

РЕДКИЕ  
ЭЛЕМЕНТЫ  
В ГОРНЫХ ПОРОДАХ  
И МИНЕРАЛАХ



МОСКВА-1977

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ

РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ  
В ГОРНЫХ ПОРОДАХ  
И МИНЕРАЛАХ

2505



МОСКВА-1977



УДК. 550.42:549/552.

Редкие элементы в горных породах и минералах. Изд. ИМГРЭ, 1977.

В сборнике приводятся новые данные по геохимии щелочных металлов в нефелиновых сиенитах и метасоматитах из щелочных массивов Кольской и Восточносиаянской провинций. Предлагается новый способ оценки кислотноосновных свойств катионов в силикатах и оксидах, показывается индикаторная роль закономерностей распределения урана в кристаллах лопарита.

Ответственный редактор

Д.А.М и н е в

Л.С.Бородин,  
Л.Д.Тутолесов

О ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ПРЕДПОСЫЛКАХ  
ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИФИКИ  
ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД<sup>1</sup>

В земной коре объем щелочных пород – сравнительно редких ее образований – несоизмеримо мал по сравнению с гранитоидами. Тем не менее именно с массивами щелочных пород связаны наиболее крупные месторождения ниобия, тантала, лантаноидов и ряда других элементов, которые нередко считаются "гранитоидными". Поэтому при обсуждении принципиальных вопросов петрологии и геохимии гранитоидов целесообразно привлечь данные по щелочным породам. В этом отношении, пожалуй, особенно наглядны нефелиновые сиениты: они сопоставимы с гранитами как анхизэвтектические составы "боуэнского трога", но могут быть противопоставлены гранитоидам по широкому диапазону генетических связей с главными типами первичных магм (от ультраосновных до кислых). Эти связи позволяют наметить четыре главных группы щелочных формаций: щелочную ультраосновную, щелочную базитовую, нефелин-сиенитовую и щелочную сиенитовую (табл. I). В каждой из них могут присутствовать нефелиновые сиениты, хотя нередко они выступают в виде автономных массивов.

Содержание нефелина в нефелиновых сиенитах обычно достигает 20–30%. Этим определяются их главные геохимические и петрохимические параметры: повышенная щелочность и пониженная кремнекислотность. В щелочно-ультраосновных и щелочно-габброидных (щелочно-базальтовых) ассоциациях оба главных параметра "заложены" в генетическую систему изначально, на уровне первичного магмообразования. Поэтому процессы длительной магматической дифференциации, как хорошо известно, неизбежно приводят к появлению дифференцированных серий повышающейся щелочности, с остаточными фельдшпатоидными магмами – феолитовыми, нефелинитовыми и другими. Гораздо менее распространены первичные глубинные щелочные магмы – наиболее селективные мантийные выплавки (кямберлитовые и другие). Подобным породам генетически могут быть противопоставлены комплексы нефелиновых и щелочных сиенитов, сопутствующие гранитоидным формациям, например в Вост.Саяне, Туве, Казахстане и других регионах. Поэтому при рассмотрении геохимических особенностей

<sup>1</sup> Доклад на семинаре по гранитоидам, Миасс, февраль, 1977 г.

нефелиновых сиенитов необходимо иметь в виду эти две принципиально разные группы нефелиновых сиенитов. Соответственно возникает ряд вопросов, интересных в аспекте сравнения щелочных пород и гранитоидов. Таков, например, вопрос о сопоставимости нефелиновых сиенитов и гранитов как продуктов либо "сухих" базальтовых, либо "водных" палингенных магм.

Как было показано в обобщающей работе Д.С.Штейнберга, Г.Б.Ферштатера и соавторов [9], маловодные - вулканические граниты отличаются более высоким содержанием кремнезема - на 2-3% больше по сравнению с типичными глубинными гранитоидами. Хотя по экспериментальным данным нефелин-полевошпатовые и кварц-полевошпатовые эвтектики позволяют противопоставить "сухие" и "водные" составы [4], проведенные нами подсчеты на материале всех щелочных провинций СССР не выявили двух устойчивых, различающихся по составу типов нефелиновых сиенитов. Напротив, нефелиновые сиениты щелочно-габброидных и коровых палингенных формаций в среднем не различимы по кремнезему, алюминию, щелочам [2] и др. Для большей надежности были позднее подсчитаны средние составы по выборкам лишь наиболее лейкократовых анхизвтектических фойяитов в одном и том же диапазоне содержаний кремнезема и цветных компонентов. Этот диапазон - 53-60%  $SiO_2$  или при "безводных" составах - до 61%-соответствует изменению соотношений нефелина и полевого шпата примерно в пределах I-10 кбар, установленных для экспериментальных эвтектик. Составы двух формационных типов фойяитов вновь совпали (табл.2). Содержание  $SiO_2$  в обоих типах приближается к 56-57% (фиг.1), что отвечает миаскитовым гипабиссальным маловодным фациям и близко к среднему составу феолита по Дели. Между тем, распространенные на территории СССР нефелиновые сиениты, конечно, не могут трактоваться как преимущественно близповерхностные фации; находки феолитов в щелочных провинциях СССР единичны.

Если принимать во внимание эту конвергенцию составов различных фациальных и формационных типов нефелиновых сиенитов, то возникает необходимость в привлечении дополнительных геохимических критериев их разграничения.

Отметим повышенное содержание бериллия, лития, рубидия и других литофильных редких элементов в нефелиновых сиенитах, не связанных с глубинными базальтоидными магмами [1]. Показательны в этом отношении также элементы-примеси в нефелинах: в породах щелочно-габброидных комплексов их содержание существенно меньше

## Петрологическая характеристика, главные группы и типы щелочных формаций

Формационные группы	Формации		Типоморфные комплексы пород
	глубинность	щелочность	
I. Щелочная ультраосновная	Мантийная ультрамафическая	$Na_2O \geq K_2O$ $K_2O > Na_2O$	1. Щелочно-ультраосновных пород и карбонатов (нефелинитов и карбонатов) <sup>I</sup> 2. Кимберлитов и пикритовых порфиритов
		$K_2O \leq Na_2O$	3. Щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов (щелочных базальтов, базальтоидов и др.) <sup>I</sup> 4. Калиевых щелочных габброидов, щелочных и фельдшпатоидных сиенитов (щелочных базальтоидов, лейцититов) 5. Щелочных лампрофиров 6. Щелочных гранитов (пантеллеритов-коменцитов)
II. Щелочная базитовая	Мантийно-коровая симатическая	$K_2O > Na_2O$ $K_2O \geq Na_2O$ $Na_2O \geq K_2O$	7. Агпайтовых редкометалльных нефелиновых и фельдшпатоидных сиенитов (фнолитов) <sup>I</sup> 8. Миваскитовых щелочных и редкометалльных нефелиновых сиенитов с карбонатами и альбититами
III. Нефелин-сиенитовая	Мантийно-коровая сиалическая	$Na_2O > K_2O$ $Na_2O \geq K_2O$	9. Щелочных и нефелиновых сиенитов 10. Граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов 11. Калиевых фельдшпатоидных-повдолейцитовых кальсилитовых и щелочных сиенитов и монцититов 12. Щелочных эгирин-арфведсонитовых гранитов 13. Кварц-полевошпатовых метасоматитов с эгирином и рибекитом
IV. Щелочная сиенитовая	Глубинно-коровая палингенная	$Na_2O > K_2O$ $Na_2O > K_2O$ $K_2O > Na_2O$	
V. Щелочно-гранитоидная		$Na_2O > K_2O$ $Na_2O > K_2O$	

<sup>I</sup> В скобках указаны аналоги для вулканогенных серий и вулканоплутонических комплексов

Т а б л и ц а 2

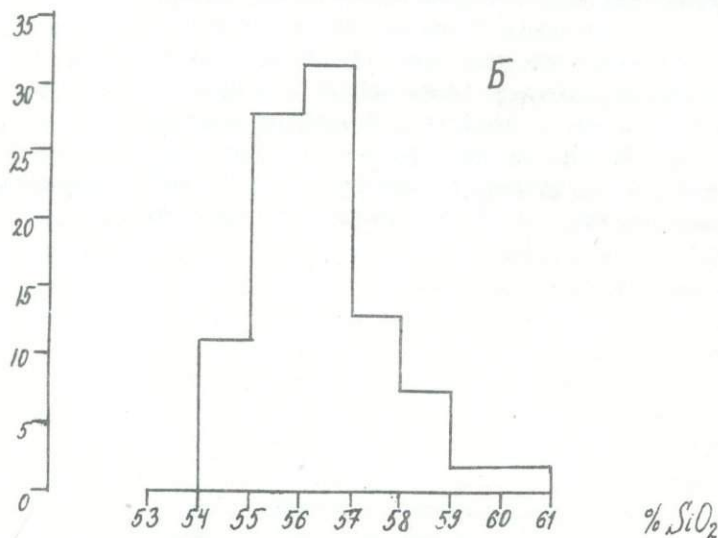
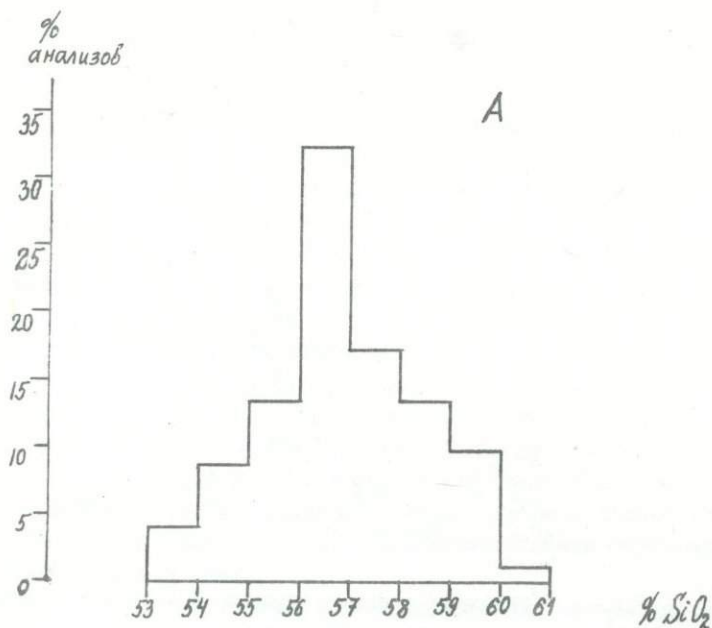
## Средний состав нефелиновых сиенитов (фойяитов)

Формационная группа	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	Σ
Na-Щелочно-базитовая (12 массивов)	56,91	0,37	22,96	1,43	2,24	0,12	0,60	1,86	7,88	5,64	100
Na-щелочно-сиенитовая (28 массивов)	57,20	0,31	22,64	1,54	1,90	0,10	0,48	1,61	8,62	5,62	100

по сравнению с нефелинами из пород нефелин-сиенитовой формации. По уровню содержания литофильных редких элементов (табл.3) нефелиновые сиениты сопоставимы с гранитоидами "гранодиоритовой" и "диорит-монцититовой" формаций [3].

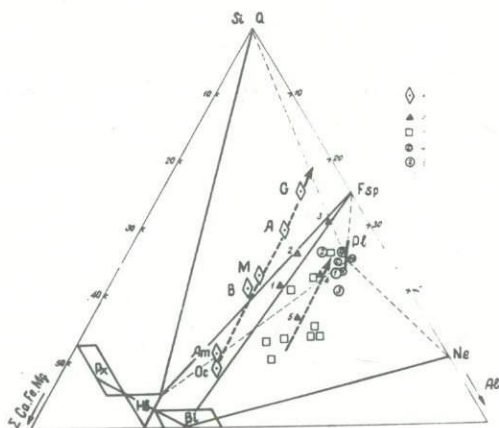
Появление нефелина в составе щелочных пород отражает их повышенную щелочность и относительную недосыщенность кремнеземом по сравнению с гранитами. Поэтому для объяснения формационных и парагенетических связей нефелиновых сиенитов с гранитоидами чаще всего привлекались представления о процессах десиликации и возможном преодолении полевошпатового барьера еще на предшествующей гранитному анатексису метасоматической стадии. Следует, однако, отметить, что в обширной литературе по щелочным породам СССР нам неизвестны убедительные конкретные петрографические доказательства реальности подобных процессов в необходимых геологических масштабах.

Напротив, обобщение литературных материалов для докембрийских серий из различных регионов СССР показывает, что повышение щелочности любых пород подчинено хорошо известной генеральной линии процесса гранитизации: переходу к все более кремнекислым лейкократовым составам при практически постоянной концентрации алюминия (фиг.2). В целом последовательность изменения состава пород повышенной глиноземистости может быть аппроксимирована общим континентальным трендом преобразования океанической коры или амфиболитов в средний гранит [1]. Даже при гранитизации высокоглиноземистых гнейсов — при их существенно дебазификации и ощелачивании предельно щелочным минералом является лишь калинатовый полевоый шпат. Другими словами, при региональном метаморфизме и гранитизации, как правило, нет условий для десиликации и генерации нефелин-сиенитовых расплавов. Поэтому выплавление автономных палингенных нефелин-сиенитовых магм должно быть сопряжено с какими-то исключительно редкими условиями: либо по составу субстрата, либо по специфике щелочных растворов — дебазификаторов. Первому условию, помимо некоторых высокоглиноземистых гнейсов (в правой части диаграммы), удовлетворяют сиенит-мангеритовые серии, сопутствующие крупным массивам архейских анортозитов. Возможно, что при повторной гранитизации подобных пород и генерируются в ряде провинций глубинные щелочно-сиенитовые магмы. Прямых геологических доказательств этого предположения нет, но оно согласуется с общей закономерностью развития континентального щелочного



Фиг. 1. Гистограммы содержаний SiO<sub>2</sub> в лейкократовых нефелиновых сиенитах (фойяитах)

А - щелочная сиенитовая группа (106 ан.), Б - щелочная базитовая группа (54 ан.).



Фиг. 2. Петрохимическая диаграмма для средних составов нефелиновых сиенитов и метаморфических пород

1. Средние составы продуктов метаморфизма и гранитизации: Ос—океаническая кора, Ам—амфиболиты, В—базальтовый слой, М—континентальная кора, А—гранитный слой, G—гранит (Ос—А, по Ронову и Ярошевскому, G— по Дели). 2. Древние высокоглиноземистые гнейсы (1—3 — Карело-Кольский регион, 4 — Украина, 5 — Тянь-Шань). 3. Анортозиты. 4. Фойяиты (ф—агпайтовые, х—хибиниты, м—миаскиты). 5. Главные формационные типы нефелиновых сиенитов [1].

магматизма: наличием лишь единичных массивов нефелиновых сиенитов в докембрии и последовательным нарастанием щелочного магматизма в палеозое, параллельно наращиванию коры континентов.

В итоге можно сделать вывод, что в большинстве случаев автономные массивы различных щелочных и нефелиновых сиенитов, пространственно сопряженные с гранитоидами, являются продуктами также автономных глубинных щелочно-сиенитовых магм. Примерно такой вывод впервые был сделан Т.Бартом для классической провинции Осло. Характерные щелочно-сиенитовые провинции в СССР: Северо-Байкальская, Тувинская, Восточно-Саянская и др. Хотя щелочные комплексы, составляющие эти провинции, в целом имеют довольно пестрый состав, для них примечательны следующие геохимические черты: пониженная агпаитность, примерно равное отношение  $K_2O$  и  $Na_2O$ , отсутствие или небольшие масштабы натрового щелочно-карбонатного метасоматоза, невысокие концентрации редких элементов. Все эти особенности позволяют параллелизовать их с наиболее распространенными типами гранитоидов и отнести к магматическим образованиям "глубинно-коровой линии".

Данным породам могут быть противопоставлены весьма специфические по своей геохимии нефелиновые сиениты и граниты, которые можно объединить термином "редкометалльные щелочные граниты и нефелиновые сиениты". Наиболее ярким представителем последних являются агпаитовые нефелиновые сиениты типа дуэвритов. Редкометалльные минералы в них нередко выступают в качестве главных породообразующих. Таковы, например, эвдиалит как агпаитовый аналог циркона, мурманит как аналог сфена или лопарит на месте перовскита. Именно эти минералы, а также эгирин и арфведсонит повышают коэффициент агпаитности до 1,5 и выше. Агпаитовые породы нередко выдвигаются в качестве типичных представителей щелочного магматизма, прежде всего в противопоставлении миаскитовым комплексам. При этом не всегда принимается во внимание, что агпаитовые массивы — редчайшее явление природы, гораздо более редкое, чем, например, кимберлитовые трубки. Достаточно сказать, что на обширной территории СССР в сущности известен лишь один крупный агпаитовый Хибино-Ловозерский комплекс. Таких комплексов на всем земном шаре около 10-15. Все они относятся к многофазным интрузиям или субвулканическим комплексам центрального типа, в кровле которых присутствуют базальты и другие эффузивы. В строении наиболее крупных из них намечаются две структурно-петрографические единицы:

1) верхняя агпайтовая - расслоенная, меланократовая, вогнутая в центре "блюдецобразная" залежь и 2) подпирающий ее снизу шток лейкократовых фойяитов меньшего диаметра. При этом максимального развития агпайтовые породы - дуэвриты достигают в тех случаях, когда в эрозионном срезе сохранились апикальные части комплексов и вмещающие основные эффузивы.

Яркая особенность агпайтовых комплексов заключается в том, что лейкократовые нефелиновые сиениты корневых штоков или кольцевых интрузий весьма схожи между собой, несмотря на резкие различия в средневзвешенном составе сравниваемых массивов из различных щелочных провинций. Все они - фойяиты, хибиниты и сходные с ними породы сложены на 90-95% нефелином и каликатровым полевым шпатом, т.е. отвечают составам, близким к нефелин-полевошпатовым эвтектикам. Величина их агпайтности близка к единице (например хибиниты). Напротив, собственно агпайтовые породы, прежде всего различные типы дуэвритов, отличаются крайней пестротой состава (табл.4) и специфическими ассоциациями редкометалльных минералов. Наконец, подчеркнем, что строение и состав верхней стратифицированной агпайтовой толщи в каждом массиве весьма специфичны. Поэтому не может быть намечен какой-то общий механизм расслоенности исходной гипотетической дуэврит-фойяитовой магмы. Другими словами, неправомерна аналогия между агпайтовыми и базит-гипербазитовыми расслоенными интрузиями.

Хотя исходные хибинит-фойяитовые магмы имеют каликатровый состав, в агпайтовых породах носителями "агпайтовости" являются лишь натровые минералы. Эти и другие данные свидетельствуют, что специфические агпайтовые магмы - это субвулканические гибридные образования.

Другим генетическим типом редкометалльных щелочных и нефелиновых сиенитов являются фениты, входящие в состав комплексов щелочных пород и карбонатитов. Основываясь на результатах детальных исследований фенитов, окружающих штоки карбонатитов и ийолитов [5,6,7] можно считать карбонатитовые комплексы наиболее наглядной "действующей моделью" фильтрующихся потоков или колонн мантийных (трансмагматических) щелочно-карбонатных флюидов. Эти флюиды обогащены ниобием, цирконием, редкими землями, стронцием, и другими редкими элементами, которые характерны для наиболее селективных мантийных выплавов (карбонатитовых, нефелинитовых и др.).

Т а б л и ц а 3

Сравнительная геохимическая характеристика нефелиновых сиенитов и гранитоидов<sup>I</sup>

Порода	Элементы (г/т)						
	Li	Rb	Cs	Be	Sn	Pb	Na/K
Нефелиновые сиениты (щелочно-базальтовая формация)	30	146	3,2	2	5,0	12	2,1
Нефелиновые сиениты (щелочно-сиенитовая формация)	60	195	6	6	6,3	21	2,3
Гранитоиды (гранодиоритовая и диорит- монцитовая формация)	33-42 20-77	104-143 175-270	3-45	2,5-3,8	3,0-4,0	22,27	1
Гранитоиды (габбро-плагиогранитная формация)	1,9	3,9 4,3	1,1	0,6	2,7	4,3	6

<sup>I</sup> Данные по гранитоидам приведены по Л.П.Зоненшайну и др. [3] и Н.И.Тихомировой [8].

Химический состав лувритов и других ацваитовых пород

Т а б л и ц а 4

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	50,74	54,57	51,70	43,68	53,44	51,62	49,39	52,35	52,00	44,85	54,30
TiO <sub>2</sub>	1,00	1,12	1,52	0,85	0,30	0,41	0,49	0,59	1,73	6,54	1,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,41	15,88	14,33	23,24	18,64	15,63	10,39	14,11	13,12	20,92	16,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,99	5,80	7,54	3,03	9,38	6,06	4,31	7,98	4,76	1,50	6,49
FeO	2,07	1,28	1,27	2,26	0,86	4,98	7,72	2,17	5,43	2,51	2,14
MnO	0,05	0,31	0,61	0,23	0,10	0,33	0,97	0,62	0,47	0,14	0,42
MgO	3,20	1,19	1,25	0,36	-	-	-	0,66	3,00	1,57	1,29
CaO	1,90	1,48	1,81	0,73	0,79	3,13	5,11	4,65	1,58	7,28	1,99
Na <sub>2</sub> O	9,46	10,71	10,39	17,47	12,10	10,09	11,45	9,30	6,33	8,09	8,88
K <sub>2</sub> O	4,62	5,96	4,73	1,43	2,43	2,12	2,62	2,78	3,96	4,96	5,00

1. Амфиболовый луврит, 2. Луврит, 3. Эвдиалитовый луврит, 4. Эвдиалитовый луврит-  
овит, 5. Фгириновый луврит, 6. Какортokit (белый), 7. Какортokit (красный), 8. Луврит.  
1-4 - Ловозерский массив, 5-7 - Илимдусак, 8 - Пылансберг, 9,10 - Хибинский массив, 11 -  
Средний луврит (по Сомоньеву).

Фенитизация — идущий в больших масштабах процесс десиликации (сиенитизации) архейских гранито-гнейсов и других пород. Объем новообразованных щелочных сиенитов и экзоконтактовых метасоматитов соизмерим (или превышает) с объемом тел карбонатитов или кольцевых зон магматических щелочных пород. При этом экзоконтактовый вынос кремнезема достигает сотен кг/м<sup>3</sup>, а концентрация редких элементов повышается на один-три порядка по сравнению с их содержанием в неизмененных вмещающих породах. Для ряда карбонатитовых и щелочных комплексов (Альнэ, Тундулу, Мессум) наряду с нефелин-сиенитовыми фенитами описаны участки и дайки реоморфических щелочных пород.

Таким образом, аптаитовые и фенит-карбонатитовые комплексы могут быть отнесены к представителям "гибридных" редкометалльных формаций. Они возникают при взаимодействии корового материала и глубинных магм или потоков ювенильных щелочных флюидов или эманаций. Тем самым они могут быть противопоставлены основной массе палингенных гранитоидов, связанных с глубинно-коровыми гранитизирующими растворами. Между этими крайними случаями могут быть намечены и комплексы переходного типа, например в Северо-Байкальской провинции — Гоуджекит и другие или Ильмено-Вिशнево-горский комплекс на Урале.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бородин Л.С. Проблема генезиса миаскитовых и аптаитовых магм (геологические и геохимические аспекты). В сб. "Минералогия, геохимия и петрология (доклады к XXV сессии МГК)".

2. Бородин Л.С., Осокин Е.Д., Бондаренко В.Н. Закономерности распределения редких элементов как критерий глубинности (ювенильности) щелочных магм. В сб. "Магматические процессы. (Доклады I-го Международного геохимического конгресса)", 1971).

3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. "Недра", 1976.

4. Левин В.Я. Нефелиновые сиениты как альтернативные эквиваленты гранитов. В сб. "Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов". Свердловск, 1971.

5. Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. "Наука", 1972.

6. Сергеев А.С. Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород. Изд. ЛГУ, 1967.

7. Тихоненкова Р.П. Фениты Хибинского массива. В сб. "Редко-металльные метасоматиты щелочных массивов". "Наука", 1967.

8. Тихомирова Н.И. Распределение лития, рубидия и цезия в главнейших формационных типах гранитоидов в зависимости от их тектонического положения. Экспресс-информация. (Геология, методы поисков и разведки м-ний полезных иск.), ВИЭМС, МГ СССР, 1975, II.

9. Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б. Основные проблемы петрологии гранитоидов. В сб. "Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов". Свердловск, 1971.

ОЦЕНКА ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ОСНОВНОСТИ  
КАТИОНОВ В СИЛИКАТАХ И ОКИСЛАХ

В настоящее время широким признанием пользуется концепция кислотно-основного взаимодействия ионов в растворах и расплавах [6]. В связи с этим при анализе процессов минералообразования в геохимии и металлургии используются различные способы оценки как общей основности окисно-силикатных систем, так и определения основности отдельных катионов. Поскольку прямой характеристикой основности-кислотности элементов можно считать степень ионности-ковалентности химической связи, то чаще всего для оценки кислотно-основных свойств элементов привлекается шкала электроотрицательностей Полинга, где электроотрицательности ( $\chi$ ) меняются в диапазоне от 0,7 - у цезия до 4,0 - у фтора. Позднее, наряду с модернизацией шкалы Полинга были предложены иные системы оценки  $\chi$ , претендующие на большую точность. Однако при сопоставлении различных, достаточно признанных в неорганической химии систем оценок  $\chi$  выявляются настолько существенные расхождения между ними, что не может быть предложен единый ряд последовательного изменения основности (ионности) элементов. Поэтому достаточно обоснованным представляется вывод, что различные системы  $\chi$  пригодны лишь для качественных, но не количественных оценок, особенно в случае значительной разности величин  $\chi$  [5,7].

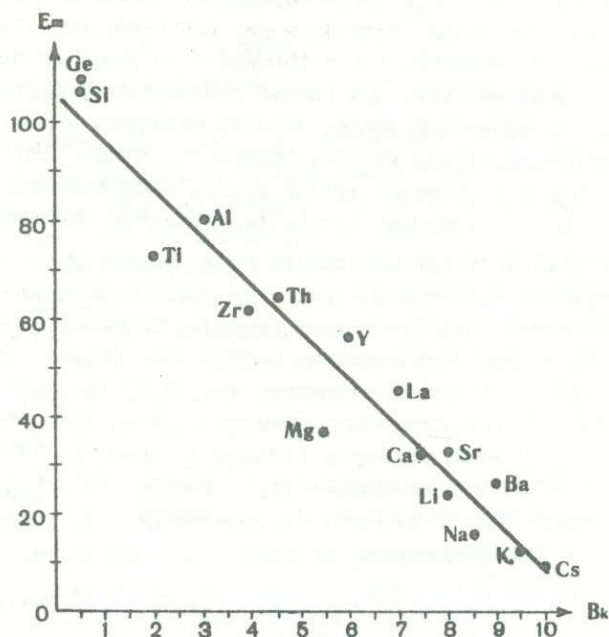
Из изложенного выше вытекает целесообразность иного подхода к проблеме кислотности-основности: путем не абсолютных количественных, а относительных оценок, базирующихся на точных количественных характеристиках, непосредственно связанных с положением элементов в периодической системе Д.И.Менделеева. В качестве таких характеристик наиболее рационально использовать величины ионных потенциалов, отражающих специфику внешней (валентной) электронной конфигурации электронов и поэтому сопоставимых с энергетическими коэффициентами А.Е.Ферсмана, а также некоторыми системами электроотрицательностей [9,11]. Переход от величин ионных потенциалов к относительным оценкам упрощается, если решение этой задачи ограничить определением относительной основности элементов для наиболее распространенных групп минералов - силикатов и окислов, составляющих главную массу изверженных горных пород. Как известно, в силикатах и других минералах с преимуществ -

венно ионным типом связи четко определена анионная функция кремния [1]. Соответственно катионы в них представлены элементами с величиной  $\Sigma$ , меньшей, чем у кремния - до 1,8-2,0, преимущественно s- и d-элементами. При оценке относительной основности катионов по десятибалльной шкале, подобно известной шкале твердости Мооса, максимальная основность, равная 10, должна быть у цезия - наиболее щелочного металла первой группы периодической системы, а минимальная - у кремния. Положение остальных элементов в пределах такой шкалы можно определить по их ионным потенциалам [2].

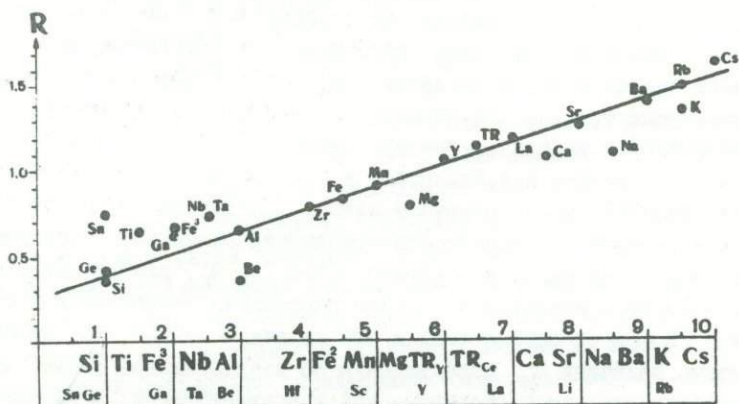
Для электронных аналогов d-подгрупп принята во внимание зависимость их химических свойств от различия валентных электронов (Nb и Ta, Zr и Hf). Хотя величина  $J_w$  для олова больше, чем для кремния, благодаря большей величине иона металлические свойства у олова выше, и относительная основность обоих элементов близка.

Для пар K - Rb K - Ba и Al - Be приняты во внимание известные кристаллохимические закономерности. С учетом этих отступлений можно уточнить ряд относительной основности -  $B_K$  [2]: Cs(10), K, Rb (9,5), Ba(9), Na(8,5), Sr, Li(8), Ca(7,5), La(7),  $TR_{Ce}$ (6,5),  $TR_Y$ (6), Mg(5,5), Mn(5),  $Fe^2$ , Sc(4,5), Zr, Hf(4), Al, Be(3), Nb, Ta (2,5),  $Fe^3$ , Ga(2), Ti(1,5), Si, Ge, Sn(1).

В пределах данного ряда выделяются три группы: катионы щелочных металлов и сильных оснований ( $B_K=7,5-10$ ), катионы средней основности ( $B_K=4,5-7$ ) и слабые основания и амфотерные элементы ( $B_K=1,5-4$ ). Проверка надежности предлагаемой шкалы основности выполнена тремя независимыми способами: сопоставлением ее с современной системой  $\Sigma$ , по Полингу [12], сопоставлением с системой ионных радиусов, по Гольдшмидту, и величинами энергии связи металл-кислород на одну валентную связь, согласно данным Сана, приведенным в работе Л.А.Шварцмана и И.А.Томилина [10]. Величина энергии связи ( $E_m$ ), как отмечают авторы, достаточно объективно отражает различия в кислотности-основности элементов в силикатных расплавах. Как видно из графиков (фиг.1 и 2), для рассматриваемых элементов наблюдается четкая корреляция относительной основности ( $B_K$ ) и сопоставляемых с ней величин  $\bar{V}$  и  $E_m$ . Это позволяет считать величину  $B_K$ , определяемую по десятибалльной шкале, достаточно универсальной геохимической характеристикой, функционально согласованной как с кристаллохимическими (геометрическими), так и энергетическими (термодинамическими) параметрами.



Фиг.1. График зависимости силы связи металл-кислород ( $E_m$ ) от величины их относительной основности ( $B_K$ )



Фиг.2. График зависимости радиусов катионов (в ангстремах) от величины их относительной основности ( $B_K$ )

Использование относительной основности катионов как общей геохимической характеристики может дать дополнительные критерии при оценке реакций замещения минералов в рамках кислотно-основного взаимодействия, особенно при комплексных (гетеровалентных) замещениях. Так, например, из рассмотрения реакции эгиринизации пироксена:  $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6) - \text{NaFe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$  видно, что общая основность в катионной части понижается ( $\text{CaMg} = 7,5+5,5 > \text{NaFe} = 8,5+2$ ) и, следовательно, причиной реакции может быть не общее повышение щелочности среды, а повышение концентрации ионов натрия. Подобный вывод подтверждается, например, петрологическими особенностями процессов нефелинизации и фенитизации в комплексных массивах щелочно-ультраосновных пород: в ийолитах-мельтейгитах и интенсивно нефелинизированных пироксенитах присутствует лишь в той или иной степени эгиринизированный диопсид-салит. Напротив, собственно эгирин характерен для наиболее кремнекислых и последующих зон фенитов, где эгирин появляется одним из первых щелочных минералов, замещающих кварц.

Привлечение величины  $V_K$  к анализу явлений изоморфизма позволяет оценивать не только известные правила изоморфных замещений на основе сохранения электровалентного баланса, но также и изменения основности в катионной части минералов.

I. Отступления от правила полярного изоморфизма нередко связаны с повышением основности катионов. Так, например, рубидий и цезий замещают калий в калинатровых полевых шпатах, что приводит к их значительной концентрации относительно среднего содержания в гранитоидах [4]. Напротив, литий лишь "допускается" в полевые шпаты, где его концентрация ниже кларковых содержаний в гранитоидах и не обнаруживает закономерной связи с увеличением содержания натрия при увеличении отношения натрия к калию в полевом шпате.

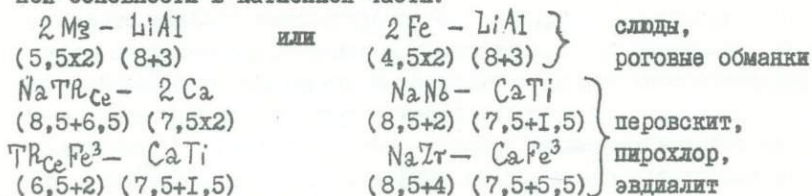
Показательно также нередкое вхождение лантаноидов цериевой подгруппы в состав существенно иттриевых минералов, что приводит к широкому распространению комплексных редкоземельных минералов, в том числе и в месторождениях иттриевых руд. Противоположный тип замещений проявлен гораздо реже, а для месторождений цериевых руд характерно практически полное отсутствие иттриевых лантаноидов и иттрия. При этом для существенно цериевых минералов (перовскит, лопарит и др.) нередки повышенные концентрации высокоосновных катионов - стронция и бария, что отражает высокую щелочность сре-



ды минералообразования [2].

Менее вероятны изовалентные замещения, когда катионы значительно различаются по величине  $V_R$  (например, цинк и магний или марганец и кальций).

2. Для гетеровалентного изоморфизма, как следует из рассмотрения наиболее типичных примеров, одним из принципиальных условий может быть сохранение или повышение реже - понижение суммарной основности в катионной части:



В сложных редкометалльных минералах типа пирохлора общее повышение основности катионов может быть сопряжено с их дефицитом в группе А (вынос натрия или кальция) или повышением кислородного числа [3].

3. Отмеченные выше условия проявления изоморфных замещений подчиняются общей закономерности магматической кристаллизации главных серий изверженных пород: постепенному повышению основности катионов в главных породообразующих силикатах в ряду  $Mg$  и  $Fe^2 - Ca - K$  и  $Na$ , что связано с одновременным повышением кислотности силикатных и алюмосиликатных анионов, т.е. принципом максимальной полярности или нейтрализации при кислотно-основном взаимодействии ионов в расплавах [8, II].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. "Недра", 1976.
2. Бородин Л.С. Относительная основность катионов и изоморфные замещения в минералах. ЛАН СССР, 1977, т.236, № 5.
3. Бородин Л.С., Назаренко И.И. Химический состав пирохлора и изоморфные замещения в молекуле  $A_2B_2X_7$ . - Геохимия, 1959, № 2.
4. Герасимовский В.В., Залашкова Н.Е. Геохимические особенности калиевых полевых шпатов из редкометалльных гранитоидов. - Геохимия, 1976, № 4.
5. Дей К., Селбин Д. Теоретическая неорганическая химия. "Химия", 1976.

6. Коржинский Д.С. Теория процессов минералообразования. - Изд-во АН СССР, 1962.
7. Пирсон Ч. Кристаллохимия и физика металлов и сплавов. "Мир", 1977.
8. Урусов В.С. Энергетическая кристаллохимия. "Наука", 1975.
9. Ферсман А.Е. Избранные труды, т. IУ. Изд-во АН СССР, 1958.
10. Шварцман Л.А., Томилини И.А. Кислотно-основные свойства металлургических шлаков. В сб. "Металлургические шлаки и их применение в строительстве". Госстройиздат, М., 1962.
11. Щербина В.В. Основы геохимии. "Недра", 1972.
12. Rösler H.J., LANGE H. *Geochemical Tables*. Leipzig, 1972.

Р.П. Тихоненкова

К ГЕОХИМИИ ЦЕЗИЯ

В ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ МЕТАСОМАТИТАХ

ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ

Для щелочных массивов характерно широкое развитие в экзоконтактовых и апикальных зонах магматических и послемагматических процессов замещения [15-17], приводящих к накоплению многих редких элементов, в том числе и цезия. Наиболее существенные концентрации цезия обнаруживаются в Бурпалинском массиве Северного Прибайкалья в экзоконтактовых альбитизированных породах [12-13] и в зонах замещения щелочных пегматитов из Дарапиозского массива, относящегося к щелочно-гранитоидной формации, в котором образуется цезиевый куплетскит [6]. Обобщенные данные по распространению цезия в щелочных массивах [7, 9, 11] показывают закономерное возрастание содержаний цезия в направлении от щелочно-ультраосновной и щелочно-габброидной к щелочно-гранитоидной формации. Максимальные содержания цезия установлены для калиевой щелочно-базальтоидной формации [11] и для наиболее кремнекислых производных щелочной магмы из щелочно-гранитной формации.

Как показали наши исследования в Хибинском массиве, являющемся представителем вулканоплутонической нефелин-сиенитовой формации, для которой цезий не характерен, в определенных геологических условиях на послемагматическом этапе также образуются комплексы пород с относительно повышенным содержанием цезия.

В данной работе сравниваются содержания цезия и сопутствующих ему редких элементов в экзоконтактовых метасоматитах массивов, представляющих нефелинсиенитовую (Хибинь) и щелочно-гранитоидную формации (Сахарикский и Хушагольский) из различных структурных зон. Эти формации достаточно контрастны по редкометалльной специализации и генезису. Таким образом мы пытались выяснить условия, которые способствуют накоплению цезия в метасоматитах из генетически различных щелочных формаций.

### Сахарикский массив

Сахарикский массив относится к протерозойской щелочно-гранитоидной формации Кольского региона [5], объединяющей граниты,

щелочные сиениты и нефелиновые сиениты миаскитового ряда. По данным ряда авторов [1, 2, 3], Сахариокский массив приурочен к выступу фундамента, сложенному олигоклазовыми гранитами и метагаббро-анортозитами, прорванными щелочными гранитами. Массив вытянут в северо-западном направлении. Контакты его крутые с преимущественным падением на восток. С востока массив контактирует со щелочными гранитами, с запада — с плагиомикроклиновыми гнейсо-гранитами и габбро-анортозитами. По нашим данным, вмещающие породы в контакте с миаскитами интенсивно фенитизированы. Ксенолиты вмещающих гранито-гнейсов и габбро-анортозитов встречаются и во внутренних зонах массива, где они также сильно фенитизированы и мигматизированы под воздействием внедрившейся магмы миаскитового состава. На их месте образуются фениты состава щелочных сиенитов, тералитов, шонкинитов, иногда ийолитов, переходящие в эндоконтактные мезократовые фации щелочных и нефелиновых сиенитов такситового (полосчатого и гнейсовидно-трахитоидного) строения. Вследствие этого Сахариокский массив имеет сложное внутреннее строение, характеризующееся частой сменой различных фациальных разновидностей нефелиновых и щелочных сиенитов.

Северо-восточная и восточная части массива сложены преимущественно лепидомелан-эгириновыми нефелиновыми сиенитами (миаскитами) трахитоидно-полосчатого строения. Миаскиты часто переходят в пегматоидные фациальные разновидности, а также содержат ряд согласных жил лепидомелановых нефелинсиенитовых пегматитов, обогащенных цирконом, пироксеном и бритолином.

В приконтактных и апикальных (вблизи ксенолитов) зонах трахитоидно-полосчатые миаскиты весьма постепенно сменяются меланократовыми, преимущественно амфиболовыми, нефелиновыми сиенитами (северный, восточный и южный контакты массива) и щелочными сиенитами (западные и юго-западные зоны массива). Меланократовые нефелиновые сиениты имеют все черты строения и состава пород эндоконтактных фаций. Для них характерно резко неустойчивое строение (пятнисто-полосчатое, гнейсовидное, гломеропойкилитовое, обогащение сфеном, апатитом). В отличие от миаскитов в этих фациях пород среди цветных минералов преобладает щелочной амфибол, близкий к гастингситу, пироксен относится к ряду эгиринов-авгитов, повышено содержание альбит-олигоклаза.

Щелочные сиениты характеризуются трахитоидными текстурами, резко неравномернозернистым строением, неустойчивым содержанием

цветных минералов. Отмечаются кварцсодержащие разности с весьма неустойчивыми содержаниями кварца. Щелочные сиениты, с одной стороны, связаны постепенными переходами с миаскитами через нефелиносодержащие мезократовые разности с грубой гнейсовидностью, содержащие эгирин-авгит и гастингсит, а с другой стороны, через рибекитовые кварцсодержащие разности сиенитов и щелочные рибекитовые граниты — с биотитовыми олигоклазовыми гранитами. Парагенезисы аксессуарных минералов, их содержания дают дополнительный материал, подтверждающий специфику образования той или иной фации щелочных пород (табл. I). Эндоконтактные фации меланократовых нефелиновых сиенитов наиболее обогащены парагенезисом кальциевых минералов: апатитом, бритолитом, ортитом, флюоритом. Только в этих фациях развиты розенбушит и ринколит. По содержанию и парагенезисам аксессуарных минералов щелочные сиениты занимают промежуточное положение между миаскитами и щелочными гранитами. Связь щелочных сиенитов с гранитами подчеркивается развитием в них минералов, характерных для гранитоидов: монацита, вульфенита.

Таким образом, щелочные сиениты, мезократовые полосчатые и гнейсовидно-порфиroidные амфиболовые нефелиновые сиениты мы не рассматриваем как самостоятельные фазы внедрения или метасоматически измененные породы [I-3]. Это магматические породы эндоконтактной фации, образующиеся при магматическом замещении вмещающих пород при воздействии внедрившейся щелочной магмы миаскитового состава. Мезократовые такситовые фации щелочных пород преимущественно развиты вдоль северо-восточного высячего контакта Сахарикской интрузии. Здесь отмечается максимальная концентрация ксенолитов вмещающих габбро-анортозитов, различных пегматоидных образований. В этой же зоне наиболее интенсивно проявлены разгнейсование пород и послемагматические процессы освиднения, приводящие к образованию меланократовых щелочных метасоматитов, обогащенных редкими элементами. Все это свидетельствует о наличии здесь мобильной тектонической зоны.

#### Меланократовые метасоматиты

Под этим названием нами объединяются мезо-меланократовые породы такситового, часто гнейсовидного строения и резко неустойчивого состава. В отдельных участках по составу они соответствуют



тералитам, шонкинитам, обычно сильно амфиболлизированным и ослюденелым. Среди них отмечаются пегматоидные нефелин-полевошпатовые и почти чисто слюдяные породы. Вероятно, это в основном фениты, образующиеся при замещении габбро-анортозитов, подвергшиеся послемагматическим изменениям. В отдельных случаях в этих породах удается видеть небольшие реликты первичных габброидов. Не исключено, что среди них имелись и первичные щелочные габброиды ранней фазы формирования [I] массива, которые также интенсивно переработаны более поздними миаскитами и послемагматическими процессами, поэтому отличить их от фенитов состава щелочных габброидов трудно. В настоящее время эти тела состоят из меланократовыми ослюденелыми породами неустойчивого состава с пятнисто-гнеи-совидным и полосчатым строением и с гранонематобластовыми структурами.

Меланократовые метасоматиты среди миаскитов встречаются в северо-восточной половине массива в виде отдельных разрозненных тел мощностью 1-3 м, чаще - в виде маломощных участков, сильно замещенных и мигматизированных миаскитами. Геологическое залегание их определяется с трудом из-за весьма плохой обнаженности. Обычно это мелкие тела, в которых видны полевошпатовые и нефелиновые прожилки, залегающие согласно с трахитоидностью и полосчатостью миаскитов. Часто мелкие тела меланократовых метасоматитов и миаскитов имеют складчатые, флексуорообразные текстуры.

По взаимоотношению различных по составу и строению пород среди меланократовых метасоматитов выделяются: 1) апогабброидные фениты, слабо ослюденелые; 2) полевошпатовые, нефелиновые и нефелин-полевошпатовые жилы и прожилки со слюдой и 3) нефелин-плаггиоклаз-биотитовые и плаггиоклаз-биотитовые меланократовые метасоматиты. Замещению биотитом подвержены все разновидности, поэтому ослюждение названных пород происходит, вероятно, в послемагматическую стадию. Апогабброидные фениты являются наиболее ранними образованиями, которые пронизываются полевошпатовыми и нефелиновыми жилами и замещаются слюдами.

Наиболее крупное тело меланократовых апогабброидных фенитов расположено в крайнем северо-восточном эндоконтакте массива среди миаскитов. Здесь фениты представлены коренными выходами, глыбовыми развалами и вскрыты канавой. Падение крутое на юго-восток. По простиранию по глыбовым развалам они прослеживаются почти до 100 м. Однако скорее всего это ряд кулисообразно расположенных

небольших вытянутых тел, приуроченных к тектонически ослабленной зоне. Вмещающие их мicasкиты здесь также сильно разгнейсованы, содержат небольшое количество складчатых пегматитовых прожилков, иногда они катаклазированы и цеолитизированы.

Апогабброидные фениты пронизаны многочисленными тонкими (1,5–2,5 см) полевошпатовыми или чисто нефелиновыми прожилками. Отмечаются и сравнительно крупные (5–10 см) жилы нефелин-полевошпатовых пегматитов, в которых нефелин может достигать размера до 7 см.

В контакте пегматоидов и меланократовых фенитов развиты процессы нефелинизации, полевошпатизации и эгиринизации фенитов. В фенитах отмечается рост крупных правильных кристаллов эгирин-агита. Пегматиты содержат ксенолиты меланократовых фенитов, которые также интенсивно нефелинизированы, полевошпатизированы. От ксенолитов в пегматитах часто сохраняются лишь относительно более меланократовые пятнистые скопления (теневые текстуры). Таким образом, в контакте нефелин-полевошпатовых пегматитов и меланократовых фенитов образуются щелочные пегматоиды линии скрещения. В этих пегматитах отмечается развитие бериллиевой минерализации — мелинофана в виде крупных пластинчатых кристаллов размером до 5–7 см. Более мелкие кристаллы мелинофана, его гнезда и скопления неправильной формы размером до 1–5 см концентрируются в сильно измененных эгиринизированных, полевошпатизированных и биотитизированных участках меланократовых фенитов на контакте с пегматоидами. В участках фенитов, которые пронизаны серией небольших нефелин-полевошпатовых пегматоидных прожилков, тесно перемежающихся с эгиринизированными и биотитизированными меланократовыми фенитами, отмечаются максимальные концентрации мелинофана. В фенитах также развиты мономинеральные нефелиновые прожилки (до 3–5 см), сложенные очень прозрачным свежим нефелином, в которых наблюдаются сравнительно крупные выделения (до 0,5–1 см) светлозеленого апатита, содержащего до 8,4% редких земель, а также циркон, брютолит, сульфиды, пироксиды.

Во всех случаях развития фенитов и пегматоидных жил отмечается замещение их слюдой и образование на их месте меланократовых слюдитов. Слюдиты содержат изменчивое количество амфибола, олигоклаза и нефелина. Последний почти всегда либнеритизирован и канкринитизирован. Содержание слюды также весьма неустойчиво, колеблется от 5–10 до 90–95%. Как правило, более интенсивное ос-

люденение фенитов отмечается в зонах с максимальным развитием пронизывающих фениты пегматоидов, полевошпатовых и нефелиновых прожилков. Намечается как бы последовательное завершение пегматоидной стадии пневмато-гидротермальным процессом амфиболитизации, ослюденения и альбитизации фенитов.

Таким образом, в формировании комплекса меланократовых метасоматитов можно выделить два последовательных этапа: магматический - образование тералит- и шонкинит-фенитов на контакте с миаскитами и пегматоидами, сопровождающееся интенсивной нефелинизацией и полевошпатизацией фенитов и послемагматический - амфиболитизация и биотитизация.

Вещественный состав и содержание редких элементов в меланократовых метасоматитах. Аногабброидные фениты представляют собой меланократовые породы гнейсовидного, трахитоидного и полосчатого строения. Внешним обликом они похожи на амфиболиты. Все минералы фенитов несут те или иные признаки катаклаза, дробления и разгнейсования. В их составе отмечаются пироксен, амфибол, биотит, плагиоклаз и нефелин, количественные соотношения которых весьма неустойчивы даже в пределах нормального шлифа. Характерно пятнистое и полосчатое распределение скоплений цветных и лейкократовых минералов, их взаимозамещения. Пироксен по своему составу и свойствам относится к эгирин-авгиту, с небольшим содержанием акмитовой молекулы, количество которой, судя по показателям преломления, увеличивается в участках фенитов, наиболее интенсивно пронизанных пегматоидными прожилками. В наиболее слабо биотитизированных меланократовых фенитах плагиоклаз имеет состав № 25-35 (основной олигоклаз - кислый андезин). По мере увеличения содержания слюды плагиоклаз приобретает все более кислый состав (альбит-олигоклаз и альбит), и его содержание снижается.

Нефелин в аногабброидных фенитах большей частью замещается либнеритом, мелкозернистыми скоплениями цеолитов и иногда канкринитом. Из пегматоидных прожилков нефелин близок к нефелину из миаскитов. В меланократовых метасоматитах всегда присутствует амфибол, количество которого увеличивается в зонах с максимальным развитием пегматоидных ослюдененных прожилков. В слабо ослюдененных фенитах амфибол по своему составу (табл.2) и оптическим свойствам соответствует зеленой роговой обманке с несколько повышенной щелочностью и железистостью. В собственно олигоклаз-слюдистых метасоматитах содержание амфибола незначительно. По оп-

тическим свойствам (синезеленому плеохроизму, слабой дисперсии) амфибол постепенно становится более щелочным вблизи пегматоидных нефелин-полевошпатовых прожилков.

Слюда в меланократовых метасоматитах распределена наиболее широко, но крайне неравномерно. Характерно, что в слабо ослюженных фенитах слюда мелкочешуйчатая, а вблизи пегматоидных нефелин-полевошпатовых прожилков и по мере увеличения ослюдения пород образуется крупночешуйчатая и листоватая слюда размером до 0,5-1 см. По химическому составу (см. табл. 2) и оптическим свойствам слюда относится к ряду  $Mg-Fe$  биотита, отличающегося относительно повышенным содержанием магния и натрия.

Т а б л и ц а 2

Химический состав (%) минералов  
меланократовых метасоматитов

Компо- ненты	М и н е р а л ы	
	амфибол	биотит
$SiO_2$	44,56	40,29
$TiO_2$	0,68	0,52
$Al_2O_3$	8,76	14,89
$Fe_2O_3$	5,75	4,82
$FeO$	7,70	10,51
$MnO$	0,22	0,47
$MgO$	14,09	13,50
$CaO$	10,88	1,04
$Na_2O$	4,28	3,36
$K_2O$	1,69	7,62
$F^-$	-	0,80
$H_2O^-$	0,00	0,00
$H_2O^+$	1,56	3,01
Сумма	100,17	100,84

Аналитик Л. П. Орченкова

По своему химическому составу (табл. 3) меланократовые метасоматиты также неустойчивы, что соответствует их петрографическим особенностям. Характерно, что по мере ослюдения меланократовых метасоматитов, в них увеличивается содержание летучих, магния, калия, титана, железа и резко уменьшается количество натрия.

Эти особенности изменения фенитов в процессе их биотитизации свидетельствуют о сравнительно высокой щелочности послемагматического процесса их изменения.

Т а б л и ц а 3

Химический состав (%) меланократовых метасоматитов

Компо- ненты	Биотитизированные мелано- кратовые фениты		Плагиоклаз-биотитовые метасоматиты	
	SiO <sub>2</sub>	48,35	47,58	45,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,30	14,66	13,78	14,85
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,27	0,50	0,30
FeO	4,96	4,90	9,35	5,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,72	1,94	1,41	1,71
CaO	9,50	8,64	0,35	10,48
MgO	0,07	1,90	10,38	8,02
Na <sub>2</sub> O	6,15	7,70	2,98	4,10
K <sub>2</sub> O	2,40	1,94	7,94	1,85
П.п.п.	1,58	2,18	4,52	4,56
F	-	-	1,50	0,71
Сумма	99,33	91,71	99,09	100,50
Аналитик	Т.А.Муравьева	А.А.Решетни- кова	А.А.Решет- никова	Т.А.Муравьева

В меланократовых метасоматитах содержится своеобразный парагенезис акцессорных минералов, отличный от всех других пород Сахарюкского массива. Особенно резко это проявляется в сильно биотитизированных олигоклаз-биотитовых метасоматитах (табл.4).

В отличие от магматических пород массива в метасоматитах отсутствуют самые характерные для Сахарюкского массива минералы (циркон, бритоцит, ортит), но постоянно отмечаются сульфиды, хотя и в небольших количествах. Особенно велики концентрации пирротина, представленного здесь высокотемпературной модификацией. Отмечается деллинцит в форме правильных тонких таблитчатых кристаллов и псевдодипирамидальных кристаллов стального серого цвета. В биотитизированных меланократовых фенитах постоянно встречается мелинофан. Количество последнего резко увеличивается в наиболее интенсивно амфиболитизированных и биотитизированных фенитах и олигоклаз-биотитовых метасоматитах. Важно подчеркнуть факт постоянного присутствия мелинофана как акцессорного минерала в меланок-

Т а б л и ц а 4

Содержание типоморфных акцессорных минералов  
(г/т) в меланократовых метасоматитах

Минералы	Апогабброидные фениты		Послемагматические меланократовые метасоматиты
	слабо биоти- тизированные	сильно биоти- тизированные	
Мелинофан	0,05-0,1	0,1-5,0	5-500
Сподумен	0,08-0,2	0,01-0,02	-
Лёллингит	10-80,0	2-30,0	Знаки
Пирротин	700-1200	15-200,0	-
Галенит	0,05-0,20	0,15	0,1-0,4
Молибденит	0,1-0,15	-	-
Пирит	0,1-0,3	0,2-0,6	0,2-10,0

ратовых метасоматитах и образование его высоких концентраций только в зоне контакта пегматитов линии скрещения с апогабброидными биотитизированными фенитами.

В аналогичных пегматоидных жилах, широко распространенных среди миаскитов, вне связи с апогабброидными метасоматитами, мелинофан не отмечается. Все эти факты свидетельствуют о том, что образование мелинофана генетически связано с процессом фенитизации габброидов, а образование повышенных концентраций мелинофана можно рассматривать как результат вторичного обогащения при совместном проявлении (наложении) процесса фенитизации и послемагматической амфиболитизации и биотитизации. В пользу этого свидетельствует наблюдающееся некоторое различие в составе мелинофана из пегматоидов и апогабброидных фенитов (табл.5).

Распределение цезия в породах Сахарюкского массива. Породы Сахарюкского массива характеризуются сравнительно высоким содержанием не только цезия (табл.6), но и других редких элементов, особенно редких земель [5] и некоторых халькофильных элементов. Поэтому данный массив, относящийся к щелочно-гранитоидной формации, для которой цезий является одним из типоморфных элементов, представляет значительный интерес. Среднее содержание цезия в Сахарюкском массиве превышает его кларк в щелочных породах различных формационных типов [11]. При учете всех фаций пород (миаскиты, меланократовые нефелиновые сиениты, щелочные сиениты и граниты, метасоматические образования) среднее содержание цезия в

Химический состав (%) мелинофана  
Сахаржюкского массива

Компоненты	Мелинофан	
	эгириин-авгит-нефелино- вая контактная порода	меланократовые оли- гокляз-нефелин-биотитовые метасоматиты
SiO <sub>2</sub>	42,42	41,23
TiO <sub>2</sub>	0,1	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,98	6,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,90
BeO	9,57	9,35
MnO	0,03	-
MgO	0,10	0,42
CaO	28,70	30,32
Na <sub>2</sub> O	8,72	7,00
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00
Li <sub>2</sub> O	0,08	-
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	0,62
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,25	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,0	-
F	5,76	6,10
Сумма	102,29	102,39
- O = F <sub>2</sub>	2,42	2,66
Сумма	99,87	99,83
Аналитик	Е. А. Кульчицкая	А. В. Быкова
Данные	[3]	Автора

массиве 0,00334%. Если учитывать только нефелиновые и щелочные сиениты, то среднее содержание цезия составляет 0,00263%. Таким образом, значительная доля цезия в массиве приходится на метасоматические образования. В пределах массива самые высокие концентрации цезия приурочены к меланократовым метасоматитам, а также к эндоконтактовым меланократовым фациям гнейсовидных нефелиновых сиенитов. В щелочных гранитах и сиенитах Сахаржюкского массива содержание цезия наиболее низкое.

Повышенные концентрации цезия, как правило, характерно для наиболее биотитовых и разгнейсованных разностей пород в пределах различных щелочных комплексов. Распределение цезия по минералам

Таблица 6

Содержание щелочей и редких элементов (%) в метасоматитах Сахарнококого массива

Na	K	Li	Rb	Cs	Str	Zr	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Be	Ga	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
-	-	0,036	0,011	0,0015	0,050	0,0076	Следи	0,004	0,006	0,00017	0,0018	0,0195	0,003
3,06	1,59	0,109	0,040	0,0110	0,030	0,022	0,008	0,002	0,013	0,0100	0,0025	0,0195	0,0034
3,07	1,54	0,048	0,011	0,0010	0,028	0,0047	0,006	0,001	0,006	0,0005	0,0018	Не обн.	0,0025
6,25	1,48	0,065	0,008	0,0008	0,036	0,0047	0,001	-	-	0,0100	0,0015	"	0,0031
3,80	1,71	0,061	0,020	0,0020	0,033	-	-	-	-	0,0002	0,0018	"	0,0031
2,20	6,62	0,201	0,060	0,0140	0,031	0,0047	0,036	0,003	-	0,0002	0,0073	-	-
-	-	-	-	0,0110	-	0,0040	0,032	0,003	-	0,0100	0,0045	Не обн.	Не обн.
-	-	-	-	0,0115	-	-	-	-	-	0,0200	0,0040	-	-
-	-	-	-	0,0115	-	-	-	-	-	0,2100	-	-	-
-	-	-	-	0,0100	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 7

Содержание цезия (%) в минералах Сахарнококого массива

Минералы	Cs	Rb	Li	Минералы	Cs	Rb	Li	
Следи	0,0190	0,262	0,240	Микроквинц	0,0002	0,0007	-	
	0,0040	0,105	0,099		"	-	-	
	0,0100	-	-		"	-	-	
	0,0026	-	-		Н/о	0,008	0,655	
	0,0140	0,139	0,127		"	-	-	
	0,0200	-	-		"	-	-	
	0,0200	0,205	0,201		"	-	-	
	0,0290	0,270	0,494		"	-	-	
	0,0080	-	-		"	-	-	
	0,0120	-	-		Каллекий полевой шпат	0,0004	-	-
	0,0124	-	-			0,0015	-	-
	0,0124	-	-			0,0003	-	-
	Амфиболы	0,0130	-		-	Нефелин	0,0026	-
0,0008		0,096	0,106	0,0002	-		-	
н/о		0,006	0,044	0,0002	-		-	
"		0,008	0,020	"	-		-	
0,00005		-	-	"	-		-	
Н/о	0,004	0,028						

щелочных пород (табл.7) показывает, что биотит является главным концентратом цезия. В других минералах его содержание весьма низкое. При этом наиболее высокие концентрации цезия – до 0,029% отмечаются в биотите из меланократовых метасоматитов. В этом же биотите установлено и наиболее высокое содержание лития (0,494%) и рубидия (0,270%).

Меланократовые метасоматиты являются наиболее цезиеносным щелочным комплексом Сахарикского массива. По сравнению с магматическими породами меланократовые метасоматиты обогащены биотитом, который отличается от биотита магматических нефелиновых сиенитов повышенной магниальностью и относительно высоким содержанием цезия, рубидия и лития. Причем повышение концентраций цезия в метасоматитах и в биотите идет параллельно с увеличением в их составе количества биотита (табл.8).

Т а б л и ц а 8

Содержание цезия (%) в слюдяных метасоматитах

П о р о д ы	Содержание цезия	
	в породе	в биотите
Фениты:		
1) слабо биотитизированные	0,0008-0,0010	0,0080-0,0100
2) сильно биотитизированные	0,0010-0,0110	0,0100-0,0124
Олигоглаз-биотитовые метасоматиты	0,0115-0,0145	0,0200-0,0290

Максимальное содержание цезия связано исключительно с биотитом. Таким образом, в процессе образования меланократовых метасоматитов происходит одновременно не только общее повышение содержания цезия, но и его почти исключительная концентрация в биотите. Меланократовые метасоматиты, таким образом, представляют собой наиболее цезиеносный комплекс щелочных пород, в которых отмечается относительно концентрированная форма нахождения цезия. В составе биотита меланократовых метасоматитов по сравнению с биотитом магматических пород повышено содержание магния и железа. Очевидна связь высоких концентраций цезия с этими элементами.

Как указывалось выше, образование меланократовых метасоматитов связано совместному проявлению процессов фенитизации и послемагматического метасоматоза прикровлевых и приконтактовых зон массива, накладывающихся на ксенолиты и останцы основных по-

род, богатых кальцием, магнием и железом. Вполне очевидно, что в процессе фенитизации и послемагматического метасоматоза, протекающего при участии летучих, происходит вторичное обогащение растворов цезием за счет выщелачивания его из более ранних магматических нефелиновых сиенитов. Основная среда способствует его концентрации в Fe-Mg-слюдах. Такая специфическая геологическая обстановка образования меланократовых метасоматитов способствует концентрации в них не только цезия, но и многих других компонентов, особенно бериллия (см. табл. 6), а также халькофильных и сидерофильных элементов. Среднее содержание последних в метасоматитах ( $n \cdot 10^{-4}\%$ ): Pb - 40, Sn - 20, Mo - 24, Zn - 30, Ni - 27, Cr - 43, Co - 57. Такое необычно высокое для щелочных пород содержание сидерофильных элементов обусловлено образованием меланократовых послемагматических метасоматитов по габброидам. Высокая щелочность меланократовых метасоматитов, в которых содержание натрия и калия варьирует от 4,69 до 8,82%, при существенном преобладании в слюдяных фациях калия над натрием, способствует высокой концентрации цезия и других элементов в этих породах. Среднее содержание цезия в меланократовых метасоматитах Сахарюкского массива (0,008%) значительно выше, чем в магматических породах массива, и в несколько раз превышает кларк цезия в наиболее цезиеносных формациях — щелочно-гранитоидной и калиевой щелочно-базальтоидной. Послемагматические меланократовые метасоматиты Сахарюкского массива заслуживают специального изучения для выяснения их перспектив как возможного нового источника комплексного вида сырья. Это особенно важно в связи с тем, что возможности извлечения цезия из слюд новыми технологическими методами [20] оцениваются положительно.

#### Послемагматические метасоматиты Хибинского щелочного массива

Хибинский массив — типичный представитель нефелин-сиенитовой вулканоплутонической формации, в котором резко преобладают интрузивные фации хибинит-фойяитового состава. Предшествующие им комагматичные вулканогенные фации (туффиты, ромбен-порфиры и др.), сильно замещенные щелочной магмой, развиты в виде разрозненных ксенолитов во внутренних частях массива [17]. Массив имеет концентрически-зональное строение. Периферические части его сложены

комплексом грубозернистых массивных нефелиновых сиенитов (гранитоидных хибинитов). К центру они последовательно сменяются грубоотрахиитоидными и трахиитоидными хибинитами, неравномернозернистыми нефелиновыми сиенитами (лявочорритами), пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами (рисчорритами), ийолит-уртитам и фойяитами.

Вмещающими породами для Хибинского массива служат архейские мигматит-гранито-гнейсовые толщи и метаморфизованные (зеленосланцевые) основные вулканогенные образования протерозойской свиты имандра-варзуга, которые в контакте с массивом превращены в фениты [17].

Контакты массива с вмещающими породами крутые, с падением под массив. Вблизи массива среди вмещающих пород отмечаются мелкие пластовые тела интрузивных щелочных пород, отличительной особенностью строения которых является широкое развитие фаций щелочных и нефелинсодержащих сиенитов такситового строения и лейкократовых пегматоидных нефелиновых сиенитов. Эти различия пород сходны с грубозернистыми хибинитами эндоконтактных внешних зон массива, для которых весьма характерно неравномернозернистое строение и постепенные переходы в пегматоидные различия вблизи контактов с вмещающими породами и их ксенолитами.

Характерной особенностью пород Хибинского массива является интенсивное развитие различных послемагматических процессов, которые приводят к существенному изменению магматических пород и появлению новых комплексов пород с редкометальной минерализацией. Относительное обогащение цезием характерно лишь для послемагматических метасоматитов из внешней экзоконтактной фенитовой зоны и из внутренних частей массива, где они приурочены к двум субширотным зонам разгнейсования, расположенным к северу и югу от центральной интрузии фойяитов.

#### Послемагматические метасоматиты из фенитового ореола

В экзоконтактном ореоле из северных, северо-западных и западных частей Хибинского массива среди фенитизированных гнейсо-мигматитов, зеленокаменных сланцев и диабазов послемагматические процессы наиболее интенсивно проявлены вблизи многочисленных жил нефелиновых сиенитов, имеющих преимущественно крупнозернистое и пегматоидное строение.

Жилы в целом залегают согласно с вмещающими апомигматитовыми и апоэффузивными фенитами, однако имеют резко секущие контакты и часто пересекают отдельными апофизами гнейсовидность вмещающих пород. Их мощность варьирует от 1–2 до 20–30 м. По простиранию серия кулисообразно сменяющихся жил в северных и западных частях массива прослеживается более чем на 1,5 км. Вблизи этих жил, представляющих либо апофизы, либо сателлиты массива, вмещающие породы фенитизированы на значительно большую мощность, чем это отмечается в непосредственном контакте массива [17]. Вблизи них мощность апогнейсовых фенитов составляет до 100–150 м. Более поздние послемагматические процессы (микроклинизация, альбитизация, эгиринизация и т.д.) накладываются на эти жилы и фенитизированные вмещающие породы. Причем послемагматический процесс наиболее интенсивно проявлен в зоне контакта пегматоидных нефелиновых сиенитов, особенно в местах выклинивания и пережима жил. Современный облик этих жил обязан последовательному наложению процессов послемагматического метасоматоза на пегматоидные нефелиновые сиениты. Поэтому среди метасоматитов фенитового ореола выделяются 1) микроклинизированные и альбитизированные крупнозернистые и пегматоидные нефелин-полевошпатовые жилы и 2) микроклиниты и альбититы, развивающиеся по породам жил и фенитам. Как показали наши исследования, цезиеносность метасоматитов, залегающих среди апогнейсовых и апоэффузивных фенитов, резко отлична.

1. Вещественный состав и распределение цезия в альбитизированных эгирин-полевошпатовых жилах и апогнейсово-мигматитовых фенитах. Залегающие среди фенитизированных гнейсов-мигматитов эгирин-полевошпатовые пегматоидные жилы характеризуются резко такситовым строением. Они имеют гломеропорфировидную, трахитоидно-порфировидную и редко каркасную текстуру. Большинство жил характеризуются полосчатой текстурой, проявляющейся в чередовании мелко (до 0,5 x 1 см) – и средне – и крупнозернистых (4 x 1 см) эгирин-полевошпатовых участков.

Эгирин-полевошпатовые пегматоидные породы интенсивно изменены послемагматическими процессами: микроклинизацией и альбитизацией. Оба процесса тесно связаны во времени, но микроклинизация является несколько более ранней.

Альбит присутствует в виде призматических зерен и мелкозернистого сахаровидного агрегата (клевеландита), который составляет основную массу альбититов.

Призматический альбит развит преимущественно по микроклинам и эгириин-полевошатовым пегматоидным жилам, а альбит клеветандитового типа слагает основную массу альбититов по апогнейсовым фенитам. Вблизи альбитизированных пегматоидных жил в апогнейсовых фенитах развит ряд секущих микроклиновых жил, сложенных решетчатым микроклином и арфведсонитом, мощностью до 4-5 м. Они, в свою очередь, пересекаются серией мелких прожилков и жил альбит-эгиринового и эгиринового состава, сложенных мелкозернистыми аплитовидным альбитом и тонкоигольчатым эгирином. Характер прожилков различен: в одних наблюдается совместное присутствие микроклина и эгирина, растущих перпендикулярно контакту, другие жилки характеризуются отчетливой зональностью: приконтактные зоны (0,5 см) сложены тонкоигольчатым эгирином, далее идет зона (2 см) чистого микроклина. Непосредственно связанная с микроклинизацией, но более поздняя по времени альбитизация обуславливает формирование более мощных тел альбититов (по фенитам и пегматоидам) шириной до десятков метров, в которых почти не остается первичных минералов.

Альбититы, образовавшиеся при альбитизации апогнейсовых фенитов, полностью сохраняют особенности строения первичных пород. В зависимости от внешнего вида выделяются разновидности альбититов: полосчатые, мигматитоподобные и массивные пятнистые.

Во внешних зонах альбитизированных микроклинитов и эгириновых альбититов обычно развиты мелкозернистые интерстициальные скопления кальцита, канкринита, флюорита, мелкочешуйчатого биотита, астрофиллита, микроклина, альбита и эгирина. Участками образуются кальцит-флюорит-биотитовые олигоклазиты мезо-лейкократового облика, постепенно сменяющиеся более лейкократовыми эгириновыми микроклин-альбитовыми и эгирин-альбитовыми породами, псевдоморфно замещившими гнейсо-мигматитовые первичные породы. Таким образом, при послемагматическом изменении апогнейсо-мигматитовых фенитов намечается следующая смена минеральных парагенезисов (от внешних зон к внутренним): канкринит (кальцит), флюорит, олигоклаз, эгирин-авгит, арфведсонит — биотит, астрофиллит, микроклин (эгирин) — альбит, эгирин — альбит, отражающая последовательную смену преимущественно  $Ca-Na$  метасоматоза калиевым и далее натриевым метасоматозом.

Для альбитизированных пегматоидных жил и апогнейсо-мигматитовых альбититов типоморфны следующие акцессорные минералы: моли-

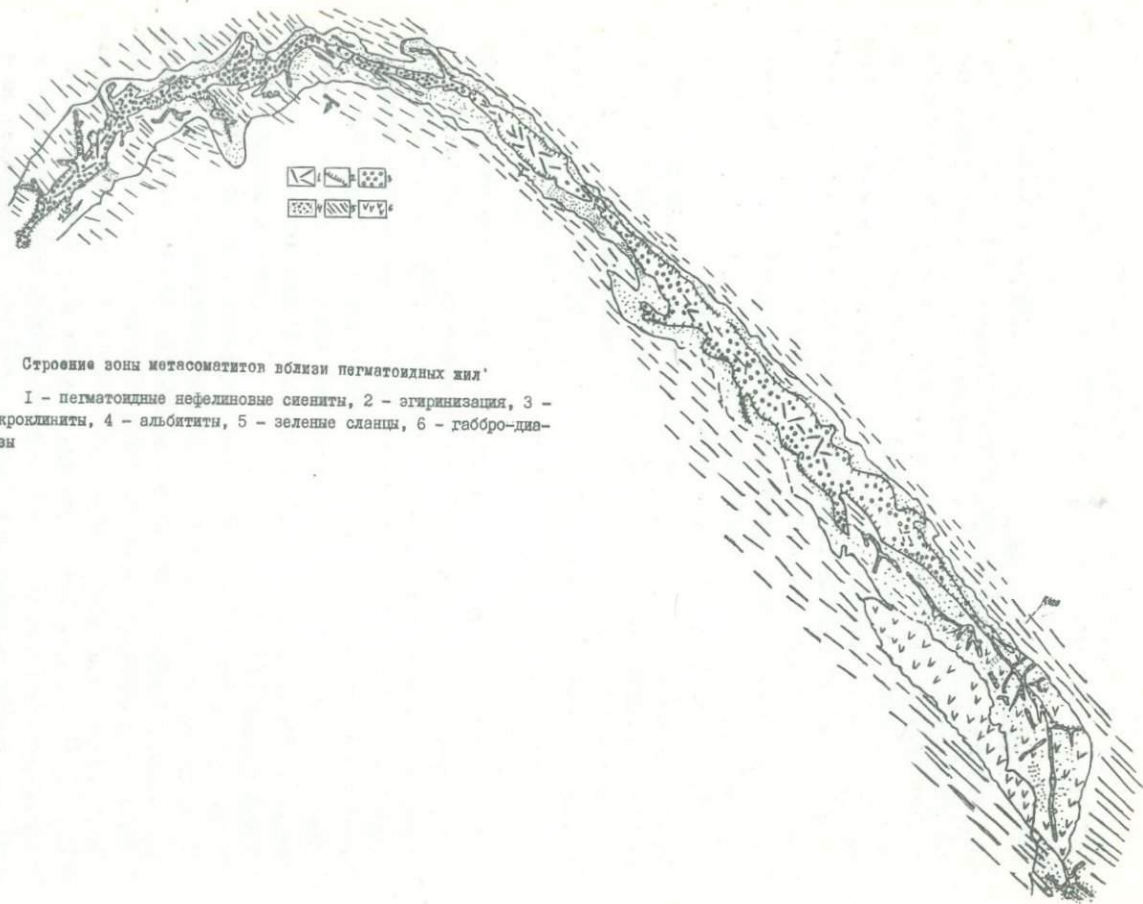
бденит, пирит, флюорит, апатит, ильменит, лопарит, пирохлор, циркон, сфен, ринколит, эвдиалит, астрофиллит, лампрофиллит, энигматит.

2. Микроклинизированные и альбитизированные нефелин-полевошпатовые жилы среди фенитизированных основных зеленокаменных пород свиты имандра-варзуга. В западном экзоконтакте Хибинского массива нефелин-полевошпатовые жилы, аналогичные описанным выше, залегают среди аподиабазовых и апосланцевых меланократовых фенитов. Как ранее указывалось [17], по ороговикованным габбро-диабазам и зеленым сланцам образуются меланократовые фениты, соответственно массивного или полосчато-мигматитового строения, по составу соответствующие арфведсонитовым мельтейгит-ийолитам, тералитам и мезократовым нефелиновым сиенитам.

Жилы по составу и строению соответствуют разнозернистым нефелиновым сиенитам, преимущественно крупнозернистого и пегматоидного строения. Часть из них может быть отнесена из-за блокового и каркасного строения к пегматитам, своеобразные состав и строение которых вызваны их формированием в основной среде. Однако их окончательный облик обусловлен наложенным послемагматическим метасоматозом.

Аналогично тому, что наблюдалось в зоне апогнейсовых фенитов, здесь также послемагматические изменения пространственно приурочены к контакту жил и апоэффузивных фенитов, к участкам выклинивания и тупого окончания жил. Наиболее интенсивно послемагматические изменения развиты в висячем боку жил (фигура). При этом, в отличие от гнейсо-мигматитовой среды, в основных зеленокаменных сланцах более мощно проявлена стадия микроклинизации и более широко развита канкринитизация и флюоритизация. Микроклинизация приурочена к эндоконтактовым участкам жил, где образуются приконтактовые микроклины мощностью примерно 30 см, сложенные прозрачным псевдоморфно альбитизированным микроклином. Отличительной особенностью микроклинитовой зоны является перпендикулярное расположение микроклинита к контакту. В контакте жил развиты крупные призматические зерна микроклин-изопертита пегматоидных нефелиновых сиенитов и более мелкие зерна решетчатого микроклина микроклинитов, которые различаются по величине калий-натриевого соотношения.

Максимальная альбитизация наблюдается на флангах, в тупых концах жил, их апофизах и пережимах, где жилы полностью превра-



Строение зоны метасоматитов вблизи pegmatoidных жил'

1 - pegmatoidные нефелиновые сиениты, 2 - эгиринизация, 3 - микроклиныты, 4 - альбититы, 5 - зеленые сланцы, 6 - габбро-диабазы

щены в альбитит. Эндоконтактовые зоны также практически нацело альбитизированы и лишь в виде реликтов в них сохраняется поздний микроклин приконтактовой зоны. В результате альбитизации пегматоидные жилы утрачивают блоковую и каркасную текстуру, и они постепенно переходят в полосчатые эгириновые альбититы, в которых могут сохраняться реликты крупных зерен калиевого полевого шпата и нефелина. Эти породы, по аналогии с Октябрьским щелочным массивом, можно относить к пегматоидным маршуполитам. Полосчато-сланцеватое строение этих маршуполитов четко подчеркивается полосами позднего мелкозернистого эвдиалита, микроплойчатого эгирина и скоплениями астрофиллит-куплетскита.

При послемагматическом изменении меланократовых апозелено-каменных и аподиабазовых мельтейгит-фенитов, состоящих из арфведсонита и нефелина, вблизи контакта с жилами наблюдается рост отдельных правильных порфиробласт калиевого полевого шпата, а также развитие мелкопризматического агрегата канкринита, преимущественно замещающего нефелин, мелкочешуйчатого биотита, астрофиллита, флюорита. В более позднюю стадию появляются мономинеральные агрегаты мелкозернистого альбита или альбита совместно с эгирином, которые корродируют канкринитизированные участки мельтейгит-фенитов, но чаще отмечаются их взаимные переслаивания. Вблизи пегматоидных жил зона альбититов по апосланцевым и аподиабазовым фенитам может достигать ширины 4-4,5 м, особенно в всячем боку. Эти альбититы имеют сравнительно меланократовый облик, тонкополосчатое, небулитоподобное и гнейсовидное строение. Для их внутреннего строения характерно тонкое чередование прослоев из альбититов (лейстовый альбитит), эгириновых альбититов (с игольчатым эгирином) и реликтов гранобластового агрегата арфведсонит-нефелиновых мельтейгит-фенитов. Такие разности альбитизированных апососновных мельтейгит-фенитов весьма сходны со сланцеватыми роговиковыми разностями маршуполитов из Октябрьского массива, образующимися по микрофойятам [19]. Геологическая обстановка описываемых приконтактовых зон (жилы пегматитов в апосланцевых фенитах) и наложенные процессы послемагматической альбитизации весьма сходны с геологическими условиями образования маршуполитов (нефелиновых альбититов) в Октябрьском массиве, где маршуполиты образуются либо по пегматоидным нефелиновым сиенитам, пронизывающим блоки-останцы ультраосновных и основных пород, либо по апогабброидным микрофойятам [19].

Важно отметить, что чисто альбитовые прослои альбитизированных фенитов содержат мало редкометалльных минералов, в то время как в более меланократовых эгиринизированных прослоях мельтейгит-фенитов отмечается концентрация астрофиллита, мелких зерен эвдиалита, пирохлора, катаплеита, циркона, позднего игольчатого ринколита. Эти минералы совместно с эгирином и альбитом пересекают ранние минералы фенитов: арфведсонит, ловенит, бритолит и крупнотаблитчатый ринколит. Поэтому альбитизированные апоосновные фениты и залегающие в них жилы обогащены редкометалльными и другими акцессорными минералами по сравнению с альбититами, образующимися по гнейсомигматитам. В них развиты следующие акцессорные минералы: апатит, бритолит, чевкинит, ильменит-пирофанит, лопарит, ринколит, редкоземельный титаноловенит, катаплеит, рамзаит, лабунцевит, пирохлор, астрофиллит-куплетскит, разнообразные сульфиды: галенит, сфалерит, молибденит, пирит.

Распределение цезия в альбитизированных жилах и фенитах крайне неравномерное (табл. 9). При этом в апоосновных постмагматических метасоматитах оно более выдержанное и более высокое по сравнению с апогнейсовыми породами. Содержание цезия в них варьирует в пределах 0,0010-0,0025, достигая в отдельных разностях альбитизированных и меланократовых фенитов соответственно 0,0104 и 0,0025%.

В апогнейсовых альбитизированных породах содержание цезия колеблется в пределах 0,0004-0,0011%. Как правило, наиболее высокие концентрации цезия характерны для более меланократовых апомигматитовых альбититов.

Содержание других сопутствующих редких элементов: лития, рубидия, и особенно ниобия и циркония также значительно более высокое в альбитизированных апоосновных мельтейгитовых фенитах, в которых развит астрофиллит с максимальным для Хибинского массива содержанием цезия; появляется также ниоболопарит (табл. 10).

В обоих районах развития альбитизированных эгирин-полевошпатовых жил и фенитов главными минералами-носителями цезия являются минералы группы астрофиллит-куплетскита. В эгирин-полевошпатовых жилах, залегающих в толще гнейсо-мигматитов, развит существенно калиевый астрофиллит с небольшим содержанием марганца (табл. 11) и цезия. Этот астрофиллит приурочен исключительно кучастам микроклинизации и альбитизации эгириновых полевошпатовых жил вблизи контакта с альбитизированными апогнейсовыми фенитами.

Т а б л и ц а 9

Содержание цезия и других редких элементов  
в послемагматических метасоматитах фенитового  
ореола Хибинского массива

Породы		Cs	Li	Rb	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Zr	Be
После- магма- тические ме- тасома- титы среди вещаю- щих ос- новных пород имандра- варзуга	Альбитизированные пегматиты и фениты	0,0010	0,015	0,013	0,4400	0,0118	0,010	0,0018
		0,0010	0,0041	0,028	0,3250	0,0103	0,100	0,0031
		0,0010	0,016	0,011	0,3350	0,0099	0,086	0,0032
		0,0010	0,039	0,010	0,2750	0,0060	0,025	0,0019
		0,0025	0,019	0,014	0,1560	0,0022	0,060	0,0026
		0,0010	0,001	0,056	0,375	0,0151	0,082	0,0014
		0,0010	0,024	0,010	0,285	0,0091	0,100	0,0020
		0,0025	0,019	0,014	0,002	н/о	0,0082	-
	Пегматит	0,0104						
	Слабо альбитизированные фениты	0,0011						
После- магма- тические ме- тасома- титы среди гнейсо- мигма- титов	Альбитизированные эгирин-полевые шпатовые жилы	0,0004	0,002	0,015	0,045			
		0,0002	0,001	0,014	0,035			
		0,0002	0,003	0,011	0,050			
		0,0008	0,005	0,008	0,040			
		0,0004	0,002	0,020	0,020			
		0,0011	0,006	0,018	0,030			
	Альбитизированные апогнейсогнейсо-вые фениты	0,0009						
		0,0005						
		0,0005						
		0,0004						

Астрофиллит образует небольшие скопления узких вытянутых пластин размером до 0,7 x 0,2 см, имеющих светлый золотисто-коричневый цвет. Разрозненные скопления астрофиллита размером до 0,5-1 см наблюдаются по всему контакту альбитизированных жил и фенитов в лежачем и висячем боках жил, довольно равномерно обогащают непо-

Т а б л и ц а 10

Химический состав ниоболопаритов (%)  
из альбитизированных мельтейгит-фенитов

Минерал	$Nb_2O_5$	$Ta_2O_5$	$ThO_2$	$StrO$
Ниоболопарит	17,80	0,70	1,3	0,8
Лопарит	25,1	0,50	0,8	1,0
"	18,9	0,70	0,8	0,9
"	16,3	0,80	1,1	0,9

средственно контактирующие альбитизированные пегматоиды и апогнейсовне фениты. В случаях наиболее крутого (до 50–60°) падения эгирин-полевошпатовых жил среди апогнейсовых фенитов наибольшее количество астрофиллита приурочено к альбитизированным участкам всячего бока жил. Сравнительно однородное распределение астрофиллита в породах обуславливает довольно монотонные и низкие содержания цезия в альбитизированных жилах, залегающих в толще гнейсов. В альбитизированных эгирин-полевошпатовых жилах, залегающих среди фенитизированных основных пород свиты имандра-варзуга (западный экзоконтакт массива), и в самих фенитах развита марганцевая разность астрофиллита-куплетскита. Причем здесь отмечаются две разности куплетскита. Одна из них развита в краевых микроклинизированных и альбитизированных участках пегматоидных жил, а вторая – в сильно альбитизированных и эгиринизированных мельтейгит-фенитах (мезократовых маршуполитах), которые различаются как по составу, так и по характеру их развития. Обращает внимание довольно высокое содержание в обоих разностях куплетскита ванадия, циркония (до 5%  $ZrO_2$ ) и ниобия. В куплетските отмечаются наиболее высокие (для Хибинского массива) содержания цезия в минералах группы астрофиллит-куплетскита.

В пегматоидах куплетскит распределен крайне неравномерно. Он концентрируется либо в альбитизированных участках пегматита совместно с пластинчатым альбитом, либо в пластинчатых альбититах, развитых в контакте пегматитов и фенитов. Наиболее высокие его концентрации приурочены к флангам пегматитовой жилы при ее южном выклинивании и на ее западном всячем контакте. Здесь куплетскит образует серии мономинеральных прожилков мощностью до 2,5 см, в которых он представлен сравнительно крупными пластинками темно-коричневого (почти черного) цвета, размером от 0,5 до 2,5 см, в

Т а б л и ц а II

Химический состав минералов группы астрофиллита-куплетскита из послемагматических метасоматитов экзоконтактных зон Хибинского массива

Компо- ненты	Куплетскит		Астрофиллит
	Альбитизированные		альбитизированные эгирин-полевошпатовые жилы в гнейсах
	эгирин-полевошпатовые пегматоидные породы	мельтейгит- фениты	
$SiO_2$	33,66	40,25	35,16
$TiO_2$	10,30	6,24	8,50
$Al_2O_3$	0,93	0,90	0,34
$Fe_2O_3$	13,37	10,47	5,49
$FeO$	4,0	2,32	26,85
$MnO$	19,00	18,63	5,07
$MgO$	1,00	0,40	2,89
$CaO$	0,90	2,48	3,30
$Na_2O$	4,43	5,74	2,78
$K_2O$	2,28	1,79	4,54
$Nb_2O_5$	0,92	1,20	1,05
$ZrO_2$	4,63	5,16	1,35
$Cs_2O$	0,09	0,10	0,011
$Rb_2O$	0,51	0,60	-
$F^-$	0,55	0,44	0,40
$H_2O^-$	0,40	0,70	0,0
$H_2O^+$	2,70	2,90	1,70
Сумма	99,67	100,32	99,98
$O_{\Sigma} = F$	0,23	0,19	0,18
Сумма	99,44	100,13	99,90
Аналитик	М.Е. Казакова		

ассоциации с эвдиалитом, бритолином, ловенитом, марганцевым эвдиалитом и лопаритом. Его оптические свойства обычные:  $N_g = 1,748$ ;  $N_p = 1,662$ ; уд. вес - 3,18. Вторая, более мелкозернистая, светлоричневая разность куплетскита развита в альбитизированных апосланцевых фенитах. Альбитизированные апосланцевые фениты представляют собой тонкополосчатые артериты-пигматиты, в которых по-сложно чередуются мелкозернистые лейкократовые сахаровидные альбититы и более меланократовые эгиринизированные, флюоритизированные и альбитизированные апосланцевые мельтейгит-фениты. В светлых

прослоях отмечается концентрация мелкочешуйчатого куплетскита совместно с мелкозернистыми своплениями эвдиалита, титан-ловенита и игольчатого ринколита. Содержания куплетскита в альбитит-фенитах достигают в среднем до 5%. В куплетските из альбитит-фенитов по сравнению с куплетским из пегматита несколько повышено содержание кальция, натрия и циркония, а концентрации цезия в них довольно близки (табл. I2).

Т а б л и ц а I 2

Содержания цезия (%) в минералах  
послемагматических метасоматитов

Минерал	Породы	Содержание, %
Куплетскит	Альбитит-фениты среди основных пород	0,132
"	"	0,090
"	"	0,095
Астрофиллит	Альбитизированные пегматоиды в гнейсах	0,030
"	"	0,027
Амфибол	"	0,0002
"	"	0,0007
Биотит	"	0,0002
"	"	0,0003
"	"	0,0008

Таким образом, в послемагматических метасоматитах, залегающих среди фенитизированных основных пород, цезий образует более высокие содержания и концентрируется в куплетските. В аналогичных по генезису породах - альбитизированных гнейсо-мигматитовых альбититах цезий более рассеян, встречаясь как в астрофиллите, так и в биотите и амфиболе.

Общее среднее содержание цезия в альбитизированных апоосновных фенитах выше кларка цезия (0,00069) в нефелиновых сиенитах и из любых формационных групп щелочных пород. В апогнейсовых альбититах среднее содержание цезия почти равно его кларку для нефелиновых сиенитов из щелочно-гранитоидной формации и выше, чем в нефелиновых сиенитах Хибинского массива. Таким образом, благоприятное сочетание в западном контакте Хибинского массива таких факторов, как наличие резко ослабленных зон (серия кулисообраз-

ных пегматоидных жил), интенсивное развитие процесса фенитизации и микроклинизации в основной среде, повышающей их щелочность, приводит к образованию повышенных концентраций цезия в массиве, породы которого бедны этим компонентом. В альбитизированных апоосновных фенитах Хибин среднее содержание цезия выше, чем в калиевой щелочно-базальтовой формации, отличающейся его наиболее высокими концентрациями.

#### Послемагматические астрофиллитовые метасоматиты зон разгнейсования

В Хибинском массиве, в южной зоне рисчорритовой полосы, развиты гнейсовидные и полосчатые нефелиновые сиениты, впервые выделенные И.П.Тихоненковым [14] как породы, образующиеся по первичным массивным рисчорритам и другим нефелиновым сиенитам. Эти же породы С.И.Заком относятся к тектонитам, а А.В.Галаховым — к магматическим образованиям (гнейсовидно-трахитоидные рисчорриты так называемой неполнокольцевой интрузии), формирующимся в динамических условиях. М.М.Калинкиным зона гнейсовидных пород выделяется как крупная Эвеслогчоррская зона смятия [8]. По его данным, эта зона метаморфизованных пород, приуроченная к южному контакту рисчорритов и фойяитов, протягивается в субширотном направлении на 20 км от г.Юкспор (на западе) до г.Коашкар (на востоке). Она имеет ширину до 600–1000 м и преимущественно крутое падение. Среди пород, слагающих зону разгнейсования, встречаются как первичные магматические породы (рисчорриты, лявчорриты, фойяиты, пегматиты), так и породы, возникшие в результате их перекристаллизации и разгнейсования. По данным М.М.Калинкина [8], в южной зоне смятия развиты преимущественно гнейсовидные рисчорриты, а в северной — перекристаллизованные нефелиновые сиениты, первичную природу которых определить невозможно. Гнейсовидность пород имеет крутое падение 80–90°. Гнейсовидные рисчорриты часто чередуются с массивными разностями рисчорритов, с фойяитами и перекристаллизованными нефелиновыми сиенитами.

В северной части зоны смятия вдоль южных склонов г.Эвеслогчорр развиты мелкозернистые слюдяно-эгириин-амфиболовые нефелиновые сиениты, среди которых отмечаются гнейсовидные порфиробластовые и катаклазированные разности с весьма неустойчивой и разнообразной текстурой. В их составе отмечается нефелин, К-полевой

шпат, эгирин, амфибол, биотит. Постоянно присутствуют альбит, ринколит, астрофиллит и эвдиалит. Характерно, что наиболее разгнейсованные, катаклазированные разности нефелиновых сиенитов содержат значительно большее количество цветных минералов и особенно астрофиллита. Среди разгнейсованных и катаклазированных разностей постоянно отмечаются реликтовые тела фойяитов и ричорритов. Примечательной особенностью разгнейсованных и катаклазированных нефелиновых сиенитов является то, что среди них постоянно отмечается развитие более поздних зон рассланцевания, к которым приурочены породы, обогащенные астрофиллитом (астрофиллитовые послемагматические метасоматиты). Эти породы пересекают гнейсовидные ричорриты, фойяиты и ливчорриты.

Астрофиллитовые метасоматиты приурочены к зонам рассланцевания от северо-восточного ( $60-70^{\circ}$ ) до северо-западного ( $290-300^{\circ}$ ) простирания. Мощность таких зон неустойчива и колеблется от нескольких сантиметров до десятков метров; отмечались и более мощные тела — до 150 м [8]. Среди астрофиллитовых метасоматитов из зон рассланцевания и разгнейсования ричорритов и фойяитов можно выделить три разности: 1) астрофиллит-нефелин-эгириновые; 2) эгирин-астрофиллитовые и 3) эгирин-астрофиллит-альбитовые вплоть до лейкократовых эгирин-амфибол-астрофиллитовых нефелиновых альбититов (мариуполитов). Последние наиболее мощно развиты в районе на южных склонах г. Эвеслогчорр.

Эгирин-астрофиллитовые метасоматиты образуют наиболее мелкие тела. Они состоят из скоплениями волокнистого эгирина и тонкочешуйчатого астрофиллита, которые иногда располагаются перпендикулярно к зонам рассланцевания. В них всегда отмечается небольшое содержание калиевого полевого шпата и альбита. Нефелин-эгирин-астрофиллитовые метасоматиты характеризуются тонкосланцеватой текстурой и фибро-нематогранобластовыми структурами. В их составе преобладают эгирин и астрофиллит.

В эгирин-астрофиллитовых и нефелин-эгирин-астрофиллитовых метасоматитах отмечаются значительные концентрации ринколита и эвдиалита, а содержание астрофиллита может варьировать от 20 и до 80-90%. Астрофиллит в этих метасоматитах представлен волокнистой и тонкоигольчатой разностями светлокоричневого и коричневого цвета. Такие же разности астрофиллита развиты и в гнейсовидных нефелиновых сиенитах.

Эгирин-амфибол-астрофиллитовые альбититы безнефелиновые и

нефелиновые (мариуполиты) образуют многочисленные тела в районе верхних левых притоков р. Буоннемиок по контакту фойяитов и рисчорритов. Они сравнительно плохо обнажены, наблюдаются в виде глыбовых развалов или вскрыты разведочными канавами, поэтому их мощность определить трудно. Альбититы залегают среди разгнеисованных нефелиновых сиенитов и будинированных альбитизированных пегматитов нефелин-полевошпатового состава, вероятнее всего, в виде прерывистых субшироко вытянутых линзовидных тел мощностью от десятка сантиметров до 70–80 м. По простиранию они не выдержаны, отдельные тела кулисообразно сменяют друг друга. Эгирин-астрофиллитовые альбититы имеют резко такситовое, часто полосчатое и трахитоидное строение с четко ориентированными кристаллами эгирина и астрофиллита. Отмечается чередование относительно лейкократовых и мезократовых полос. Микроскопически в них наблюдается тонкое чередование прослоев из нефелина и арфведсонита и прослоев альбит-эгиринового состава, имеющих гранобластовое строение. Такие разности нефелиновых альбититов относятся нами к мариуполитам. Мариуполиты неоднократно чередуются с безнефелиновыми эгириновыми альбититами. В мариуполитах и альбититах развит астрофиллит темного коричневого и красновато-коричневого цвета в форме крупных вытянутых пластин размером до 7–10 см и в форме более мелких узких пластин размером до 0,5 см. В отдельных разностях мариуполитов отмечаются почти мономинеральные скопления красновато-коричневого эвколита мощностью до 1,5–2 см, а также лучистые выделения зеленовато-бурого ринколита.

По своему составу астрофиллит из различных пород зон разгнеисования довольно близок (табл. 13). Характерно лишь увеличение содержания марганца (до 8%) в альбититах и гнейсовидных альбитизированных фойяитах. Для всех астрофиллитов характерны сравнительно высокие содержания ниобия (0,5 до 1%  $Nb_2O_5$ ). По содержанию цезия астрофиллит из различных пород цезия существенно различен (табл. 14). Самые высокие концентрации характерны для некоторых разностей из гнейсовидных рисчорритов и для астрофиллитов из эгириновых альбититов и мариуполитов. Эти астрофиллиты являются и наиболее марганцевистыми. В астрофиллитах из других пород зон разгнеисования содержание цезия в несколько раз ниже. Если для астрофиллитов из зон разгнеисования по сравнению с астрофиллитами из других магматических комплексов характерно несколько повышенное содержание цезия, то в слюдах (биотит-лепидомеланах.)

из аналогичных образований отмечаются очень низкие концентрации цезия. Соответственно этому в самих породах из зон разгнейсования содержания цезия и сопутствующих ему лития и рубидия также наиболее высоки в различных разностях эгирин-астрофиллитовых альбититов, а также в гнейсовидных рисчорритах и фойяитах (табл. 15). В других породах (эгирин-астрофиллитовых, нефелин-эгирин-астрофиллитовых) из зон рассланцевания и катаклаза содержание цезия значительно ниже. Необходимо обратить внимание на постоянные вы-

Т а б л и ц а 13

Химический состав (%) астрофиллита<sup>I</sup>

Компоненты	Слюдяной рисчоррит	Эгирин-астрофиллитовая жила	Гнейсов-рисчоррит	Мариуполит	Альбититы		Разгнейсованный альбитизированный фойяит
SiO <sub>2</sub>	34,94	35,12	3,40	35,16	35,44	35,82	35,97
TiO <sub>2</sub>	11,97	10,61	10,17	8,50	10,76	10,71	10,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,86	4,25	2,69	0,34	2,86	2,30	3,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,23	7,88	2,47	5,49	2,47	3,16	4,51
FeO	27,20	23,46	26,47	26,85	24,35	23,07	20,78
MnO	3,84	4,10	4,64	5,07	6,87	7,97	8,80
MgO	2,42	2,17	2,42	2,89	1,91	1,91	1,77
CaO	1,96	2,84	2,03	3,30	2,04	2,00	2,04
SrO	0,22	-	0,23	0,35	0,16	0,19	0,59
BaO	0,16	-	0,12	0,21	0,08	0,11	0,01
Na <sub>2</sub> O	3,15	1,97	2,83	2,78	2,68	2,94	1,77
K <sub>2</sub> O	6,00	6,09	6,43	4,54	6,20	6,00	5,62
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,65	0,56	1,05	0,59	0,56	0,47
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	-	0,032	-	0,05	0,037	-
F <sup>-</sup>	1,39	1,75	0,92	1,40	0,91	1,17	1,67
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,13	0,15	0,13	0,0	0,16	0,20	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,17	2,79	2,02	1,70	2,41	2,06	2,80
Сумма	100,13	99,83	100,56	100,08	99,94	100,19	99,94
O <sub>2</sub> = F	-0,58	-0,72	-0,38	-0,60	-0,38	-0,49	-0,68
Сумма	99,55	99,4	100,18	99,48	99,56	99,70	99,26
Аналитик	Л. Н. Махичина	М. Н. Петерсон		М. Е. Казакова	М. Н. Петерсон		

<sup>I</sup> Данные автора.

Содержание цезия и рубидия (%) в астрофиллите  
и слюде из пород зон разгнейсования Хибинского массива

Породы	Астрофиллит		Слюда
	Cs	Rb	Cs
Альбититы и мариуполиты	0,0470	0,290	-
эгирин-аст- рофиллитовые	0,0430	0,270	-
	0,0350	0,260	-
	0,0390	0,290	-
	0,0290	-	-
	0,0220	-	-
	0,0280	-	-
	0,0290	-	-
	0,0240	-	-
Эгирин-астро- филлитовые породы из зон разгнейсова- ния в рисчор- ритах и фой- яитах	0,0100	0,280	0,0004
	0,0230	0,210	0,0003
	0,0200	-	0,0003
Эгирин- астрофилли- товне про- жилки	0,0130	-	0,0002
	0,0080	-	0,0004
	0,0120	-	0,0003
	0,0040	-	-
	0,0080	-	-
	0,0010	-	-
	0,0006	-	-

сокие содержания в эгирин-астрофиллитовых альбититах бария и особенно ниобия. Концентрации этих элементов в эгирин-астрофиллитовых прожилках из зон расланцевания также снижены по сравнению с астрофиллитовыми альбититами.

Изучение акцессорных минералов в эгирин-астрофиллитовых образованиях зон разгнейсования показало постоянное присутствие в них лопарита и пирохлора (табл. 16), которые и обуславливают высокие содержания ниобия в астрофиллитовых альбититах. В лопарите из астрофиллитовых альбититов (табл. 17) отмечаются самые высокие

Т а б л и ц а 15

Содержание цезия и других редких элементов (%)  
в астрофиллитовых породах

Породы	I. $10^{-4}\%$					%	
Эгирин-	20	200	45	600	50	0,250	0,0106
астрофилли-	25	230	50	720	52	0,188	0,0103
товые аль-	10	130	53	630	55	0,125	0,0040
бититы и	15	90	84	880	47	0,1	-
мариуполиты	8	140	45	310	57	0,105	0,0066
	17	220	51	590	60	0,162	0,0068
Гнейсовидные	59	510	30	310	57	0,066	0,0051
рисчорриты	30	500	30	300	50	0,057	0,0024
	10	900	47	-	-	0,059	0,0022
	16	800	14	-	-	0,032	0,0009
	30	220	59	-	-	0,019	0,0012
Эгирин-	15	130	50	210	-	-	-
астрофилли-	10	190	40	180	-	-	-
товые про-	10	140	90	150	-	0,070	0,0020
жилки зон	10	170	54	200	-	-	-
рассланце-	5	120	40	180	-	0,060	0,0009
вания	7	380	16	-	-	-	-
	11	700	29	-	-	-	-
	12	320	44	-	-	-	-
	11	220	37	-	-	-	-
	5	230	44	-	-	-	-
Гнейсовидный							
фойяит	18	280	12	-	-	-	-

содержания тория. Этими особенностями лопарит астрофиллитовых альбититов резко отличен от аксессуарного лопарита из других магматических комплексов Хибинского массива.

Изучение распространения цезия по минералам в астрофиллитовых альбититах показало, что 95% цезия сосредоточено в астрофиллите, остальная небольшая часть его связана с альбитом и нефелином. Среднее содержание цезия в породах зон рассланцевания, особенно в гнейсовидных рисчорритах и альбитит-мариуполитах выше,

Т а б л и ц а 16

Содержание (г/т) акцессорных минералов  
в гнейсовидных нефелиновых сyenитах  
и астрофиллитовых метасоматитах

Минерал	Гнейсовидные				Эгирин-астрофилли- товые альбититы		
	дискордиты		Фойяиты				
Ильменит	-	-	348	-	424	64	-
Лопарит	-	2	II	333	158	больше	700
Пироклор	-	-	-	3	160	50	20
Рутил	-	-	-	-	-	-	3
Магнетит	-	-	0,3	-	-	-	-
Сфен	10006	7231	2307	1339	-	2822	-
Эвдиалит	282	283	3628	799	97045	10409	-
Ринколит	-	550	0,1	-	-	-	-
Лампрофиллит	-	-	14123	-	13	-	-
Ловенит	0,3	-	-	-	-	-	-
Гранат	-	-	0,5	-	-	-	-
Рамзаит	-	-	5,0	1782	846	0,73	1880
Сподумен	-	-	0,9	-	-	-	-
Астрофиллит	6310	10200	-	14972	19162	10456	43395
Лепидомелан	-	5521	-	-	-	-	-
Циркон	-	0,04	-	-	-	-	-
Апатит	1977	1547	355	84	303	1031	4470
Флюорит	-	-	3	-	-	-	-
Пирротин	69	0,1	0,1	-	-	-	10
Молибденит	-	0,004	-	-	-	-	-
Галенит	-	-	0,006	-	0,3	9	-
Пирит	-	-	0,009	-	-	-	0,3
Сфалерит	-	-	6	-	1	48	-
Халькопирит	-	-	0,75	-	-	-	-
Лёллинит	-	-	0,03	-	-	-	-
Титаномагнетит	-	-	-	-	-	1	-

чем в породах из наиболее цезиеносных калиевой щелочно-базальтоидной и более, чем в три раза выше, чем в щелочно-гранитоидной формациях. Высокое содержание в этих породах других редких элементов: рубидия, бария, стронция, особенно ниобия, позволяют считать астрофиллитовые альбититы - маршуполитовые породы из зон разгнейсования весьма интересными в практическом отношении, зас-

Состав лопарита (%) из астрофиллитовых образований зон разгнейсования

Компоненты	Разгнейсованные		Астрофиллитовые альбититы
	дисчорриты	Фойяиты	
SiO <sub>2</sub>	1,63	0,40	-
TiO <sub>2</sub>	39,75	37,86	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,15	0,0	-
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,49	30,92	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52	0,92	-
FeO	0,19	0,0	-
MnO	следы	0,0	-
MgO	0,34	0,0	-
CaO	2,83	3,97	-
SrO	1,51	0,83	0,9
Na <sub>2</sub> O	8,60	10,17	-
H <sub>2</sub> O	0,25	0,50	-
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	8,80	11,22	12,40
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,60	0,84
ThO <sub>2</sub>	1,46	2,55	9,2
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,24	0,30	-
Сумма	100,08		
Аналитик	М.Н.Петерсон	М.Е.Казакова	М.М.Маева, данные рентгеноспектрального анализа

луживающими специального изучения. В астрофиллитовых мариуполитах отмечаются и довольно высокие содержания нефелина (до 50%). Кроме того, вблизи восточной части Эвеслогчоррской зоны смятия, в районе г.Коашкар, геологами Хибиногорской партии (Е.А.Каменев) открыто апатит-нефелиновое рудопроявление. В некоторых скважинах, пройденных с целью оценки апатитовых руд, вскрыты и породы Эвеслогчоррской зоны рассланцевания, вероятно продолжающейся далее к востоку от г.Коашкар.

По разрезу скважин четко видно преобладающее почти вертикальное падение пород из зоны рассланцевания: гнейсовидность падает под углом от 80 до 90°, хотя отмечается и очень пологое падение 15-50°. Разгнейсованию подвергаются ливчорриты, фойяиты, жилы тингуаитов, а также ийодит-уртиты, в которых отмечаются почти вертикальные зоны разгнейсования с появлением в них вытянутых

пятнисто-линзовидных скоплений альбита и эгирина, совместно со светлым мелкозернистым апатитом, желтым сфеном, ринколитом и эвдиалитом. Разгнейсование пород идет не повсеместно, а в отдельных участках, поэтому по разрезу наблюдается многократное чередование массивных, слабо гнейсовидно-трахитоидных и сильно разгнейсованных нефелиновых сиенитов, имеющих облик настоящих гнейсов. Наиболее интенсивно разгнейсование развито вдоль контакта ийолит-уртитов и нефелиновых сиенитов. Вследствие этого в образующихся полосчатых гнейсовидно-трахитоидных породах отмечается переслаивание более мезократовых и мелкозернистых полос или линзовидных выделений (на месте ийолит-уртита) и более лейкократовых прослоев (на месте нефелиновых сиенитов), в которых наряду с сахаровидным белым альбитом видны мелкозернистые скопления тонко-таблитчатого калиевого полевого шпата. В зоне разгнейсования часто встречаются линзы тонкозернистых ийолитов, содержащих мелкозернистый титаномagnetит и пирротин. Они также вертикально разгнейсовываются и интенсивно замещаются мелкочешуйчатой коричневой слюдой. В зоне разгнейсованных пород встречаются многочисленные нефелин-полевошпатовые пегматоиды, подвергающиеся разгнейсованию и эгиринизации. Нередки зоны милонитизации с многочисленными участками цеолитизации и анальцимизации.

Для всех пород из зон разгнейсования характерно обогащение мелкозернистым мелкочешуйчатым астрофиллитом, желтым сфеном, мелкозернистым эвдиалитом и ринколитом, галенитом, пирротином и другими сульфидами. В зоне разгнейсования контакта ийолит-уртитов и лявочорритов постоянно развиты вертикальные прожилки и скопления мелкозернистого светлого и светложелтого апатита. Иногда в разгнейсованных мелкозернистых урритах вблизи апатитовых скоплений наблюдается слабо выраженная зональность: уррит мезократовый, трахитоидный с желтым сфеном — зона обогащения нефелином — нефелин-полевошпатовая зона с явным преобладанием полевого шпата — эгириновая оторочка — зона мелкозернистого апатита. Чаще отмечаются зонки эгиринизации вокруг апатитовых прожилков. Важно подчеркнуть, что апатит из вертикальных зон разгнейсования содержит значительно больше стронция, чем апатит из массивных апатитовых руд, встречающихся среди ийолит-уртитов из этого же района г. Коашкар (табл. I8).

Таким образом, в Хибинском массиве метасоматиты из Эвеслогчоррской зоны разгнейсования представляют собой не только наиболее цезиеносные, но и редкометалльно-фосфатные образования.

Содержание редких элементов (%)  
в апатите района г. Коашкар

Породы	SrO <sup>x</sup>	Th <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>xx</sup>	Σ Th <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 100%				Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
			La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CeO <sub>2</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
Зоны разгнейсования в ийолит-уртите	5,6-7,5	0,73	40,3	47,2	12,5	0,030	0,014- 0,012
Массивная руда среди ийолита	2,8-3,2	0,87- 1,06	41,1	44,8	13,3	0,097	0,042- 0,052
Разгнейсованный нефелиновый сиенит	12						

<sup>x</sup>Определение рентгеноспектральным методом в минерале, аналитик М.Н.Маева.

<sup>xx</sup>Определение количественно-спектральным методом, аналитик Л.Н.Неволина.

Восточно-Саянская провинция,  
Хушагольский щелочной массив

В щелочной провинции Восточного Саяна известны многочисленные массивы щелочноультраосновной, щелочно-гранитной формаций (Ботогольский, Хушагольский, Нурганский, Катунский). Щелочные массивы щелочно-гранитной формации приурочены к сложному тектоническому узлу, где пересекаются разломы северо-западного (общесаянского) и субширотного (Тункинского) направлений, к контакту двух литологических разнородных толщ, сложенных метаморфическими сланцами и карбонатными породами (Окинская и Монгошинская свиты). Ботогольский массив вытянут в северо-западном, а Хушагольский — в субширотном направлении. Щелочные породы являются самыми молодыми образованиями ниже-палеозойского возраста.

Хушагольский щелочной массив расположен на водоразделе рек Хушагол и Урик в 500 м к юго-востоку от Ботогольского массива и, возможно, является его южным продолжением. Хушагольский массив имеет клиновидную форму, вытянутую на 7,5 км в субширотном направлении. Его ширина на западе до 3 км, на востоке — до 700 м. Северные и южные контакты крутые. Это дискордантное тело, круто наклоненное на север под углом 80-85°. На западе массив полого погружается, здесь появляются многочисленные апофизы измененных сиенитов.

Вмещающими породами массива на севере являются мраморизованные известняки с графитом, которые в контакте скарнированы и тремолитизированы. В южной и западной части вмещающие породы представлены битуминозными и доломитизированными известняками, слюдяно-кварц-карбонатными, кремнисто-карбонатными сланцами верхнепротерозойской монгольской свиты. Сланцы в контакте ороговикоманы и фенитизированы с образованием биотит-эгирин-авгитовых, амфибол-биотитовых и биотит-кварцевых сиенит-фенитов. Сланцы и фениты подвергаются послемагматической альбитизации, рибекитизации и окварцеванию. Мощности таких фенитизированных и послемагматически измененных зон неустойчивы, колеблются от 10 до сотен метров. Особенно интенсивно эти процессы проявлены в тех случаях, когда вмещающие породы представлены слоистой толщей часто чередующихся известковистых песчаников, известняков и сланцев. На месте вмещающих пород образуются полосчатые разности фенитов, обогащенные полосами флюорита, биотита, эгирина, рибекита и калиевого полевого шпата. Они полностью унаследуют полосчатое неоднородное строение вмещающих толщ. Фенитизация вмещающих толщ интенсивна и в тех участках, где встречаются многочисленные апофизы пород массива. Наиболее интенсивная фенитизация вмещающих пород проявлена вдоль юго-западного и западного контакта массива на протяжении примерно 1,5 км. Кроме того, образование фенитов наблюдается и вблизи многочисленных ксенолитов вмещающих пород в эндоконтактных зонах массива. В отдельных участках мощность фенитизированных пород достигает 10 м.

Кушагольский щелочной массив преимущественно слагается мелко- и среднезернистыми пироксеновыми и рибекитовыми сиенитами мезократового облика, обладающими трахитоидными и гнейсовидными текстурами. В северо-восточной и восточной частях массива они сменяются [10] пироксен-нефелиновыми сиенитами, которые очень слабо обнажены и, вероятно, слагают небольшие участки. Отмечаются небольшие поздние дайкообразные тела лейкократовых сиенит- и гранит-аплитов. Щелочные сиениты состоят из микроклин-пертита, биотита, эгирина и рибекита. Постоянно встречается кварц.

Послемагматические процессы в массиве приурочены к его контакту с вмещающими породами, захватывая эндоконтактные фации пород и фенитизированные вмещающие толщи. В результате этих наложенных более поздних, чем фенитизация, процессов образуется сложный комплекс пород с резко неустойчивым строением. Все породы

в различной степени микроклинизированы, эгиринизированы, альбитизированы, окварцованы и несут локальную редкометалльную минерализацию. Эндоконтактовые мелкозернистые сиениты и фениты в зонах интенсивного проявления этих процессов переходят в мезократовые гнейсовидно-полосчатые эгирин-амфиболовые альбититы, в которых наблюдаются различной формы и протяженности лейкократовые рибекит-альбититовые прослои с астрофиллитом, торитом и поздние секущие их альбит-кварцевые прожилки и скопления, обогащенные циртолитом (западный контакт массива). Вдали от контакта послемагматические процессы выражены слабо. В сиенитах появляются скопления игольчатого и волокнистого пироксена и амфибола совместно с сульфидами, мелкозернистые и аплитовидные выделения альбита, неравномерно распределенные в массиве сиенитов. В интенсивно измененных сиенитах развиты отдельные мелкие (1-3 см) и крупные (до 5-10 см) пятна-ширы и секущие лейкократовые прожилки амфибол-кварц-альбитового или чисто кварцевого состава. Вблизи эти прожилки сиенитов более интенсивно эгиринизируются, рибекитизируются, появляются крупные пойкилитовые зерна калиевого полевого шпата и альбита. В участках скоплений этих прожилков в сиенитах наблюдается зональное строение: 1) альбитизированный и амфиболизированный сиенит, 2) полевошпат-эгирин-амфиболовая зона, 3) альбит-эгириновая зона, 4) альбит-роговообманково-кварцевые прожилки.

Альбит-роговообманково-кварцевые прожилки наиболее обогащены циртолитом, отмечаются фергусонит, бастнезит, пироклор и чевкинит. Только в зонах послемагматического изменения пород появляются вкрапленность и скопления редкометалльных минералов.

Таким образом, в приконтактовой зоне Хушагольского массива появление редкометалльной минерализации обязано двум генетическим процессам: фенитизации и более позднему послемагматическому процессу эгиринизации, альбитизации, флюоритизации и окварцевания. Поскольку оба эти процесса локализованы в одной структуре в зоне эндо- и экзоконтакта, то разделить парагенезисы редкометалльных минералов строго по процессам невозможно. Из редкометалльных минералов в альбитизированных и флюоритизированных породах отмечаются ортит, циртолит, пироклор, астрофиллит, бастнезит, флюоперит, ксенотим, чевкинит, турмалин. Среди редкометалльных минералов резко преобладает циртолит-малакон, содержание

которого в ряде участков достигает 30%. Остальные минералы представлены мельчайшей (сотые и десятки доли мм) редкой вкрапленностью. Причем содержание редкометалльных минералов даже в сходных послемагматически измененных породах очень различно. Как правило, наиболее минерализованы шпировидные пегматоидные окварцованные участки щелочных сиенитов.

Из послемагматических образований в Хушагольском массиве наиболее широко и мощно представлены измененные флюоритизированные и биотитизированные апосланцевые фениты, в той или иной степени флюоритизированы и сами кремнисто-карбонатные сланцы. Зона фенитизированных и флюоритизированных сланцев участками достигает 300-500 м.

Распределение цезия в метасоматических породах Хушагольского массива. Как показали наши исследования, содержания цезия во всех породах Хушагольского массива очень низкие (табл.19), хотя

Т а б л и ц а 19

Содержание щелочных редких металлов  
в породах Хушагольского массива

Породы	Содержание, $10^{-4}\%$		
	Cs	Li	Rb
Щелочные сиениты эндоконтактных зон	1	32	400
	2	79	270
	1	50	760
	30	-	-
Экзоконтактные посламагматические метасоматиты	20	690	450
	8	790	160
	6	320	130
	7	-	100
	8	-	290
	7	-	160
	10	-	400
	5	-	270
9	-	760	

массив относится к щелочно-гранитной формации, для которой обычно характерны повышенные концентрации цезия. Кроме того, все породы Хушагольского массива подвергнуты послемагматическому изме-

нению и даже окварцеванию, что казалось бы (кислая щелочная среда), как предполагают [II], должно привести к значительной концентрации цезия. Вполне вероятно, что такие низкие содержания цезия обусловлены тем, что послемагматические процессы, несмотря на широкое распространение проявлены недостаточно интенсивно. Поэтому не отмечается и концентрация цезия. Подтверждением этому, по-видимому, служит тот факт, что во всех минералах хушагольских пород отмечаются крайне неустойчивые содержания цезия. Особенно это относится к таким минералам-концентраторам цезия, как слюды и астрофиллит (табл. 20).

Помимо этого фактора невысокие содержания цезия в слюдах и слюдяных метасоматитах, вероятно, обусловлены особенностями состава биотита, образующегося в экзоконтактных метасоматитах. В его составе отмечаются очень низкие содержания магния и марганца, с которыми обычно связан изоморфизм цезия в магнизиально-железистых метасоматитах, и понижено содержание фтора. Приводим состав биотита (%):  $SiO_2$  - 35,21%,  $TiO_2$  - 1,52,  $Al_2O_3$  - 12,81,  $Fe_2O_3$  - 8,27,  $FeO$  - 29,56,  $MnO$  - 0,61,  $MgO$  - 0,30,  $CaO$  - 1,30,  $Na_2O$  - 1,42,  $K_2O$  - 5,78,  $H_2O^+$  - 2,86,  $F^-$  - 0,35 (аналитик Л.П. Юрченкова).

Содержание цезия в астрофиллитах колеблется от 0,007 до 0,080% в биотитах - от 0,0007 до 0,0200, в редких случаях - до 0,1% цезия. Причем резкие колебания содержания цезия в биотитах и астрофиллитах отмечаются в породах, сравнительно близких по своему составу и степени послемагматического изменения. Однако можно вывести одну общую закономерность в распределении цезия по минералам и породам. В биотите в наиболее биотитизированных апофенитовых метасоматитах содержание цезия всегда выше, чем соответственно в астрофиллите и астрофиллит-биотитовых метасоматитах. Кроме того, содержание астрофиллита во всех метасоматитах и измененных сиенитах крайне мало и неустойчиво. Астрофиллит представлен очень мелкими тонкоигольчатыми выделениями. Характерны его тонкие сростания с эгирином и рибекитом.

Поэтому наиболее цезиеносным минералом в Хушагольском массиве является биотит из альбитизированных, флюоритизированных и биотитизированных апосланцевых фенитов, слагающих юго-западные экзоконтактные ореолы вокруг щелочных сиенитов Хушагольского массива.

Т а б л и ц а 20

Содержание цезия и других редких  
щелочных металлов в минералах  
метасоматитов Хушагольского массива

Минерал	Cs	Li	Rb
<u>Биотиты</u>	0,0200	0,0430	0,4330
"	0,1000		
"	0,0090	0,0310	0,3060
"	0,0150	-	-
"	0,0043	-	-
"	0,0132	-	-
"	0,0007	-	-
"	0,0032	-	-
"	0,0010	-	-
<u>Астрофиллит</u>	0,030	-	-
"	0,020	-	-
"	0,080	-	-
"	0,007	-	-
"	0,010	-	-
<u>Эгирин</u>	0,0015	-	-
"	0,0006	-	-
"	0,0002	-	-
"	0,0003	-	-
"	0,0002	-	-
"	0,0007	-	-
<u>Рибекит</u>	Н/о		
"	0,0001	-	-
"	0,0001	-	-
"	0,00009	-	-
<u>Полевой шпат</u>	0,0002	-	-
"	0,0003	-	-
"	0,0002	-	-

Таким образом, в послемагматических астрофиллит-слюдяных метасоматитах Хушагольского массива наблюдается накопление цезия по сравнению со щелочными сиенитами. Среднее содержание цезия в

них выше кларка цезия для щелочных пород щелочно-гранитоидной формации. Однако они характеризуются пониженным содержанием цезия по сравнению с аналогичными метасоматитами из Сахарюкского массива, также относящегося к щелочно-гранитной формации, и даже Хибинского массива, для которого цезий не является типоморфным элементом.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Независимо от формационной принадлежности щелочных массивов наиболее высокие содержания цезия в них связаны с послемагматическими образованиями. В послемагматических метасоматитах из различных щелочных массивов содержание цезия повышено по сравнению с его кларком для нефелиновых сиенитов.

Наиболее цезиеносными фациями в щелочных массивах являются меланократовые метасоматиты, образование которых приурочено к долгоживущим разрывным нарушениям в экзоконтактных зонах и идет путем магматического замещения (фенитизация) и дальнейшей альбитизации в сложно построенных и резко неоднородных по составу вмещающих толщах.

Постоянное присутствие во всех цезиеносных комплексах метасоматитов пергамтоидных фаций свидетельствует о том, что в образовании повышенных концентраций цезия большую роль играет отделение летучих вблизи экранирующих вмещающих толщ, совместно с которыми выносятся цезий вследствие большой летучести его соединений в щелочной среде. Послемагматические процессы способствуют вторичному перераспределению и концентрированию цезия в наиболее щелочных фациях метасоматитов.

Особенности первичного щелочного магмообразования не играют большой роли в появлении цезиеносных фаций щелочных пород. При достаточно интенсивном проявлении послемагматических процессов независимо от формационного типа щелочного массива возможно образование фенитовых и апофенитовых метасоматитов с повышенным содержанием цезия в форме  $Mz-Fe$  слюд и  $Cs$ -астрофиллит-куплетскита.

Интенсивность метасоматических изменений обычно максимальна в апикальных прикровельных зонах. Частое чередование литологически различных фаций пород, обладающих разной проницаемостью для летучих и растворов, еще более благоприятствует интенсивности метасоматических процессов. При этом большую роль играет химизм

вмещающих толщ. Наиболее благоприятна основная среда, богатая Mg-Fe компонентами. очевидно, способствующая быстрейшему осаждению цезия, обладающего высокой летучестью и переносимого из магмы высокотемпературными щелочными растворами. Основная Mg-Fe среда оказывает также влияние на местное повышение щелочности послемагматических растворов (кислотно-основное взаимодействие по Д.С. Коржинскому), что также способствует переносу и перетолжению цезия.

Этот вывод подтверждается примерами образования цезиеносных щелочных метасоматитов по ксенолитам основных пород (Сахарикский массив) и по контакту с основными вулканогенными породами (Хибины).

В генетически сходных метасоматитах из массивов, относящихся к одной и той же щелочно-гранитной формации (Сахарикский и Хушагольский массивы), образуются в различной степени цезиеносные послемагматические метасоматиты. Эти отличия, вероятно, обусловлены резко различной интенсивностью проявления послемагматических процессов в названных массивах, относительно более кальциевым и кислым составом, а также сравнительно однородным строением пород, вмещающих Хушагольский массив.

Аналогичная картина, в общем, характерна и для наиболее высокоцезиеносных щелочных комплексов (Бурпала, Дара-Пиоз). В этих массивах высокоцезиеносные минералы образуются в метасоматитах или пегматитах метасоматически измененных, развитых во вмещающих толщах неоднородного состава, в которых отмечаются прослои основных пород, туфогенных сланцев, песчаников. Именно в этих условиях в послемагматических альбититах и альбитизированных сиенит-пегматитах образуются высокие концентрации цезия.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. "Наука", Л., 1976.
2. Батиева И.Д., Бельков И.В. Акцессорная минерализация Сахарикского щелочного массива. В сб. "Материалы по минералогии Кольского п-ова", вып.7, "Наука", 1969.
3. Бельков И.В., Денисов А.П. Мелинофан Сахарикского массива. В сб. "Материалы по минералогии Кольского п-ова", вып.6. "Наука" М., 1968.
4. Ганзеев А.А., Ефимов А.Ф., Семенова Н.Г. Изоморфизм ще-

лочных элементов в минералах группы астрофиллита. - Геохимия, 1969, № 3.

5. Герасимовский В.И. Геохимия нефелиновых сиенитов Кольского полуострова. - Геохимия, 1967, № II.

5а. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М., "Наука", 1974.

6. Ефимов А.Ф., Дусматов В.Д., Ганзеев А.А., Катаева З.Т. Cs-куплетскит - новый минерал. - ДАН, т.197, 1971, № 6.

7. Злобин В.И., Лебедев В.И. Цезий в щелочных породах. - Геохимия, 1962, № 6.

8. Калинин М.М. Эваслогчоррская зона смятия в Хибинском щелочном массиве. В сб. "Магматизм и геология Кольского п-ова". М. Госгеолтехиздат, 1963.

9. Коган Б.И., Солодов Н.А. Рубидий и цезий. "Наука", М., 1971.

10. Лобзова Р.К. Графит и щелочные породы района Ботогольского массива. "Наука", М., 1975.

11. Осокин Е.Д., Солодов Н.А. Новые данные по геохимии цезия. В кн. "Геология, минералогия, геохимия и сырьевая база редких элементов". Изд. ИМГРЭ, М., 1973.

12. Ставров О.Д., Портнов А.М. К геохимии цезия в щелочных породах. - Геохимия, 1965, № 3.

13. Ставров О.Д., Портнов А.М. Распределение щелочных элементов в породах массива Бурпала. - Геохимия, 1966, № 4.

14. Тихоненков И.П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива. Изд-во АН СССР, 1963.

15. Тихоненкова Р.П. Месторождения редких элементов в фенитах. В кн. "Генетические типы месторождений редких элементов", т. III, "Наука", М., 1966.

16. Тихоненкова Р.П. Фениты как новый перспективный тип комплексных м-ний редких элементов. - Бюл. науч. техн. информации (ВИЭМС). Серия геология м-ний полезных ископаемых. Региональная геология, 1967, № 8.

17. Тихоненкова Р.П. Фениты Хибинского щелочного массива. В сб. "Редкометалловые щелочные метасоматиты". "Наука", М., 1967.

18. Тихоненкова Р.П., Нечаева И.А., Осокин Е.Д. Петрология калиевых щелочных пород. "Наука", М., 1971.

19. Тихоненкова Р.П., Скосырева М.В. Новые данные по акцессорной минерализации Октябрьского массива в Вост. Приазовье. В сб. "Новые данные по минералогии и геохимии. Изд. ИМГРЭ, М., 1975.

20. Челищев Н.Ф. Ионный обмен в геохимии и технологии редких элементов. В кн. "Геология, минералогия, геохимия и сырьевая база редких элементов". Изд. ИМГРЭ, М., 1973.

Е.Д.Осокин, В.Г.Терешков,  
Т.Н.Ифантопуло

К ГЕОХИМИИ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ, СТРОНЦИЯ  
И БАРИЯ В ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОМ КОМПЛЕКСЕ  
ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА

Ловозерский щелочной массив сложен породами четырех интрузивных фаз (комплексов): равномернoзернистых и порфировидных нефелиновых сиенитов (1-я фаза), дифференцированных нефелиновых сиенитов (2-я фаза), эвдиалитовых луявритов (3-я фаза) и дайковым комплексом мончикитов, тингуаитов, альнеитов (4-я фаза).

Наибольшим распространением (около 80% объема) пользуются породы 2-й интрузивной фазы, представленные мощным пластовым телом, сложенным разнообразными нефелиновыми сиенитами. Примечательной особенностью комплекса является его расслоенность, обусловленная многократным и ритмичным чередованием пологопадающих к центру массива слоев (горизонтов): мезократовых нефелиновых сиенитов (луявритов), лейкократовых нефелиновых сиенитов (фойяитов), уртитов мощностью от 0,1 до 100 метров и более. Характерна исключительная выдержанность этих горизонтов по простиранию и падению на всей площади массива, с плавным изменением мощности на 20-30%.

В отдельных горизонтах преимущественно к्वитового и уртитового состава, названных маркирующими, мощность практически постоянна. Так, например, выходящий на поверхность горизонт малиньята мощностью 7-12 см прослеживается по всему периметру массива на расстоянии около 100 км. Число слоев различного петрографического состава на 2200 м изученной глубины дифференцированного комплекса превышает 2000, а число маркирующих горизонтов равно 189 [2]. Исключением наиболее глубинных 600 м разреза, пересеченных лишь одной скважиной в эндоконтактной зоне, по-видимому, не отражающей действительный состав глубоких частей дифференцированного комплекса, общее число двух- и трехчленных пачек (ритмов) около 70, а количество наиболее четко выраженных маркирующих горизонтов - около 40. Эта 1600-метровая толща пород разделена на 4 серии, отвечающие по преобладанию в каждой из них в верхних частях фойяитов, а в нижних - луявритов [1]. В типовом разрезе западной части массива (скв. 163, 169, 187, 279) устанавливаются следующие соотношения суммарных мощностей главнейших разновидностей пород дифференцированного комплекса (табл. I).

Т а б л и ц а I

Мощности и процентное соотношение главных разновидностей дифференцированного комплекса нефелиновых сиенитов

Серии	М о щ н о с т ь, м				Процентное соотношение люяврит-фойяит-уртит
	люяврит	фойяит	уртит	всего	
I	97	120	13	230	42 : 52 : 6
II	509	180	12	701	73 : 26 : 1
III	141	280	15	436	32 : 64 : 4
IV	78	159	5	242	32 : 66 : 2

Отчетливо видно, что с глубиной последовательно возрастает роль лейкократовых пород — фойяитов, однако существенных изменений в минеральном и петрохимическом составе как фойяитов, так и люявритов не наблюдается. А.С.Сахаров и Л.Я.Лапаева [4], изучавшие изменения содержания алюминия, титана и железа по всему разрезу дифференцированного комплекса, не смогли уловить каких-либо закономерностей в их поведении, кроме установления ритмичности, отражающей чередование горизонтов различного состава — люявритов-фойяитов-уртитов. В то же время известно [5], что ассоциации акцессорных минералов пород верхней части разреза (мурманит, эвдиалит, лампрофиллит) отличаются от ассоциаций нижней части (ильменит, энigmatит, сфен, ринколит). Это позволяло предполагать, что изучение распределения редких и рассеянных элементов даст возможность выявить некоторые различия в их содержании по разрезу. С этой целью нами из разных частей массива было отобрано более 1000 проб, местоположение которых в вертикальном разрезе строго определено (фиг.1). Таким образом, практически все основные горизонты разреза, кроме пачки люявритов II серии, охарактеризованы несколькими пробами, со средним шагом опробования в 1-3 м. В этих пробах было определено содержание натрия, калия, лития, рубидия, стронция (методом пламенной фотометрии, точность  $\pm 10\%$ ) и бария (количественным спектральным методом, точность  $\pm 15\%$ ). В общей сложности на эти элементы было проанализировано свыше 800 проб, не считая проб из нижних частей самих маркирующих горизонтов, аномально обогащенных рядом акцессорных минералов. Это позволило получить среднее содержание щелочных и щелочноземельных металлов как в главнейших разновидностях пород дифференцированного комплекса, так и (с учетом их объемного распространения) во второй фазе в целом



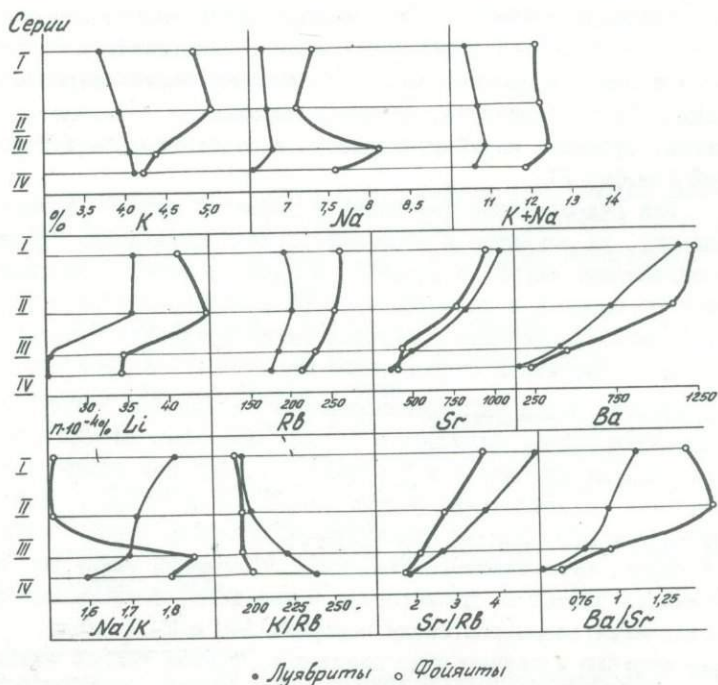
Таблица 2

Средние содержания щелочных и щелочноземельных элементов в дифференцированном комплексе Ловозерского массива

Серии	Породы	Мощность, м (%)	Число определений	%			$\eta \cdot 10^{-4} \%$				Na/K	K/Rb	Ba/Sr	Sr/Rb
				Na+K	Na	K	Zi	Rb	Sr	Ba				
I	Луявриты	97 (11,8)	258	10,43	6,72	3,71	37	195	1030	1140	1,81	190	1,10	5,28
	Фойяиты	120 (16,2)	57	12,16	7,33	4,83	43	265	960	1334	1,52	1,82	1,39	3,62
II	Амфиболовые луявриты	9 (1)	17	10,53	6,93	3,60	192	172	790	900	1,93	209	1,14	4,59
	Луявриты	500 (60,6)	49	10,65	6,74	3,91	36	200	775	740	1,72	195	0,95	3,88
	Фойяиты	180 (24,4)	50	12,14	7,04	5,10	45	257	600	1135	1,40	198	1,89	2,33
III	Луявриты	141 (17,1)	83	10,87	6,84	4,03	24	184	490	410	1,70	219	0,84	2,66
	Фойяиты	280 (37,9)	155	12,48	8,14	4,34	34	228	480	415	1,86	190	0,86	2,10
IV	Луявриты	78 (9,5)	31	10,61	6,52	4,09	24	174	327	150	1,59	235	0,46	1,88
	Фойяиты	159 (21,5)	61	11,78	7,57	4,21	34	212	400	223	1,80	200	0,56	1,89
среднее 2 фазы	Луявриты	825 (51)	438	10,66	6,74	3,92	34	194	714	676	1,72	202	0,95	3,68
	Фойяиты	739 (46)	323	12,20	7,63	4,57	38	238	570	700	1,67	192	1,22	2,40
	Уртиты	45 (3)	78	13,15	10,10	3,05	33	172	1200	340	3,31	177	0,28	6,98
	Авторы (вся фаза)	1609 (100)	839	11,44	7,25	4,19	36	214	660	680	1,73	196	1,02	3,08
	Герасимовский и др., 1966	-	-	13,32	8,27	5,05	64	225	550	600	2,0	190	1,09	2,44

(табл.2). Полученные результаты близки к данным В.И. Герасимовского и соавторов [3], которые детально изучили геохимию большого числа редких и рассеянных элементов во всех интрузивных фазах Ловозерского массива и особенно в сингенетичных пачках пород дифференцированного комплекса.

Более обширный фактический материал, имеющийся в нашем распоряжении, позволил изучить главнейшие особенности в распределении щелочных и щелочноземельных металлов по вертикальному разрезу дифференцированного комплекса. Сопоставление средних содержаний элементов в породах одного минерального состава — люавритах или фойяитах — по 4 сериям комплекса показывает строго закономерное их изменение от верхней части разреза к нижней (фиг. 2). При этом практически для всех элементов характерно одина-



Фиг.2. Распределение щелочных металлов, стронция, бария по разрезу дифференцированного комплекса  
I — люавриты, 2 — фойяиты

правленное изменение содержаний и их отношений как в луювритах, так и в фойяитах.

Действительно, суммарное содержание натрия и калия, а также натрия в отдельности, последовательно возрастает от I серии к III и лишь незначительно уменьшается в IV серии. Исключением из общего правила является калий, содержание которого закономерно увеличивается в луювритах от верхней части разреза к нижней и уменьшается в фойяитах. В связи с этим и натрий-калиевое отношение характеризуется противоположной тенденцией: уменьшается в луювритах и возрастает в этом же направлении в фойяитах. Для редких щелочных (литий, рубидий) и щелочноземельных (стронций, барий) металлов и их характерных отложений сохраняется одна и та же тенденция — закономерного однотипного изменения в луювритах и фойяитах по мере увеличения их глубины залегания в разрезе.

Особенно значительно последовательное уменьшение (3-5 раз) от верхних частей дифференцированного комплекса к нижним стронция и бария и соответственно увеличение барий-стронциевого отношения. Та же тенденция, но менее выраженная, отмечается и для лития, рубидия, калий-рубидиевого и стронций-рубидиевого отношений (см. фиг. 2).

Эти направленные изменения содержаний редких элементов, по-видимому, не случайны и отражают последовательность формирования выделяемых серий во времени. Исходя из общих геохимических закономерностей о преимущественной концентрации редких элементов в наиболее поздних продуктах магматической кристаллизации, можно согласиться с представлениями В.И. Герасимовского о кристаллизации пород дифференцированного комплекса снизу вверх, с накоплением редких щелочных и щелочноземельных металлов в позже образованных породах I и II серий<sup>I</sup>. Однако при более детальном изучении распределения редких элементов по разрезу устанавливается, что несмотря на значительную мощность пород отдельной взятой серии, существенного изменения содержаний между ее верхней и нижней частью не происходит. Более того, сопоставимы средние содержания элементов между породами I-II и III-IV серий, образующими верхнюю и нижнюю зоны комплекса, причем резкое изменение содержаний между зонами происходит на уровне горизонта П-6 буквально на расстоянии нескольких метров. Эти факты необъяснимы с позиции последовательной ритмичной кристаллизации пород в пределах всего объема магмы, при которой мощность кристаллизирующей-

ся толща должна была бы коррелировать с изменением содержания элементов. Представляется, что столь резкие различия в содержании редких щелочных и щелочноземельных элементов более правдоподобно объяснимы двухэтапным образованием дифференцированного комплекса: внедрением нефелин-сиенитовой магмы и образованием расслоенной толщи нижней зоны (нижняя часть II, III и IV серии) на первом этапе, опусканием расслоенного блока по кольцевому разлому и повторным внедрением более обогащенной редкими элементами магмы в освободившееся пространство на втором этапе (I и большая часть II серии). Небольшие различия в содержаниях редких элементов между сериями в пределах каждой из зон вызваны последовательной кристаллизацией расплава снизу вверх. Авторы надеются в дальнейшем более строго обосновать эти положения, применив, в частности, статистические методы для решения задачи разграничения всей 1600-метровой толщи пород второй фазы на однородные области по комплексу признаков.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Атаманов А.В., Лугов С.Ф., Фейгин А.М. Новые данные по геологии Ловозерского массива. — Советская геология, 1961, № 2.
2. Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Изд-во "Наука", 1972.
3. Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Сапрыкина Т.В., Балашов Ю.А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. Изд-во "Наука", 1966.
4. Сахаров А.С., Лапаева Л.Я. Ритмичность распределения алюминия, железа и титана в комплекс-плутоне лужавритов-фойяитов-уртитов Ловозерского щелочного массива. В сб. "Щелочные породы Кольского полуострова". Изд-во "Наука", 1974.
5. Семенов Е.И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. Изд-во "Наука", 1972.

---

I Рассматривая с этой точки зрения последовательность формирования сингенетичной пачки пород, приходится признать более поздними фойяиты как породы, в наибольшей степени обогащенные редкими элементами, в том числе и литием.

Р.П.Тихоненкова, С.М.Кравченко

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИЙ УРАНА  
В ЛОПАРИТАХ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА

Лопарит — аксессуарный минерал из группы перовскита [3,4,8] является характерным минералом нефелиновых сиенитов Хибинского и Ловозерского массивов. Исследованные лопариты (обломки кристаллов) обоих массивов получены в результате обработки протолок минералогических проб (весом около 10 кг), собранных Р.П. Тихоненковой в процессе многолетних систематических минералогических исследований [9].

Лопарит установлен как в нефелиновых сиенитах магматического генезиса, температура кристаллизации которых по данным гомогенизации расплавных включений составляет 800–1000°C [7], так и в заведомо метасоматических породах — фенитах и альбититах [8]. Задача нахождения однозначных критериев, позволяющих различать лопариты магматического и метасоматического генезиса, в настоящее время представляется весьма актуальной. Ее решение в той или иной мере должно способствовать прогрессу в понимании генезиса отдельных пород и массивов нефелиновых сиенитов в целом, который до настоящего времени остается предметом острых дискуссий.

В настоящей работе сделана попытка использовать качественно новые возможности, возникающие при использовании метода  $f$ -радиографии (метода треков), заключающиеся в фотографическом изображении распределения концентраций урана и определения его концентраций в микроскопически малых участках — для разграничения магматических и метасоматических лопаритов. *A priori* можно было бы полагать, что степень неоднородности распределения концентраций урана в лопаритах различного генезиса должна быть различна. Общепринятым является представление о неустойчивости и дробности различных свойств метасоматических пород, что, как предполагается, должно являться следствием неизбежности смешения признаков, свойственных реликтовым и новообразованным частям метасоматических пород и минералов. Однако такой подход, очевидно, справедлив лишь в той мере, в какой в породе реально существуют реликтовые элементы, но может оказаться неверным по отношению к породам и минералам поздних стадий метасоматических процессов, целиком представленным новообразованиями.

С другой стороны, для заведомо магматических лопаритов по-

лучены доказательства неравномерности распределения в них концентратов урана [5]. С помощью метода  $f$ -радиографии удалось показать, что на некоторых, по-видимому, кристаллизовавшихся из расплава кристаллах лопарита фойяитов Ловозера с чрезвычайно равномерным распределением концентраций урана в эпимагматическую стадию образовалась периферическая зона повышенных концентраций урана, синхронная прожилкам натролита.

Необходимо отметить пионерские работы А.И.Полякова [6] по исследованию характера распределения урана и тория в лопаритах и других акцессорных минералах Хибин и Ловозера, выполненные методом ядерных эмульсий. Однако из-за недостаточной чувствительности метода эти исследования позволили констатировать лишь "весьма равномерное" распределение треков на участках, соответствующих кристаллам лопарита. Полученные нами материалы являются, таким образом, первыми детальными систематическими данными, характеризующими неоднородности в распределении концентраций урана в лопаритах.

Следует подчеркнуть, что спецификой подобных исследований, так же как и исследований методом рентгеновского микроанализа, является исследование микрон неоднородностей в распределении компонента, которые могут быть следствием как процессов обычной магматической кристаллизации, и в частности, процессов "микрофракционирования" [5] и аутометаморфических процессов поздних стадий формирования породы, тоже происходящих в микромасштабах, так и макропроцессов, имеющих существенно больший масштаб и связанных, например, с альбитизацией крупных зон экзоконтакта Хибинской и Ловозерской интрузий.

Подробности методики  $f$ -радиографии описаны в работах И.Г.Берзиной и др. [1,2], а применявшийся метод подсчета плотностей треков в работе [10]. В качестве эталонов использовался обсидиан из Центральной Армении, описанный в работе И.Г.Берзиной и др. [2]. Облучение в реакторе и хранение образцов любезно выполнено Лабораторией ядерно-физических методов исследования ИМГРЭ Е.И.Зайцева. Подсчеты плотностей треков выполнены Е.В.Шатагиной.

В качестве заведомо метасоматических пород, содержащих лопариты, нами выбраны альбититы по апоосновным фенитам среди вмещающих пород свиты Имандра-Варзуга и нефелинизированные пироксениты из зон апогнейсовых фенитов Хибинского массива [8] (таблица). По-видимому, заведомо перекристаллизованными являются гнейсовидные рихторриты Хибин. Метасоматический и перекристаллизованный характер названных пород позволяет рассматривать содержащиеся в них

Т а б л и ц а

Амплитуда изменения концентраций урана в лопаритах  
Хибинского и Ловозерского массивов (в  $10^{-4}\%$ )

П о р о д ы	Амплитуда изменения концентрации	Средняя концентрация	
<u>Хибинский массив</u>			
Хибинит массивный	190-685	428	
Хибинит трахитоидный	78,5-401	265	
Фойяит	85,5-557	255	
Уртит массивный	128 -1175	418	
Рисчоррит гнейсовидный	77-234	148	
Нефелинизированный пи- роксенит из апогнейсовых фенитов	159 -302	220	
Альбититы по апоосновным фенитам	147 -273	218	
	176 -356	262	
	50,5-236	188	
- " -	65 -191	100	
- " -	"	76,5-264	288
<u>Ловозерский массив</u>			
Фойяит	64- 213	163	
Уртит над малиньитом	120- 144	128	
Луяврит амфиболовый	194- 208	201	
Луяврит средней зоны	169	169	
Фойяит нижней зоны (1136 м)	88,5-440	270	
Фойяит нижней зоны (1350 м)	104 -272	189	
Пойкилитовый нозеановый сиенит	179 -308	237	
Порфиroidный нефелино- вый сиенит	177 -294	213	

лопариты как соответственно метасоматические или перекристаллизованные. Менее определенно может быть указана природа лопаритов в породах, которые большинством исследователей относятся к магматическим образованиям, в связи с возможным влиянием на характер распределения урана таких процессов, как наложенные альбитизация, натролитизация и др. К таким породам относятся фойяиты, уртиты и хибиниты Хибин и фойяиты, уртиты, луявриты различных зон расслоенного комплекса Ловозера, а также пойкилитовые нозеановые и порфи-

ровидные нефелиновые сиениты того же массива.

Для каждого из отобранных лопаритов концентрация урана определялась обычно в нескольких зернах (сцементированных в брикетах протокрилом) и иногда также в нескольких участках каждого зерна, если оно было неоднородным. В магматических породах х и б и н и т о в о г о ряда, как удалось установить, преобладают зерна лопарита с равномерным распределением концентраций урана в пределах зерна, хотя отмечается довольно большая разница между минимальными и максимальными значениями концентраций урана (фиг. 1). В фойяитах, которые почти всегда в той или иной мере альбитизированы, лопариты характеризуются весьма неравномерным распределением концентраций урана, появлением мелких точечных "стустков" и участков с повышенными содержаниями урана (фиг. 2 а, б, в). Наиболее сложным характером распределения урана характеризуются лопариты массивных апатитоносных уртитов (фиг. 3 а, б), в которых наблюдаются повышенные концентрации в отдельных краевых участках, что создает подобие зонального распределения концентраций с резкими переходами между зонами, например: 143-485, 157-223-796 и 369-588 (все числа  $\cdot 10^{-4}\%$ ).

Для л о в о з е р с к и х предположительно магматических пород в целом отмечается примерно равное количество зерен лопаритов с равномерным и неравномерным распределением концентраций урана. Наиболее равномерное распределение урана в пределах зерна характерно для лопаритов из луявритов средней части дифференцированного комплекса Ловозера, амфиболовых луявритов (фиг. 4, а, б), порфиридных нефелиновых сиенитов и рудных уртитов. В фойяитах, особенно из нижних зон дифференцированного комплекса, отмечаются лопариты с неравномерным распределением урана, "стустки" повышенных концентраций в периферических зонах и резкие переходы между минимальными и максимальными концентрациями (фиг. 5, а, б). В пойкилитовых нозеановых сиенитах встречаются лопаритовые кристаллы с довольно равномерным распределением концентраций урана, нарушаемым лишь единичными "стустками" повышенных концентраций; различие концентраций урана между разными зернами лопарита, в отличие от лопаритов фойяитов, невелико.

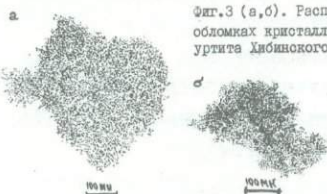
В альбититах преобладают лопаритовые кристаллы с неравномерным распределением концентраций урана (около 70% зерен в протолочках). Характерны резкие различия между минимальными и максимальными концентрациями в различных зернах. Установлено два типа зональности: 1) с довольно постепенным изменением концентраций



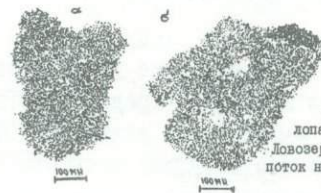
Фиг.1. Распределение урана в обломках кристаллов лопарита массивных хибинитов. Интегральный поток нейтронов  $5 \cdot 10^{14}$  нейтрон/см<sup>2</sup>



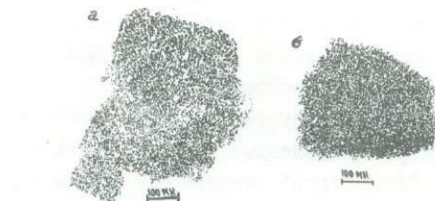
Фиг.2 (а,б,в). Неравномерное распределение урана в трех обломках кристаллов лопарита хибинских фойнитов. Интегральный поток нейтронов  $5 \cdot 10^{14}$  нейтрон/см<sup>2</sup>



Фиг.3 (а,б). Распределение урана в двух обломках кристаллов лопарита массивного уртита Хибинского массива. Интегральный поток нейтронов  $5 \cdot 10^{14}$  нейтрон/см<sup>2</sup>



Фиг.4. (а,б). Распределение урана в двух обломках кристаллов лопарита амфиболового луварита Ловозерского массива. Интегральный поток нейтронов  $5 \cdot 10^{14}$  нейтрон/см<sup>2</sup>



Фиг.5 (а,б). Распределение урана в обломках кристаллов лопарита фойнитов Ловозерского массива: а) из фойнита, расположенного на глубине 1136 м от верхнего контакта расслоенного комплекса, б) то же на глубине 1350 м. Интегральный поток нейтронов  $5 \cdot 10^{14}$  нейтрон/см<sup>2</sup>.



Фиг.6. Распределение урана в обломках кристаллов лопарита альбитов по апофонным фойнитам (свита Имядра-Варзуга). Интегральный поток нейтронов  $5 \cdot 10^{14}$  нейтрон/см<sup>2</sup>

урана по зонам ( $206-249-395 \cdot 10^{-4}\%$ ) и 2) своеобразная прерывисто-волнистая зональность (фиг.6). Довольно часто на фоне равномерно распределенных концентраций урана встречаются точечные участки его высоких концентраций. В целом концентрации урана в лопаритах метасоматического генезиса несколько понижены по сравнению с магматическими лопаритами.

Таким образом, использование метода  $f$ -радиографии позволило вместо усредненных данных получить концентрации урана в различных зернах лопарита из одной и той же породы и даже в различных частях одного и того же зерна, а также микрофотографическое изображение распределения треков, плотности которых пропорциональны концентрациям урана. Результаты исследования свидетельствуют о существовании соответствия между генезисом содержащих лопарит пород и степенью неоднородности распределения урана в кристаллах лопарита. Однако так как в препаратах изучались не отдельные кристаллы лопарита, а их обломки, то степень неоднородности могла быть оценена лишь статистически по соотношению зерен с равномерным и неравномерным распределением урана. Так, в препаратах альбититов количество зерен лопарита с неравномерным распределением концентраций урана составляет 70%, в препаратах нефелиновых сиенитов Ловозера в целом - 50% и в препаратах нефелиновых сиенитов Хибин - около 20%. Абсолютно равномерным распределением концентраций урана характеризуются лопариты уртитов, малиньитов и луювритов средней части расслоенного комплекса Ловозера. Лопариты с резко повышенной каймой концентраций урана встречены как в магматических, так и в метасоматических породах.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Берзина И.Г., Берман И.Б., Гурвич М.Ю., Флеров Р.Н., Шимелевич Ю.С. Определение концентраций урана и его пространственного распределения в минералах и горных породах. -Атомная энергия, 1967, 23, вып.6.
2. Берзина И.Г., Кравченко С.М., Гурвич Ю.М., Золотарев Б.П. Определение концентраций урана и его пространственного распределения в кайнозойских базальтоидах по следам от осколков деления. -Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 8.
3. Быкова В.С. Химический состав ловозерского лопарита и метод его анализа. -Докл. АН СССР, 1941, т.33, № 2.
4. Воробьева О.А., Герасимовский В.И. Ловозерский лопарит.

В сб. "Хибинские апатиты", М., 1935, т.УШ.

5. Кравченко С.М., Зайцев Е.И., Шатагина Е.В. Уран как индикатор магматических процессов формирования дифференцированных интрузий (на примере Ловозера). - Докл. АН СССР, 1974, т.218, № 5.

6. Поляков А.И. Геохимия тория в щелочных породах Кольского полуострова. Изд-во "Наука", 1970.

7. Романчев Б.П. Физико-химические условия кристаллизации щелочных пород по данным экспериментальных исследований. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М., 1974.

8. Семенов Е.И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. Изд-во "Наука", 1972.

9. Тихоненкова Р.П. Фениты Хибинского массива. В сб. "Редкометалльные метасоматиты щелочных массивов". М., "Наука", 1967.

10. Шатагина Е.В., Кравченко С.М. Количественное определение урана методом  $f$ -радиографии при высокой плотности треков. В кн. "Методы анализа редкометалльных минералов, руд и горных пород, вып. 3". Изд. ИМГРЭ, 1973.

# СО Д Е Р Ж А Н И Е

Л.С.Бородин, Л.Д.Туголесов. О петрологических предпосылках геохимической специфики щелочных пород	3
Л.С.Бородин. Оценка относительной основности катионов в силикатах и окислах .....	14
Р.П.Тихоненкова. К геохимии цезия в послемагматических метасоматитах щелочных массивов .....	20
Е.Д.Осокин, В.Г.Терешков, Т.Н.Ифантопуло. К геохимии щелочных металлов, стронция и бария в дифференцированном комплексе Ловозерского массива .....	63
Р.П.Тихоненкова, С.М.Кравченко. Распределение концентраций урана в лопаритах различного генезиса	70

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГСРНЫХ ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ

Утверждено к печати  
Институтом минералогии, геохимии  
и кристаллохимии редких элементов

Редакторы: Т.И.Нефелова, О.А.Новиков

Подписано к печати 26 января 1978 г.  
Т-02812. Тираж 300. 5 л. Цена 35 коп.  
Формат 60x108 1/16. Заказ №2

Ротапринт ИМГРЭ

УДК 552.88.08

О петрологических предпосылках геохимической специфики щелочных пород. Л.С.Бородин, Л.Д.Туголесов. В сб. "Редкие элементы в горных породах и минералах". Изд. ИМГРЭ, 1977, стр.3-18.

Рассмотрены особенности генетических связей нефелиновых сиенитов и гранитоидов и распределение в них редких элементов. Специфические редкометалльные щелочные граниты и нефелиновые сиениты, связанные с мантийными источниками редких элементов, противопоставляются основной массе коровых гранитоидов и щелочных пород.

Табл. 4, илл. 2, библи. 9 названий.

УДК 550.41+548.82+541.45

Оценка относительной основности катионов в силикатах и оксидах. Л.С.Бородин. В сб. "Редкие элементы в горных породах и минералах". Изд. ИМГРЭ, 1977, стр. 14-19.

Приведен уточненный ряд относительной основности катионов петрогенных и редких преимущественно литофильных элементов: Cs(10), K,Rb(9,5), Ba(9), Na(8,5), Sr,Li(8), Ca(7,5), La(7), TR<sub>Ce</sub>(6,5), TR<sub>Y</sub>(6), Mg(5,5),Mn(5), Fe<sup>2</sup>,Sc(4,5), Zr,Hf(4), Al.Be(3), Nb,Ta(2,5), Fe<sup>3</sup>,Ga(2), Ti(1,5), Si,Ge,Sn(1). В скобках приведена величина  $V_K$ .

Илл. 2, библи. 12 названий.

УДК 550.42:546.86

К геохимии цезия в послемагматических метасоматитах щелочных массивов. Р.П.Тихоненкова. В сб. "Редкие элементы в горных породах и минералах". Изд. ИМГРЭ, 1977, стр. 20-62.

В статье приводятся данные по закономерностям распространения, форме нахождения и особенностям концентрации цезия в послемагматических метасоматитах щелочных массивов из двух контрастных по геохимической специализации щелочных провинций.

Табл. 20, библи. 20 названий.

УДК 550.42:558.498.8 (470.21)

К геохимии щелочных металлов, стронция и бария в дифференцированном комплексе Ловозерского массива. Е.Д.Осокин, В.Г.Терешков, Т.Н.Ифантопуло. В сб. "Редкие элементы в горных породах и минералах". Изд. ИМГРЭ, 1977, стр. 68-69.

Изучено распределение натрия, калия, лития, рубидия, стронция и бария по вертикальному разрезу дифференцированного комплекса Ловозерского массива. Установлено их закономерное изменение от нижней части разреза к верхней. Предполагается, что подобная закономерность обусловлена двухэтапным образованием дифференцированного комплекса.

Табл. 2, илл. 2, библи. 5 названий.

УДК 546.791:549

Распределение концентраций урана в лопаритах различного генезиса. Р.П.Тихоненкова, С.М.Кравченко. В сб. "Редкие элементы в горных породах и минералах". Изд. ИМГРЭ, 1977, стр. 70-76.

На основе использования метода  $\gamma$ -радиографии показано, что содержание и характер распространения урана в кристаллах лопарита могут быть индикатором их различного генезиса.

Табл. 20, илл. 6, библи. 10.

35 коп.

2505