55	5,63	21,93	12,88	0,84	14,91				
С. х.	—	330,00	13,86	51,48	6,27	25,74	14,19	0,99	15,51				
Ошибки, %	—	+8,4	-2,3	-19,3	-10,2	-14,8	-9,2	-15,2	-3,9				

Номер пробы	Порода	Минерал, форма нахождения элемента	Содержание минерала в породе, г/т	Количества, содержащиеся в минерале в 1 т породы, г								
				Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
28/8	Эндоконтактовый метабранит	Илрт	1 538	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		К. ф.		—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Циркон	122	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Прочие	8 340	—	—	—	—	—	—	—	—	—
14/29	метабранит	Би	90 000	Не обн.	0,30	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,68
		Кпш	180 000	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,36
		Пл	330 000	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,76
		Кв	390 000	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Р. ф.		Не обн.	0,30	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,80
		Р. с.		Не обн.	0,30	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,80
		С. х.		Не обн.	0,57	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	4,68
		Ошибка, %		0,0	-47,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-61,5
14/29	метабранит	Фер	390	1,83	13,81	3,67	11,62	2,14	13,30	2,14	89,39	
		Эвкс	5 802	17,40	102,69	22,05	60,34	13,92	78,90	13,92	832,02	
		Гад	462	1,80	11,55	2,43	6,51	1,11	5,59	1,34	150,27	
		К. ф.		21,03	128,05	28,15	78,47	17,17	97,79	17,40	1071,68	

12 Зав. 493	Флюорит-магнетит-биогитовый	Циркон	29 192	—	—	—	—	—	—	—	—
		Прочие	14 154	—	—	—	—	—	—	—	—
		Би	80 000	Не обн.	1,97	Не обн.	1,72	Не обн.	1,97	Не обн.	10,72
		Кпш	390 000	Не обн.	3,91	Не обн.	1,99	Не обн.	3,10	Не обн.	32,13
		Пл	270 000	Не обн.	2,84	Не обн.	3,56	Не обн.	3,48	Не обн.	16,08
		Кв	210 000	Не обн.	2,38	Не обн.	2,12	Не обн.	1,79	Не обн.	7,85
		Р. ф.		Не обн.	11,10	1,52	9,39	Не обн.	10,34	Не обн.	66,78
		Р. с.		21,03	139,15	29,67	87,86	17,17	108,13	17,40	1138,46
		С. х.		31,20	187,20	31,20	130,00	23,40	163,80	18,20	1235,00
21/2	Эгириновый метабранит	Прхл	297	Не обн.	1,69	Не обн.	0,77	Не обн.	0,71	Не обн.	3,47
		Фер	644	3,02	22,80	6,05	19,19	3,54	21,96	3,54	147,61
		Илрт	12	—	—	—	—	—	—	—	—
		К. ф.		3,02	24,49	6,05	19,96	3,54	22,67	3,54	151,08
		Циркон	15 995	—	—	—	—	—	—	—	—
		Прочие	213 052	—	—	—	—	—	—	—	—
		Кпш	210 000	Не обн.	0,18	Не обн.	0,39	Не обн.	0,28	Не обн.	0,98
		Пл	280 000	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,13	Не обн.	0,11	Не обн.	0,57
		Кв	280 000	Не обн.	0,19	Не обн.	0,80	Не обн.	0,41	Не обн.	2,22
		Р. ф.		Не обн.	0,37	Не обн.	1,32	Не обн.	0,80	Не обн.	3,77
		Р. с.		3,02	24,86	6,05	21,23	3,54	23,47	3,54	154,85
		С. х.		2,97	22,77	4,21	18,43	0,33	21,45	0,33	131,34
		Ошибка, %		+1,7	+3,4	+29,1	+13,2	+90,7	+8,6	+90,7	+15,2

Номер пробы	По-рода	Минерал, форма нахождения элемента	Содержание минерала в породе, г/т	Количества, содержащиеся в 1 т породы, г		$\frac{\Sigma Y_2O_3}{\Sigma Ce_2O_3}$	$\Sigma La, \%$	$\Sigma Y, \%$	$\Sigma Sc, \%$	Ссылки
				$\Sigma Ce_2O_3$	$\Sigma Y_2O_3$					
28,8	Эндоконтактовый метагранит	Илрт К. ф.	1 538							Табл. 14, анализ 3
		Циркон	122							" 14, " 11
		Прочие	8 340							" 23, " 1
		Би	90 000							" 23, " 3
		Кпш	180 000						" 23, " 6	
		Пл	330 000						" 23, " 9	
		Кв	390 000	17,56	3,14	0,179	89,3	10,7	0,0	
		Р. ф.								
		Р. с.		17,56	3,14					" 15, " 28,8
		С. х.		22,89	7,11	0,311				
		Ошибка, %								
14/29	метагранит	Фер	390							Табл. 14, анализ 7
		Эвкс	5 802							" 14, " 5
		Гад	462							" 14, " 15
		К. ф.		378,15	1584,87	4,191	29,2	47,2	23,6	

	Флюорит-магнетит-биогитовый	Циркон	29 192							" 14, " 11	
		Прочие	14 154							" 23, " 2	
		Би	80 000							" 23, " 4	
		Кпш	390 000							" 23, " 7	
		Пл	270 000							" 23, " 10	
		Кв	210 000								
		Р. ф.		45,18	106,42	2,355	46,1	30,6	23,3		
		Р. с.		423,33	1691,29	3,995				" 15, " 14 29	
		С. х.		624,00	1976,00	3,167					
		Ошибка, %									
21 2	Эгириновый метагранит	Прхл	297							Табл. 14, анализ 1	
		Фер	644							" 14, " 7	
		Илрт	12								" 14, " 3
		К. ф.		62,29	247,60	3,975	31,4	37,2	31,4		
		Циркон	15 995							" 23, " 5	
		Прочие	213 052							" 23, " 8	
		Кпш	210 000							" 23, " 11	
		Пл	280 000								
		Кв	280 000	34,08	7,92	0,232	85,9	8,6	5,5		
		Р. ф.									
		Р. с.		93,37	255,52	2,651				" 15, " 21 2	
		С. х.		112,53	217,47	1,932					
		Ошибка, %									

Примечания: 1. Содержание калишпата, плаггиостаза и кварца в пробах определены количественно-минералогическими подсчетами в прозрачных шифах с точностью до 1%. 2. Содержания акцессорных минералов определены подсчетами в проколах (см. табл. 13).

46,1% в редкоземельном спектре рассеянной формы (см. рис. 45). По-видимому, подобный эффект объясняется преимущественным возрастанием химической активности более кислотных иттровых р. з. э. по сравнению с более щелочными цериевыми при переходе от эгирин-рибекитовых в менее щелочные условия флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов.

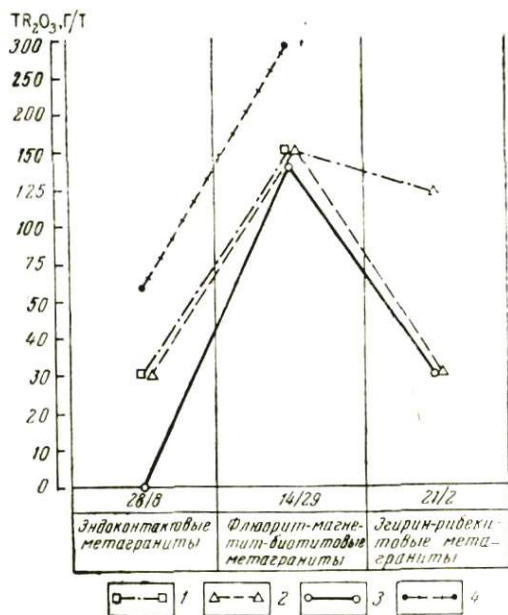


Рис. 44. Содержания р. з. э. в породообразующих минералах метагранитов:

1 — в калишпатах, 2 — в плагиоклазах, 3 — в кварцах, 4 — в биотитах

гранитов происходит вследствие их растворения и выноса, причем главным образом за счет лантаноидов цериевой группы. Отсюда непосредственно следует, что по мере возрастания кислотности метасоматических растворов от щелочных к субщелочным и эндоконтактовым метагранитам дифференциальная подвижность р. з. э. изменяется следующим образом:  $\Sigma \text{Ce}_2\text{O}_3 < \Sigma \text{Y}_2\text{O}_3 \rightarrow \Sigma \text{Ce}_2\text{O}_3 > \Sigma \text{Y}_2\text{O}_3 \rightarrow \Sigma \text{Ce}_2\text{O}_3 \gg \Sigma \text{Y}_2\text{O}_3$ , что объясняется с позиций кислотно-основного взаимодействия. Вынос р. з. э. из фации эндоконтактовых метагранитов наряду с накоплением в ней ниобия позволяет определить его место в общем ряду дифференциальной подвижности р. э.:  $(\Sigma \text{Ce}_2\text{O}_3 \gg \Sigma \text{Y}_2\text{O}_3 \gg \text{Nb}_2\text{O}_5)$ , соответствующее его наиболее кислотным свойствам.

Смена субщелочных эндоконтактовыми гранитоидами сопровождается резким понижением содержания р. з. э. в рассеянной форме (до 20,70 г/т) и снова преимущественно за счет их иттровой группы ( $\Sigma \text{Ce}_2\text{O}_3$  уменьшается от 45,18 до 17,56 г/т, тогда как  $\Sigma \text{Y}_2\text{O}_3$  — от 106,42 до 3,14 г/т;  $\Sigma \text{Y}_2\text{O}_3 : \Sigma \text{Ce}_2\text{O}_3$  соответственно падает от 2,355 до 0,179). Кроме того, ранее отмечалось, что по сравнению с исходными вмещающими породами в эндоконтактовых метагранитах количества р. з. э. уменьшены из-за преимущественного падения содержаний лантаноидов цериевой группы.

Сопоставляя эти два факта, приходим к выводу, что уменьшение содержания р. з. э. в рассеянной форме в фации эндоконтактовых метагранитов происходит вследствие их растворения и выноса, причем главным образом за счет лантаноидов цериевой группы.

Изменение спектра р. з. э. в рассеянной форме является более чутким индикатором физико-химических условий процесса по сравнению с лантаноидами в породе в целом или в кон-

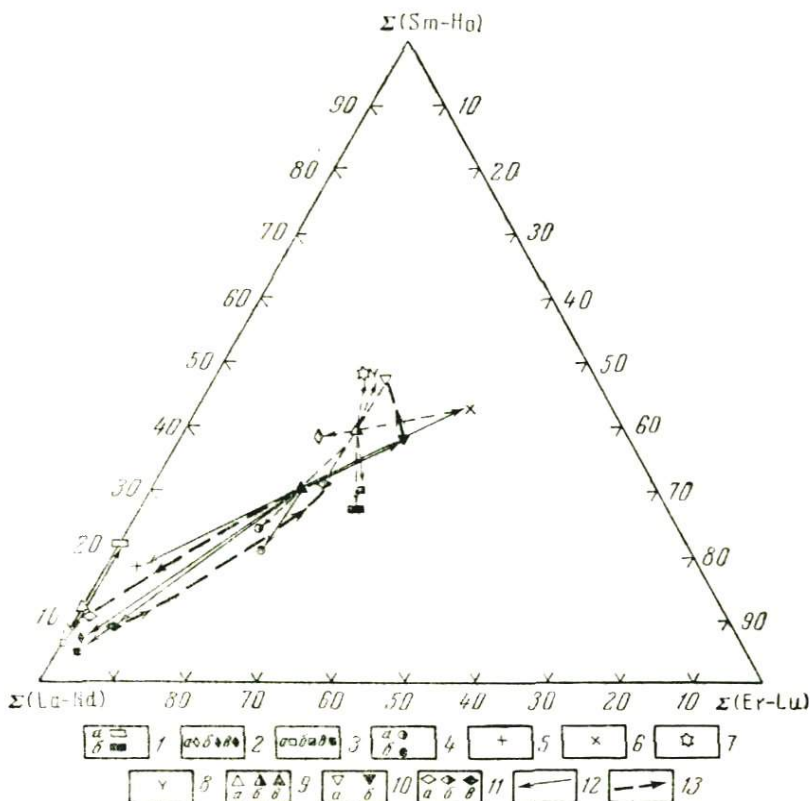


Рис. 45. Состав лантаноидов в минералах гранитоидов массива:

1 — в биотитах из метагранитов: а — эндоконтактовых, б — флюорит-магнетит-биотитовых; 2 — в калишпатах из метагранитов: а — эндоконтактовых, б — флюорит-магнетит-биотитовых, в — эгирин-рибекитовых; 3 — в плагиоклазах из метагранитов: а — эндоконтактовых, б — флюорит-магнетит-биотитовых, в — эгирин-рибекитовых; 4 — в кварце из метагранитов: а — флюорит-магнетит-биотитовых, б — эгирин-рибекитовых, 5 — в пироклоре; 6 — в фергусоните; 7 — в гадолините; 8 — в эвксените (по данным Д. А. Минеева, 1969); 9 — в метагранитах: а — эндоконтактовых, б — флюорит-магнетит-биотитовых, в — эгирин-рибекитовых; 10 — в концентрированной форме в метагранитах: а — во флюорит-магнетит-биотитовых, б — в эгирин-рибекитовых; 11 — в рассеянной форме в метагранитах: а — в эндоконтактовых, б — во флюорит-магнетит-биотитовых, в — в эгирин-рибекитовых; 12 — стрелки соединяют породу со слагающими ее минералами, с концентрированной и рассеянной формами; 13 — стрелки показывают изменение состава лантаноидов в концентрированной и рассеянной формах от эндоконтактовых к флюорит-биотит-магнетитовым и эгирин-рибекитовым метагранитам

центрированной форме. Так, переход от щелочных к субщелочным метагранитам в породе и в концентрированной форме фиксируется лишь незначительным (в связи с присутствием в пробе эгирин-рибекитовых метагранитов фергусонита) увели-

чением  $\Sigma Y_2O_3 : \Sigma Ce_2O_3$  (от 2,651 до 3,995 и от 3,975 до 4,191 соответственно), тогда как в рассеянной форме этот параметр возрастает значительно четче: от 0,232 до 2,355. Еще более наглядно отмеченная закономерность прослеживается на тройной диаграмме составов р. з. э. (см. рис. 45): при переходе от щелочных к субщелочным метагранитам интервал изменения составов лантаноидов в рассеянной форме почти в 4,5 раза превышает изменения спектра р. з. э. в редкоземельных минералах.

Распределение р. з. э. в конкретных породообразующих минералах метагранитов (см. таблицы 23, 24, рис. 44) подчинено закономерностям, установленным для рассеянной формы нахождения их в целом. Поэтому отметим лишь две очевидные и самые общие закономерности.

Переход от эгирин-рибекитовых к флюорит-магнетитовым и далее к эндоконтактовым метагранитам сопровождается резким повышением, а затем еще более резким падением массы р. з. э., рассеянных во всех без исключения породообразующих минералах, что объясняется эффектом кислотно-основного взаимодействия, как это уже отмечалось при обсуждении рассеянной формы лантаноидов в метагранитах.

При этом переходе для всех породообразующих минералов (кроме кварца, что, вероятно, объясняется случайными причинами), как и для рассеянной формы в целом, наблюдается отчетливый сдвиг состава лантаноидов в иттриевую сторону (смена щелочных субщелочными гранитоидами), после чего (при переходе от субщелочных к эндоконтактовым метагранитам) состав р. з. э. во всех породообразующих минералах вновь становится существенно цериевым (см. рис. 45). Очевидно, объяснения, предложенные для аналогичного эффекта изменения состава лантаноидов в рассеянной форме, вполне приемлемы и здесь.

На основании изложенного можно сказать, что анализ распределения р. з. э. в породообразующих минералах метагранитов уверенно подтвердил различие масс этих элементов в различных минеральных фациях гранитоидов и тем самым увеличил достоверность выделения эгирин-рибекитовой и флюорит-магнетит-биотитовой редкометальных систем. Содержания р. з. э. в различных минеральных фациях метагранитов определяются совокупностью трех факторов: 1) общим привнесом этих элементов метасоматическими растворами, создающими массу р. з. э. в конкретных редкометальных системах; 2) дифференциальной подвижностью лантаноидов, изменяющейся (в соответствии с условиями кислотности — щелочности) от щелочных ( $\Sigma Ce_2O_3 < \Sigma Y_2O_3$ ) к субщелочным ( $\Sigma Ce_2O_3 > \Sigma Y_2O_3$ ) и эндоконтактовым ( $\Sigma Ce_2O_3 \gg \Sigma Y_2O_3$ ) метагранитам, определяющей порядок осаждения и растворения цериевых и иттриевых р. з. э.; 3) условиями кислотности — щелочности, характеризую-

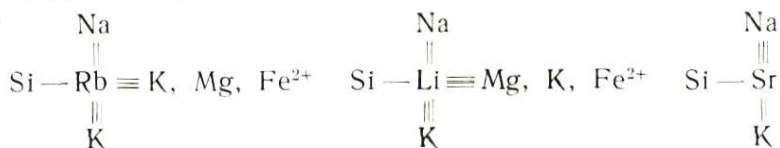
ющими различные минеральные фации метагранитов и вызывающими осаждение, перераспределение р. з. э. из концентрированной формы нахождения в рассеянную и обратно; растворение и вынос их в целом по фациям.

*ЛИТИЙ, РУБИДИЙ И СТРОНЦИЙ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ СУБЩЕЛОЧНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАГРАНИТОВ*

Литий, рубидий и стронций не образуют собственных минералов в рассматриваемых метагранитах. В связи с этим интересно выяснить, в какой степени их поведение зависит от тех факторов, которые определили геохимию тантала, ниобия и р. з. э., встречающихся в этих породах в основном в концентрированной форме.

Содержания Li, Rb и Sr в породообразующих минералах рассматриваемых гранитоидов видны из табл. 25 и рис. 46.

Для наиболее щелочного элемента — рубидия (электроотрицательность — 0,8) — максимальные содержания во всех фациях отмечаются в биотите (тысячи граммов на тонну), меньшие, но соизмеримые, в калишпате (сотни и тысячи граммов на тонну) и минимальные (первые десятки граммов на тонну) в плагиоклазе. Менее щелочной элемент — литий (электроотрицательность — 0,95) — максимальные концентрации образует также в биотите (тысячи граммов на тонну), однако в десятки и сотни раз меньшие содержания в калишпате лишь незначительно превышают количества его в плагиоклазе. Наконец, наиболее кислотный компонент — стронций (электроотрицательность — 1,0; Бацанов, 1962) — также характеризуется сопоставимыми концентрациями в плагиоклазе и калишпате, но во всех фациях средние содержания его выше в плагиоклазе. Ни один из элементов не обнаружен в кварце; в биотитах, к сожалению, стронций не определялся. Таким образом, в породообразующих минералах метагранитов содержания рассматриваемых элементов распределяются следующим образом: Rb — Би > Кпш >> Пл > Кв; Li — Би >> Кпш > Пл > Кв; Sr — Пл > > Кпш > Кв. Очевидно, что для каждого элемента получившиеся ряды полностью отвечают требованиям принципа кислотно-основного соответствия химических свойств редкого и петрогенного элемента, что можно изобразить следующей принципиальной схемой:



Заметим, что в биотите многие исследователи наблюдали преимущественную концентрацию рубидия и лития (Свешникова,

## Содержания Li, Rb, Sr в породообразующих

Элемент	Минерал	В пробах	№							
			Плагиопегматиты		Скиалиты	Эндоконтактовые метатраниты			Флюо-	
			2/4	20/13	21/14	1/13	200/18	28/8	1/15—19	
Li	Му	В пробах	400	—	—	Не опр.	200	—	—	
Rb		Среднее	400	—	—	200	—	—		
Sr		В пробах	150	—	—	Не опр.	500	—	—	
		Среднее	150	—	—	Не опр.	500	—	—	
Li	Би	В пробах	800	Не опр.	Не опр.	Не опр.	900	1200	3900	
Rb		Среднее	800	—	—	—	1050	1200	4100	
Sr		В пробах	1700	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1550	Не опр.	Не опр.	
		Среднее	1700	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1550	Не опр.	Не опр.	
Rb/Li		В пробах	2,12	—	—	—	1,33	1,58	1,05	
	Среднее	2,12	—	—	—	1,45	—	—		
Li	Риб	В пробах	—	—	—	—	—	—	—	
Rb		Среднее	—	—	—	—	—	—	—	
Sr		В пробах	—	—	—	—	—	—	—	
		Среднее	—	—	—	—	—	—	—	
Li	Кпш	В пробах	6	2	—	Не опр.	9	8	10	
Rb		Среднее	4	—	—	—	6	—	—	
Sr		В пробах	490	270	—	200	280	500	950	
		Среднее	380	—	—	—	327	—	—	
Rb/Li		В пробах	260	740	—	200	730	340	160	
	Среднее	500	—	—	—	423	—	—		
	В пробах	82	135	—	—	31	63	95		
	Среднее	108	—	—	—	47	—	—		

## минералах гранитоидов массива, г т

рода												
рит-магнетит-биотитовые метатраниты							Эгирин-рибекитовые метатраниты					
пробы												
	1/1	22/11	14/40	21/15	14/29	21/1	14/1	14/1	22/5	21/2	27/8	14/12
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Не опр.	1000	Не опр.	1500 2350	3000	Не опр.	7300	—	—	—	—	12 500
	Не опр.	900	Не опр.	1000 2325	3300	Не опр.	4700	—	—	—	—	5 700
	Не опр.	Не опр.	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	—	—	—	Не опр.
	—	0,90	—	0,67	1,10	—	0,66	—	—	—	—	0,46
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	Не опр.	Не опр.	—	—	7 910
	—	—	—	—	—	—	—	Не опр.	Не опр.	—	—	23 000
	—	—	—	—	—	—	—	Не опр.	Не опр.	—	—	Не опр.
	20	25	20	10	8	30	5	40	6	10	4	1
	1050	1030	18 1250	350	1040	620	2020	2140	11 590	10 950	4 1940	1 2 010
	280	470	899 770	650	180	170	210	200	1608 250	180 180	190 190	140 140
	52	41	383 62	35	130	21	404	54	195 98	95 95	485 485	2 010 2 010
	—	—	62	—	—	—	—	—	524	—	—	—

Элемент	Минерал	В пробах	46						
			Плагиопегматиты		Скиа-литы		Эндоконтактовые метасланцы		Элюви-
			2/4	20/13	21/14	1/13	200/18	28/8	
Li	Пл	В пробах	2	1	2	3	2	10	3
Rb		Среднее	2		2		5		10
		В пробах	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	30	
Sr		Среднее	He обн.		He обн.		10		7.30
		В пробах	380	1180	1220	450	300	530	
		Среднее	780		1220		447		

Примечания: 1. Содержания Li, Rb, Sr в кварце из всех приготовленных проб ниже уровня определялись. 2. Анализ выполнен в лаборатории физико-химических методов ИМГ ГЭ

Каленчук, 1962; Рябчиков, 1961; Злобин, Лебедев, 1959; Таусон, 1958 и др.) и объясняли это особенностями его кристаллического строения и тесным химическим родством Mg и Li, K и Rb. Перейдем к анализу распределения Li, Rb и Sr в породообразующих минералах в различных фациях метасланцев.

Литий (см. табл. 25 и рис. 46) образует максимальные содержания в биотите из эгирин-рибекитовых метасланцев (в среднем 9900 г/т). В субщелочных и эндоконтактовых метасланцах содержания лития в биотите значительно ниже (2350 и 1050 г/т соответственно) и достигает минимума в плагиопегматитах (800 г/т). Учитывая, что из всех анализируемых породообразующих минералов именно биотит (и рибекит) является главным концентратором лития, подобная закономерность свидетельствует о резком снижении общей массы этого элемента от эгирин-рибекитовых к флюорит-магнетит-биотитовым и далее эндоконтактовым метасланцам, что и отмечалось ранее. Тем более интересен факт заметного повышения среднего содержания лития в калишпате (от 11 до 18 г/т) при переходе от щелочных к субщелочным метасланцам, свидетельствующий о частичном перераспределении этого элемента из биотита в калишпат. Этот эффект следует объяснять относительным ослаблением силы химических связей Li—Mg и возрастанием —Li—K, что вызывается уменьшением щелочности при переходе от щелочных к субщелочным метасланцам.

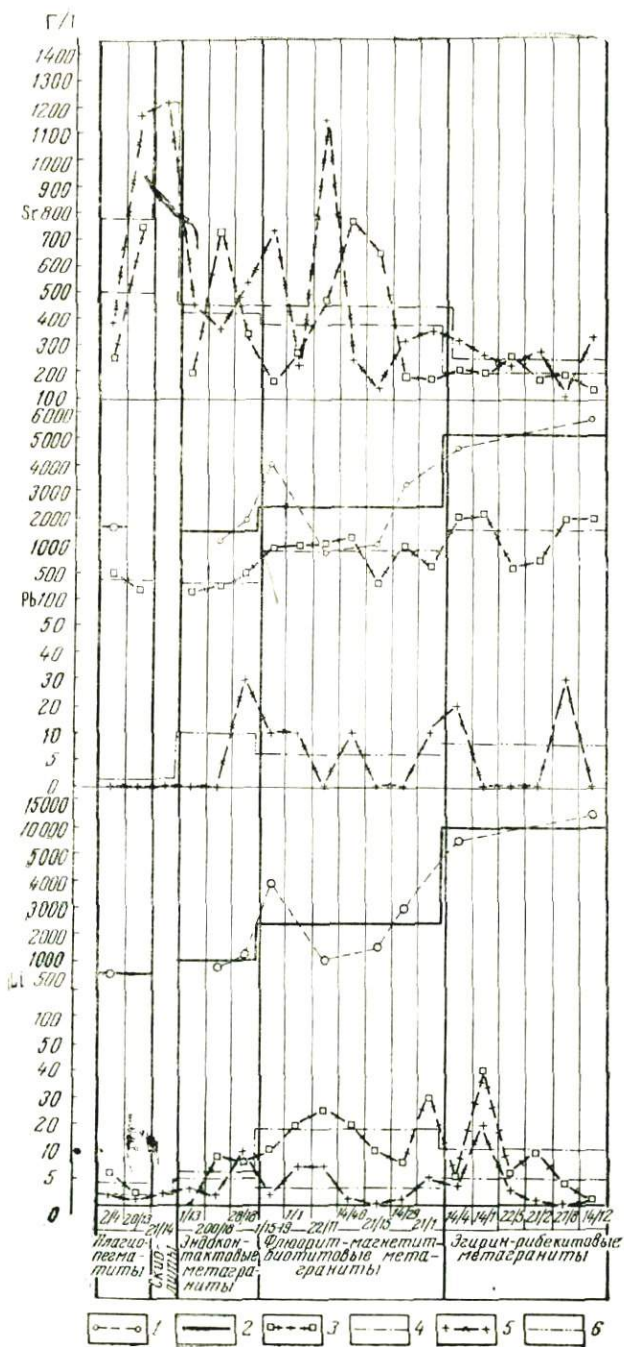
Более убедительно перераспределение лития между темно- и светлоцветными породообразующими минералами выявляется при анализе распределения его внутри отдельных фаций

рода	Эгирин-рибекитовые метасланцы											
	рит-магнетит-биотитовые метасланцы						Эгирин-рибекитовые метасланцы					
	проб											
	1/1	22/11	14/4	21/15	14/29	21/1	14/4	14/1	22/5	21/2	27/8	14/12
	7	7	1	He обн.	1	5	4	20	3	1	He обн.	1
	10	He обн.	3	He обн.	He обн.	10	20	He обн.	5	He обн.	30	He обн.
	220	1150	6						8			
			450						255			

свидетельности метода; во всех остальных минералах щелочных гранитоидов Li, Rb, Sr не Г. А. Абрамевой, А. А. Маркеловой, Е. Д. Пименовой, Л. Г. Щемой.

метасланцев. Так, появление (см. рис. 46) биотита и рибекита в фации эгирин-рибекитовых метасланцев (пробы 14/4 и 14/12) снижает содержания лития в полевых шпатах до минимума (5—1 г/т—в калишпате и 4—1 г/т—в плагиоклазе). Менее заметен этот эффект при появлении только рибекита (проба 22/5). Здесь содержания лития составляют 6 г/т в калишпате и 3 г/т в плагиоклазе. Отсутствие в пробах биотита и рибекита (пробы 14/1, 21/2) вызывает, наоборот, резкое возрастание концентраций лития в светлоцветных минералах (до 40 г/т в калишпате и 20 г/т в плагиоклазе).

Аналогично распределяется литий и в породообразующих минералах флюорит-биотит-магнетитовых метасланцев, где понижение концентрации лития в биотитах (проба 14/29—3000 г/т, проба 21/15—1500 г/т, проба 22/11—1000 г/т) сопровождается отчетливым возрастанием содержания элемента в сосуществующих полевых шпатах (в калишпатах 8, 10, 25 г/т, в плагиоклазах 1, 0, 7 г/т соответственно), а дальнейшее повышение литиевости биотита (до 3900 г/т, проба 1/15—19) вызывает резкое уменьшение концентрации лития в светлоцветных минералах (в калишпате до 10 г/т, в плагиоклазе—до 3 г/т). Отчетливо наблюдаемое перераспределение из темно- в светлоцветные минералы при изменяющихся условиях кислотности—щелочности является однозначным доказательством его инертного поведения, а различия общих масс элемента в системах эгирин-рибекитовых и флюорит-магнетит-биотитовых метасланцев подчеркивает достоверность их независимого существования.



Из рис. 46 следует, что монотонное увеличение кислотности и в фации щелочных, и в фации субщелочных метагранитов вызывает экстремальное (с максимумом в полевых шпатах и минимумом в биотитах) распределение лития в породообразующих минералах, что еще раз подчеркивает закономерность аналогичного распределения тантала и ниобия в рассеянной форме.

Рубидий. Распределение рубидия в породообразующих минералах метагранитов (см. рис. 46) во многом аналогично распределению лития (уменьшение массы элемента от щелочных к субщелочным и эндоконтактовым метагранитам, качественно одинаковое распределение рубидия по различным сосуществующим минеральным видам, экстремальный характер рассеяния элемента внутри отдельных минеральных фаций метагранитов и т. д.), поэтому подробно остановимся только на отличиях в поведении лития и рубидия. Принципиальны три закономерности распределения рубидия в метагранитах: 1) резкое повышение концентраций рубидия по сравнению с литием в калишпатах, что достаточно подробно изложено выше; 2) менее резкое, чем у лития, понижение массы рубидия, рассеянной в породообразующих минералах, при переходе от щелочных к субщелочным метагранитам; 3) иной характер распределения рубидия в калишпатах из различных минеральных фаций метагранитов. Остановимся более подробно на двух последних закономерностях.

Как следует из сопоставления рисунков 46 и 47, падение общей массы рубидия при переходе от эгирин-рибекитовых к флюорит-магнетит-биотитовым и эндоконтактовым метагранитам сопровождается резким преимущественным накоплением в биотитах рубидия (в среднем  $Rb:Li$  в них возрастает от 0,56 до 0,93 и 1,45) с одновременным сильным обеднением рубидием калишпатов ( $Rb:Li$  уменьшается в этом минерале от 524 в щелочных до 62 в субщелочных и 47 в эндоконтактовых метагранитах). Последнее обуславливается заметным уменьшением содержания рубидия (и возрастанием лития) в калишпатах в рассматриваемом ряду пород (от 1608 до 899 и 327 г/т). Следовательно, наряду с перераспределением лития из биотитов в калишпаты, с ростом кислотности рубидий одновременно уменьшает свои содержания и в биотитах, и в сосуществующих с ним калишпатах, что дает основание принять рубидий за вполне подвижный компонент в отличие от инертного лития. Об этом также свидетельствует и большая дифференциальная

Рис. 46. Поминеральное распределение  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Sr$  в породообразующих минералах гранитоидов массива.

Содержания  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Sr$  в биотитах:

1 — из проб, 2 — средние; в калишпатах: 3 — из проб, 4 — средние; в плагиоклазах: 5 — из проб, 6 — средние

подвижность рубидия по сравнению с литием, обеспечивающая менее резкое падение общей массы этого элемента от щелочных к субщелочным и эндоконтактовым метагранитам. Вероят-

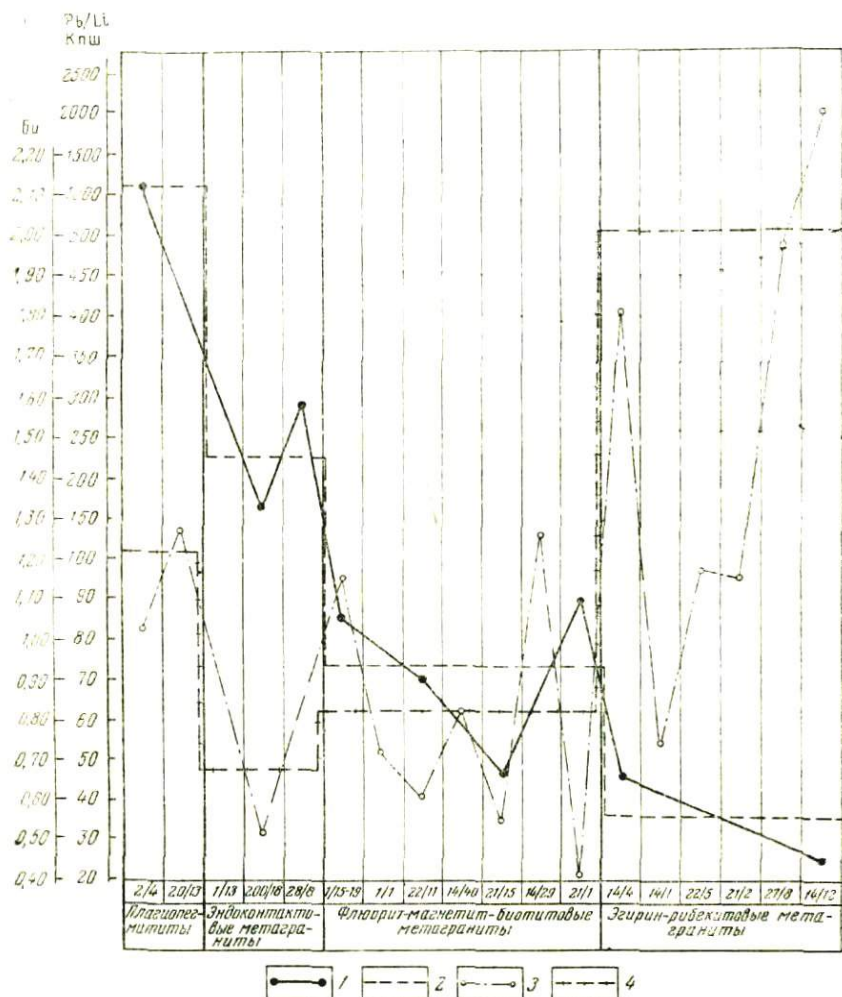


Рис. 47. Рубидий-литиевое отношение:

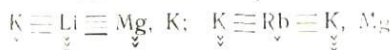
В биотитах: 1 — из проб, 2 — среднее; в калишпатах: 3 — из проб, 4 — среднее

но, инертное поведение лития в отличие от вполне подвижного рубидия является следствием более высокой концентрации первого элемента в метасоматических растворах.

Указанные изменения характера распределения лития и рубидия между сосуществующими биотитами и калишпатами

в связи с возрастанием кислотности от щелочных к субщелочным и эндоконтактовым метагранитам могут быть объяснены с позиций принципа кислотно-основного соответствия редких и петрогенных элементов, кислотно-основные свойства которых при изменении химических условий изменяются в соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия. Относительные силы химических связей между редкими и петрогенными элементами в биотите и калишпате в более щелочных (эгирин-рибекитовые) и более кислых (флюорит-магнетит-биотитовые и эндоконтактовые метаграниты) можно представить следующей схемой:

Щелочные метаграниты



Субщелочные и эндоконтактовые метаграниты

Здесь количество черточек обозначает относительную силу химической связи между элементами, а количество знаков больше ( $>$ ) показывает степень возрастания кислотных свойств катионов при возрастании условий кислотности. Предложенная схема иллюстрирует усиление химических связей Rb с K, Mg в биотите и Li с K в калишпате с усилением кислотности, чем и объясняется последовательное увеличение в биотите и уменьшение в калишпате Rb:Li при переходе от эгирин-рибекитовых к флюорит-магнетит-биотитовым и эндоконтактовым гранитам.

Стронций. Важнейшей особенностью геохимии стронция в анализируемых метагранитах (см. рис. 46) является в отличие от лития и рубидия одновременное резкое увеличение его содержания в сосуществующих плагиоклазах и калишпатах от эгирин-рибекитовых к флюорит-магнетит-биотитовым, эндоконтактовым метагранитам и скиалитам (средние содержания стронция в этом ряду в плагиоклазах: 255—450—447—1220 г/т; в калишпатах: 195—383—423 г/т). Как отмечалось выше, подобная закономерность свидетельствует о растворении и выносе стронция щелочными метасоматическими растворами, практически лишенными этого элемента, из щелочных и в меньшей степени субщелочных метагранитов. Логично объяснить этот эффект резким понижением химической активности типичного щелочноземельного элемента стронция в ярко выраженных щелочных условиях эгирин-рибекитовых метагранитов и менее сильным понижением его активности в относительно более кислых условиях флюорит-магнетит-биотитовых гранитов.

Характер распределения стронция среди сосуществующих полевых шпатов внутри минеральных фаций метагранитов свидетельствует о постоянстве масс этого элемента в каждой фации. Действительно, из рис. 46 следует, что во всех фациях

гранитоидов, за немногими исключениями, увеличение содержания стронция в одном полево шпате конкретной пробы сопровождается уменьшением концентрации его в другом, что свидетельствует о перераспределении элемента между сосуществующими плагиоклазами и калишпатами и служит доказательством инертного поведения стронция в анализируемых объектах.

Из изложенного следует, что в сосуществующих порообразующих минералах метагранитов рубидий, литий и стронций распределяются следующим образом:  $Rb-Bi > Kпш \gg Pl > Kв$ ;  $Li-Bi \gg Kпш > Pl > Kв$ ;  $-Sr-Pl > Kпш > Kв$ . Это полностью отвечает требованиям принципа кислотно-основного соответствия химических свойств редких и петрогенных элементов.

Массы всех трех элементов в разных минеральных фациях метагранитов различны. Для лития максимальные содержания устанавливаются в щелочных гранитоидах; в субщелочных и эндоконтактовых метагранитах они резко уменьшаются. Концентрации рубидия в порообразующих минералах падают от эгириин-рибекитовых к флюорит-магнетит-биотитовым и далее к эндоконтактовым метагранитам. Содержания стронция в полевых шпатах минимальны в щелочных и заметно увеличиваются в субщелочных и эндоконтактовых гранитоидах и особенно акиалитах. Подобные наблюдения подчеркивают достоверность существования самостоятельных редкометалльных систем в различных минеральных фациях метагранитов. Общая масса элементов в системах зависит от концентраций их в метасоматических растворах (высокой для лития и рубидия и крайне низкой — для стронция), кислотно-основных свойств элементов, определяющих их дифференциальную подвижность и условий кислотности — щелочности в конкретных минеральных фациях метагранитов.

Анализ изменения содержаний лития и стронция в сосуществующих минералах метагранитов позволяет установить их перераспределение из одних минеральных видов в другие, в строгом соответствии с изменяющимися условиями кислотности — щелочности, что является доказательством инертного поведения лития и стронция в анализируемом процессе. Одновременное и однотипное изменение содержаний рубидия в сосуществующих порообразующих минералах служит критерием его вполне подвижного поведения.

Монотонное изменение условий кислотности — щелочности в фациях эгириин-рибекитовых и флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов вызывает экстремальное распределение лития и рубидия в порообразующих минералах, что подчеркивает неслучайность аналогичного распределения тантала и ниобия в рассеянной форме.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании изложенного можно сделать выводы.

1. Анализ распределения р. э. в гранитоидах массива позволил установить, что высокие содержания Ta, Nb, р. з. э., Zr, U, Li, Rb отмечаются в центральных фациях эгирин-рибекитовых щелочных метагранитов и достигают максимальных значений в периферической фации флюорит-магнетит-биотитовых субщелочных метагранитов. В пределах любой фации наиболее высокие содержания р. э. четко приурочены к головным зонам широко развитых здесь метасоматических колонок замещения, характеризующихся максимальным (обычно пять-шесть) числом сосуществующих минералов, и снижаются до минимума в тыловых, маломинеральных зонах.

2. Применение парагенетического анализа породообразующих минералов массива позволило установить, что появление различных минеральных фаций метагранитов регулируется условиями кислотности — щелочности, определяющими и распределение по этим фациям р. э. В более щелочных условиях эгирин-рибекитовых метагранитов в концентрированной форме находятся Ta, Nb, р. з. э. цериевой группы, Zr, и редкометаллическая система этих пород насчитывает пять главных аксессуарных минералов: пирохлор, ильменорутит, ортит, монацит, циркон. В более кислотных условиях флюорит-магнетит-биотитовых метагранитов в концентрированную форму переходят, кроме того, бериллий (гадолинит) и р. з. э. иттриевой группы (фергусонит, эшинит, эвксенит), что и обуславливает здесь максимальные содержания перечисленных р. э. и полностью определяется эффектом кислотно-основного взаимодействия компонентов, с различными кислотно-основными свойствами в изменяющихся условиях кислотности — щелочности.

Распределение р. э. по зонам метасоматических колонок замещения внутри минеральных фаций метагранитов зависит от их относительной дифференциальной подвижности. Падение Ta:Nb от головных к тыловым зонам колонок свидетельствует о меньшей дифференциальной подвижности ниобия; параллельное резкое уменьшение содержаний обоих элементов объясняется переходом их во вполне подвижное состояние.

3. Парагенетический анализ аксессуарных минералов наиболее обширной и перспективной редкометальной системы флюорит-магнетит-биотитовых субщелочных метагранитов, проведенный параллельно и на основании изучения изменения составов породообразующих минералов этой фации, позволил установить, что совершенно синхронное изменение парагенезисов редкометальных минералов и составов породообразующих (калишпат, плагиоклаз, биотит) минералов происходит в полном соответствии с изменяющимся (в интервале фаций) условиями кислотности — щелочности. Химический потенциал  $K_2O$  обуславливает преимущественное развитие фергусонитовых, эвксенитовых и ильменорутитовых (относительно высокий  $\mu K_2O$ ) или пирохлоровых, эшинитовых и ортитовых (относительно низкий  $\mu K_2O$ ) парагенезисов; химические потенциалы  $Na_2O$  и  $CaO$  в редкометальной системе субщелочных метагранитов вызывают по мере возрастания смену ильменорутитовых парагенезисов ильменорутил-пирохлоровыми, пирохлор-эшинитовыми, пирохлор-эвксенитовыми и при максимальных значениях  $\mu CaO$ ,  $\mu Na_2O$  (в интервале фации) пирохлор-ортитовыми ассоциациями (при широком развитии фергусонита).

4. Анализ распределения р. э. в породообразующих минералах субщелочных и щелочных метагранитов, основанный на изучении изменения составов полевых шпатов и биотитов: а) полностью подтвердил независимость масс Ta, Nb, TR в самостоятельных редкометальных системах эгирин-рибекитовых и флюорит-биотит-магнетитовых метагранитов, чем увеличил достоверность их выделения; б) позволил доказать привнос р. э. в эти фации — максимальный в редкометальную систему субщелочных метагранитов и резко уменьшенный — в систему щелочных метагранитов, что дало дополнительную информацию о редкометальном составе (и его изменениях) гранитизирующих растворов; в) обнаружил важный факт перераспределения массы р. э. между сосуществующими аксессуарными и породообразующими минералами в строгом соответствии с химическими условиями, характеризующими ту или иную фацию, и кислотно-основными свойствами редких и петрогенных элементов.

Внутри редкометальных систем субщелочных и щелочных метагранитов содержания р. э. (на примере тантала и ниобия) в рассеянной форме не зависят от массы этих элементов в системе (при наличии собственных редкометальных фаз) и полностью определяются условиями кислотности — щелочности, характеризующими данную фацию. Повышение щелочности (в интервалах фаций субщелочных и щелочных метагранитов) приводит сначала к уменьшению, а затем к возрастанию содержания тантала и ниобия в породообразующих минералах флюорит-биотит-магнетитовых и эгирин-рибекитовых гранитондов и одновременно вызывает соответствующую смену редкоме-

тальных парагенезисов. При этом происходит перераспределение р. э. из концентрированной в рассеянную форму и обратно, с сохранением общей массы этих элементов в соответствующих редкометаллических системах, что является однозначным доказательством их инертного поведения.

5. Впервые проведенный параллельный анализ изменений составов породообразующих минералов, парагенезисов редкометаллических акцессорных минералов и рассеянной формы нахождения р. э. в породах доказал их полную синхронность. Этот факт позволяет утверждать, что прогнозирование редкометаллических перспективных участков единой минеральной фации должно базироваться на методах петрологического анализа, использование которого для гранитоидов массива позволило показать, что максимальными содержаниями р. э. в них будут характеризоваться головные, наиболее многоминеральные, зоны метасоматических колонок замещения флюорит-биотит-магнетитовых гранитоидов, при строго определенном составе развитых в них породообразующих минералов. На комплексные тантал-ниобиево-иттрово-редкоземельные руды наиболее перспективны участки фации с относительно кислотными условиями, отвечающими составу плагиоклаза с 95—97% альбитовой составляющей и составу калишпата с 65—75% ортоклазовой составляющей. Для головных зон метасоматических колонок замещения, развитых в этих участках фации, характерна пироксено-фергусонит-эвксенитовая минерализация. На комплексные тантал-ниобиево-цериево-редкоземельные руды наиболее перспективны участки флюорит-магнетит-биотитовых метакристаллов с относительно щелочными условиями, отвечающими плагиоклазу состава предельного альбита и составу калишпата с более чем 80% ортоклазовой составляющей. Для головных зон колонок замещения в этих участках фации характерно пироксено-ортитовое оруденение.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бацаинов С. С. Электроотрицательность элементов и химическая связь. Новосибирск, Сиб. отделение АН СССР, 1962, 196 с.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964, 224 с.
- Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., «Недра», 1967, 144 с.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— «Геохимия», 1956, № 1, с. 6—52.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
- Винчелл А. П. Оптическая минералогия. М., Изд-во иностр. лит., 1949, 561 с.
- Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. М., «Наука», 1967, 248 с. Авт.: О. М. Волинец, А. В. Колосков, Г. Б. Флеров и др.
- Дюфур М. С., Попова В. А., Павленко В. С. Зональность метаморфических, метасоматических и палингенных пород восточной части Центрального Памира.— «Докл. АН СССР», т. 181, 1968, № 1, с. 196—199.
- Дюфур М. С., Попова В. А., Кривец Т. Н. Альпийский метаморфический комплекс Восточной части Центрального Памира. Л., Изд-во Ленинград. ун-та, 1970, 128 с.
- Коваленко В. И., Лавидес И. Л., Брандт С. Б. Изоморфизм рибекита и арфведсонита и кинетика окисления железистых щелочных амфиболов.— «Докл. АН СССР», т. 177, 1967, № 4, с. 925—928.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, 184 с.
- Коржинский Д. С. Экстремальные состояния в системах с вполне подвижными компонентами.— «Журнал физической химии», вып. 7, 1958, № 32, с. 1536—1544.
- Коржинский Д. С. Дополнительные замечания об экстремальных состояниях.— «Журнал физической химии», вып. 7, 1970, № 34, с. 1645—1646.
- Коржинский Д. С. Теория экстремальных состояний и их значение для минеральных систем.— В кн.: Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 63—85.
- Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969, 112 с.
- Ляхович В. В. Рациональная методика извлечения аксессуарных минералов из гранитоидов. М., «Недра», 1966, 47 с.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965, 327 с.

Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 3, с. 20—37.

Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. Минеральные фации кислотности — щелочности гранитоидов, бедных кальцием.— В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966, с. 5—72.

Марфуни А. С. О петрографическом значении структурных превращений в полевых шпатах. «Советская геология», 1956, № 51, с. 249—264.

Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1962, вып. 78, 275 с.

Минеев Д. А. Лантаноиды в минералах. М., «Недра», 1969, 182 с.

Минеральные парагенезисы, состав и номенклатура слюд редкометалльных альбитсодержащих гранитоидов.— «Докл. АН СССР», т. 202, № 5, 1972, с. 1174—1177. Авт.: П. В. Коваль, В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, В. А. Писарская, С. А. Юрченко.

Минералы. Справочник. Т. 2, вып. 3. М., «Наука», 1967, 675 с.

Павленко А. С. Щелочно-метасоматические процессы приконтактового типа.— В кн.: «Геохимия щелочного метасоматоза». М., АН СССР, 1963, с. 7—73.

Павленко А. С. Поведение породообразующих и некоторых редких элементов в процессах формирования щелочных пород.— В кн.: Химия земной коры. М., «Наука», 1963, с. 116—129.

Павленко А. С. Влияние щелочности на поведение редкометаллических аксессуарных минералов магматических и метасоматических пород. В кн.: Применение методов физической химии в петрологии и геохимии. М., «Наука», 1972, 216 с.

Павленко А. С., Коваленко В. И. Фаціальная зональность щелочных метасоматитов и связанного с ним редкометаллического оруденения.— Тр. Конференции: «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 2. Прага, 1965, с. 222—229.

Павленко В. С., Попова В. А. Минеральные фации в щелочных гранитах Джаланского массива (Восточный Памир). «Советская геология», 1970, № 8, с. 25—49.

Перчук Л. Л. Биотит-гранатовый геотермометр.— «Докл. АН СССР», т. 177, № 2, 1967, с. 411—414.

Перчук Л. Л. Вариации составов бедных кальцием Fe—Mg—Mn-минералов щелочных пород.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1968, с. 96—137.

Перчук Л. Л. Принципы влияния температуры и давления на равновесия природных железисто-магнезиальных минералов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 12, с. 3—30.

Перчук Л. Л., Павленко А. С. Влияние температуры на распределение некоторых изоморфных компонентов между сосуществующими минералами щелочных пород.— «Геохимия», 1967, № 9, с. 1063—1081.

Рябчиков И. Д. Вычисление коэффициентов кристаллизации редких щелочных металлов для калиевых минералов в пегматитах.— «Геохимия», 1961, № 10, с. 926—927.

Рябчиков И. Д. Поведение изоморфных примесей при кристаллизации в многокомпонентной системе.— «Геохимия», 1962, № 12, с. 1046—1054.

Рябчиков И. Д. Поведение элементов-примесей в процессе разделения фаз.— В кн.: Химия земной коры, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 130—139.

Рябчиков И. Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М., «Наука», 1965, 120 с.

Свешникова Е. В., Коленичук Т. Е. Литий, рубидий и цезий в щелочных породах Енисейского кряжа.— «Геохимия», 1962, № 12, с. 1055—1065.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львов. ун-та, 1949, 329 с.

Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов.— «Минер. сб. Львов. геол. об-ва», 1950, № 4, с. 147—181.

Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод. М., «Недра», 1965, 306 с.

Таусон Л. В. Влияние структур минералов на изоморфные замещения в силикатах изверженных горных пород.— «Геохимия», 1958, № 8, с. 735—742.

Хвостова В. А. Минералогия ортита.— «Тр. ИМГРЭ АН СССР», 1962, вып. 11, 119 с.

Шабынин Л. И. Еще раз о значении железистости фемических минералов.— «Минер. сб. Львов. геол. об-ва», 1958, № 12, с. 71—105.

Штрунц Х. Минералогические таблицы. М., Госгортехиздат, 1962, 532 с.

Foster M. D. Interpretation of the composition of lithium micas U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 354—E, 1960, 147 p.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	5
<b>ЧАСТЬ I. Минералогия щелочных метасоматических гранитов . . . . .</b>	<b>8</b>
<i>Глава 1. Породообразующие минералы щелочных метасоматических гранитов . . . . .</i>	<i>8</i>
<i>Глава 2. Анализ изменения составов сосуществующих полевых шпатов и слюд щелочных метасоматических гранитов . . . . .</i>	<i>22</i>
Плагноклаз — калишпат . . . . .	24
Биотит . . . . .	48
<i>Глава 3. Акцессорные минералы щелочных метасоматических гранитов . . . . .</i>	<i>64</i>
<b>ЧАСТЬ II. Геохимия некоторых редких элементов в щелочных метасоматических гранитах . . . . .</b>	<b>90</b>
<i>Глава 4. Общие особенности распределения некоторых редких элементов в щелочных метасоматических гранитах . . . . .</i>	<i>90</i>
Редкие элементы первой группы . . . . .	90
Редкие элементы второй группы . . . . .	115
О редкометальном составе метасоматических растворов и возможном источнике редких элементов в щелочных метасоматических гранитах . . . . .	115
<i>Глава 5. Условия концентрации — рассеяния некоторых редких элементов в щелочных метасоматических гранитах . . . . .</i>	<i>117</i>
Концентрированная форма нахождения некоторых редких элементов в щелочных метасоматических гранитах . . . . .	117
Исходные посылки . . . . .	117
Парагенетический анализ минералов редкометальной системы флюорит-магнетит-биотитовых субщелочных метасоматических гранитов . . . . .	120
Рассеянная форма нахождения некоторых редких элементов в щелочных метасоматических гранитах . . . . .	133
Соотношения рассеянной и концентрированной форм . . . . .	133
Тантал и ниобий в породообразующих минералах субщелочных и щелочных метагранитов . . . . .	134
Редкоземельные элементы в породообразующих минералах субщелочных и щелочных метагранитов . . . . .	167
Литий, рубидий и стронций в породообразующих минералах субщелочных и щелочных метагранитов . . . . .	183
Заключение . . . . .	193
Список литературы . . . . .	196

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
АН СССР

Ин-т минералогии, геохимии  
и кристаллохимии редких элементов

**Петрология и геохимия  
щелочных метасоматических гранитов**

Редактор издательства *Р. В. Добровольская*

Технический редактор *О. Ю. Трепенюк*

Корректор *К. И. Савенкова*

---

Сдано в набор 29/V 1973 г. Подписано в печать 4/X 1973 г. Т-15081. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Бумага № 1. Печ. л. 13,25 с 2 вкл.  
Уч.-изд. л. 12,27. Тираж 1000 экз.  
Заказ № 493/11455—14. Цена 1 р. 23 к.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19  
Ленинградская картографическая фабрика  
объединения «Аэрогеология»

1 р. 23 к.

1714

НЕДРА-1973