

рально-сырьевая база свинца, главного металла боеприпасов, достигла увеличенных объемов (практически до 9,5 млн т) уже в первые годы войны за счет ускоренной разведки ранее выявленных месторождений полиметаллов Южного Казахстана, Карамазарского района в Таджикистане, Забайкальского и Дальневосточного регионов, разработка которых полностью обеспечила сырьем деятельность Чимкентского и других свинцово-плавильных комбинатов и оборонных производств. Страна также была обеспечена никелем и кобальтом, производимыми Южно-Уральским, Уфалейским, Режским и Норильским комбинатами, цинком и всем комплексом необходимых для оборонной промышленности видов ТПИ.

В **заключении** отметим — геологами и горняками за первые годы войны в невероятно трудных условиях была создана и освоена мощная минерально-сырьевая база, обеспечившая необходимый по сортаменту и количеству объем производства металлов и военной техники, в том числе танков, самолетов, артиллерийских орудий и боеприпасов (рис. 6). Создание уникального минерально-сырьевого потенциала страны — это громадный трудовой подвиг советских

специалистов горно-геологической отрасли и является их наиважнейшим вкладом в Победу в Великой Отечественной Войне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Евстрахин, В.А. Минеральные ресурсы во Второй Мировой войне / В.А. Евстрахин — М.: Геоинформмарк, 1995.
2. Евстрахин, В.А. Геологи в годы войны и мирного строительства / В.А. Евстрахин // Разведка и охрана недр. — 1980. — № 5.
3. Козловский, Е.А. Разведчики недр к 40-летию Великой Победы / Е.А. Козловский // Разведка и охрана недр. — 1985. — № 5.
4. Козловский, Е.А. Геология. Уроки Великой войны / Е.А. Козловский. — М., 2005.
5. Козловский, Е.А. Уроки Великой войны и национальная безопасность / Е.А. Козловский. — М., 2009.
6. Козловский, Е.А. Роль минерально-сырьевых ресурсов в Великой Отечественной Войне в 1941–1945 гг. / Е.А. Козловский // Рациональное освоение недр. — 2020. — № 1.
7. Мирлин, Г.А. Минеральные ресурсы во Второй мировой войне / Г.А. Мирлин. — М.: Недра, 1985.
8. Федорчук, В.П. Геологи — Фронту / В.П. Федорчук. — М.: Недра, 1985.

© Машковцев Г.А., Лаптева А.М., Филиппочева М.В., 2020

Машковцев Григорий Анатольевич // vims@vims-geo.ru

Лаптева Анна Михайловна // lapteva@vims-geo.ru

Филиппочева Мария Валентиновна // filipmv@vims-geo.ru

ГЕОЛОГИЯ И МЕТОДИКА ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.21/24

Когарко Л.Н. (Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН)

РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ

На примере лопаритовых, эвдиалитовых и апатитовых руд Кольского полуострова показано, что необходимым условием формирования магматического месторождения должна быть ранняя насыщенность щелочной магмы в отношении рудной фазы. Важным фактором должна быть активная конвекция в магматической камере, которая вызывает сортировку по размерам минеральных фаз, что приводит к генезису магматических месторождений. **Ключевые слова:** формирование редкометалльных месторождений, Кольский полуостров, щелочные массивы, лопаритовые руды, месторождения эвдиалита, апатитовые руды.

Kogarko L.N. (Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS)

ORE POTENTIAL OF ALKALINE ROCKS

On the example of the formation of loparite, eudialyte, and apatite ores of the Kola Peninsula, it is shown that an early saturation of alkaline magma with respect to the ore mineral should be a necessary condition for the formation of a mag-

matic deposit. An important factor should be active convection in the magma chamber, which causes sorting the mineral phases, which leads to the accumulation of ore minerals resulting in formation of magmatic deposits. **Keywords:** formation of rare-metal deposits, Kola Peninsula, alkaline massifs, loparite ores, eudialyte deposits, apatite ores.

Разработка геохимических критериев рудоносности природных магм является одной из важнейших задач современной геохимии. Поиск, разведка и в дальнейшем оценка запасов магматического рудного сырья тесно связаны с выяснением генезиса месторождений, а также вероятностью аккумуляции рудных минеральных фаз в период формирования рудоносных тел и горизонтов кумулятивного типа и с разработкой критериев рудоносности.

Среди магматических формаций мира щелочные породы характеризуются исключительной продуктивностью. Потребление редких элементов в индустриально-развитых странах непрерывно растет; в этой связи щелочные формации можно рассматривать как сырье будущего — сырье XXI в. Настоящая работа посвящена выяснению условий, благоприятных для возникновения суперкрупных магматических месторождений лопарита, эвдиалита и апатита (Кольский полуостров, Южная Африка, Бразилия, Гренландия). С гигантскими Ловозерской и Хибинской интрузиями связаны редкометалльные лопаритовые, эвдиалитовые

Таблица 1

Средний состав лопарита Ловозерского месторождения

Na ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	SrO	Y ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	BaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Ta ₂ O ₅	ThO ₂	UO ₂	Сумма
8,73	4,75	40,9	0,29	1,17	<0,02	6,61	0,39	9,1	19,65	1,76	4,53	0,24	0,51	0,44	0,25	99,33



Рис. 1. Фотография шлифа лопаритовой руды ×120, без анализатора

и апатитовые руды — ценнейший источник ниобия, тантала, циркония, фосфора, редких земель и радиоактивного сырья.

1. Особенности формирования лопаритовых руд

Суперкрупное месторождение лопарита связано с Ловозерской интрузией (Кольский полуостров).

Ловозерский массив (625 км²) представляет собой pluton, сформированный тремя интрузивными фазами: 1 — среднезернистые нефелиновые и гидронозеоновые сиениты, 2 — Дифференцированный комплекс уртитов-фойяитов-луавритов, 3 — эвдиалитовые луавриты. Лопаритовые руды приурочены к отдельным горизонтам Дифференцированного комплекса.

Лопаритовые руды приурочены к ритмично слоенным зонам Ловозерского месторождения и связаны с урритами, реже луавритами. Рудные горизонты, обогащенные лопаритом, прослеживаются до глубин 870 м (расстояние от нижнего контакта) Дифференцированного комплекса. Ниже по разрезу лопарит встречается как аксессуарный минерал. В течение последних лет мы детально исследовали минералогию и геохимию щелочных пород наиболее глубоких, не выходящих на поверхность зон 2-й фазы Ловозерского массива (скв. 904, 905 и др.). Проведенные работы (до глубин 2200–2300 м общего разреза Ловозерского массива) выявили целый ряд особенностей строения и минерального состава этой интрузии.

Наиболее интересным является смена форм выделения лопарита в вертикальном разрезе Дифферен-

цированного комплекса. В наиболее глубокой зоне массива лопарит образует ксеноморфные выделения, приуроченные к интерстициям (рис. 2), в то время как с глубины (870 м от нижнего контакта) лопарит становится ранним хорошо оформленным, идиоморфным (рис. 1). Смена форм выделения лопарита определяется временем кристаллизации этого минерала. Как было показано нами (Kogarko et al., 2002) и другими авторами (Sawthorn, 1996) формирование расслоенных интрузий, как правило, происходит снизу-вверх в результате оседания минералов в процессе кристаллизации и конвективного перемешивания. Интерстициальный характер лопарита в самой нижней зоне Ловозерской интрузии свидетельствует о том, что исходная магма Дифференцированного комплекса Ловозерского массива не была насыщена в отношении лопарита. В этой части интрузии лопарит выделялся на более поздних стадиях, насыщение расплава в отношении лопарита достигалось после формирования каркаса из породообразующих минералов в небольших объемах интерстициальной жидкости, когда конвекция отсутствует и сегрегация лопарита в рудные горизонты затруднена. Вследствие этого самая нижняя зона Ловозерской интрузии (ниже 870 м) не рудоносна на лопарит. Этот минерал рассеивается, не образуя рудных скоплений.

После формирования около одной трети Дифференцированного комплекса состав расплава становился насыщенным в отношении лопарита, так как редкие земли, ниобий и титан накапливались в процессе эволюции щелочной магмы и кристаллизация лопарита начиналась на ранних стадиях, определяя идиоморфизм этого минерала (табл. 1). Ранняя кристаллизация

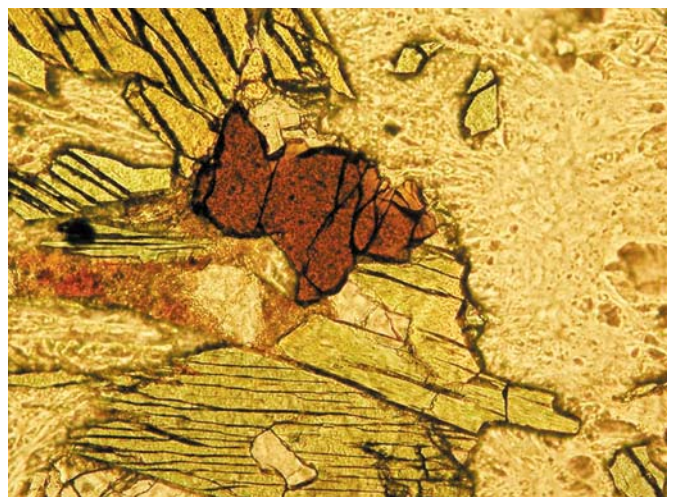


Рис. 2. Фотография ксеноморфного лопарита ×110, с анализатором

лопарита явилась причиной его переноса в большом объеме расплава и сегрегации в отдельных горизонтах в результате процессов гравитационно-конвективной дифференциации. Интересно отметить, что смена форм выделения лопарита (870 м от нижнего контакта) совпадает с появлением рудных лопаритовых горизонтов, приуроченных к ритмично-расслоенным зонам. Самый нижний рудный горизонт располагается на глубине 1325 м от верхнего контакта Дифференцированного комплекса и 870 — от нижнего.

На основании приведенных фактов можно заключить, что смена форм выделения лопарита (и времени его кристаллизации) представляет собой геохимический критерий рудоносности щелочных магм на редкоэлементное сырье (ниобий, тантал, редкие земли).

Из полученных данных следует, что рудоносными зонами гигантской Ловозерской интрузии могут быть только те, которые содержат ранний идиоморфный (кумулятивный) лопарит.

Нами было проанализировано методом ICPMS около 600 зерен лопарита из зоны кристаллизации идиоморфного лопарита с глубины 870 м от нижнего контакта. Стратиграфически вверх по разрезу интрузии кумулюсный лопарит обогащается Sr, Nb, Ta, Th и Na (рис. 3) (Kogarko et al., 2002) и обедняется Ca, Fe, Ti, суммарно REE. Это основной тренд эволюции кумулюсного лопарита в Ловозерском месторождении, наблюдаемый на 1600 м интрузии. Таким образом, наиболее перспективные лопариты на редкие земли располагаются в нижней зоне, а стронций, ниобий, натрий, радиоактивные элементы накапливаются в лопаритах верхних зон Ловозерской интрузии. Кумулюсный лопарит является основным минералом-хозяином для REE в Ловозерской щелочной магме, особенно в Дифференцированном комплексе.

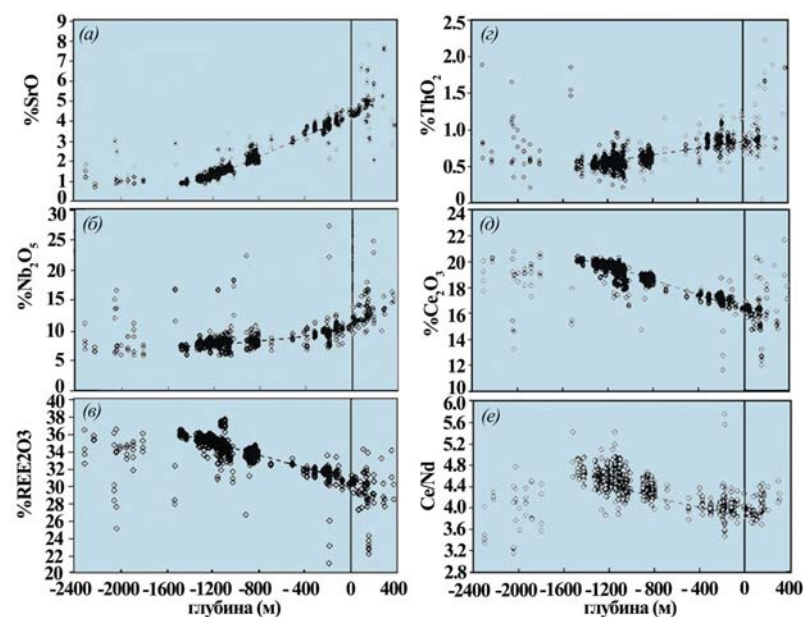


Рис. 3. Распределение REE_2O_3 , Nb_2O_5 , SrO , ThO_2 , Ce_2O_3 , Ce/Nd в вертикальном разрезе дифференцированного комплекса Ловозерского месторождения

Коэффициент распределения REE, Sr, Nb, Ta, Th в равновесии лопарит-щелочной расплав составляет 22,6,100–150,80, 85,133 (Kogarko et al., 2002).

Из полученных данных следует, что рудоносными зонами гигантской Ловозерской интрузии могут быть только те, которые содержат ранний идиоморфный (кумулятивный) лопарит. Самая нижняя зона Ловозерской интрузии (около 870 м) не перспективна на лопаритовое редкометалльное сырье.

Таким образом, необходимым условием появления магматических редкометалльных месторождений кумулятивного типа является ранняя котектическая насыщенность расплава в отношении рудного минерала. В этом случае отмечается идиоморфизм рудных минералов. Если концентрация рудного компонента значительно ниже котектической (насыщение), то кристаллизация рудного минерала будет осуществляться на поздних стадиях формирования пород в малом объеме интерстициального расплава, когда явления конвективно-гравитационной дифференциации и сегрегации минеральных фаз затруднены, что приведет к рассеиванию рудных компонентов в виде ксеноморфных выделений аксессуарных минералов. Принцип ранней котектической насыщенности магмы в отношении рудного минерала как необходимое условие возникновения магматических руд кумулятивного типа может быть распространен на формации ультраосновных, основных формаций. Процессы гравитации и конвективного перемешивания, сопряженные с накоплением магматического осадка на дне интрузии и химической эволюцией щелочного расплава, являются главными механизмами формирования магматических руд.

2. Условия формирования эвдиалитового оруднения Ловозерского месторождения и критерии поисков руд редких земель, циркония и гафния

Вторым суперкрупным редкометалльным месторождением Ловозерского массива являются эвдиалитовые руды — ценнейший источник тяжелых редких земель, циркония и гафния (рис. 4, табл. 2). Кроме того, эвдиалитовое месторождение является комплексным и руды содержат помимо редких земель, циркония и гафния также марганец, ниобий, скандий, радиоактивные металлы и др.

Эвдиалитовые луавриты отличаются на более высоким $K_{ап}$ — 1.50 и максимальным содержанием ZrO_2 — 1.36 масс. %, а также ярко выраженным агапитовым парагенезисом минералов, особенно в верхних горизонтах (мурманит—ломоносовит, лампрофиллит, рамзаит, ловозерит). Эвдиалит в этих породах становится главным породообразующим минералом. Рудные горизонты, обогащенные эвдиалитом, располагаются в верхней зоне эвдиалитового комплекса, представленного эвдиалитовыми луавритами. В самой верхней зоне в виде линз и слоев развиты редкометалльные

Таблица 2

Средний состав эвдиалита Ловозерского месторождения

Na ₂ O	SiO ₂	CaO	Cl	ZrO ₂	HfO ₂	TiO ₂	MnO	FeO	SrO	Nb ₂ O ₅	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	сумма
16,24	49,49	8,28	1,43	14,28	0,3	0,63	1,86	3,42	0,83	0,76	0,69	0,36	0,71	0,43	99,71

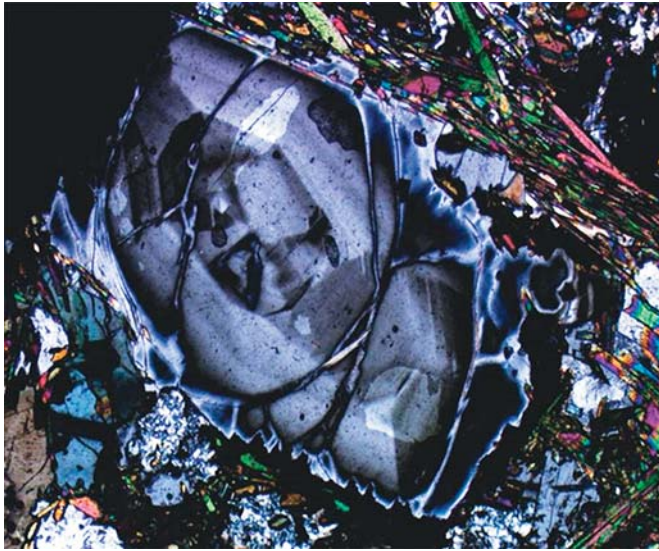


Рис. 4. Кристалл эвдиалита из рудной зоны x30

руды — эвдиалититы, состоящие на 85–90 % из эвдиалита. Таким образом, в верхней зоне эвдиалитовой интрузии содержание эвдиалита значительно возрастает, вследствие этого вся верхняя часть 3-й интрузивной фазы представляет собой руду на комплексное редкометалльное сырье.

Мы детально исследовали минералогию и геохимию агпаитовых щелочных пород в вертикальном разрезе Ловозерского массива, особое внимание было уделено формам выделения и составу эвдиалита. Проведенные работы (до глубин 2200–2300 м общего разреза Ловозерского массива) выявили целый ряд особенностей строения и минерального состава этой интрузии.

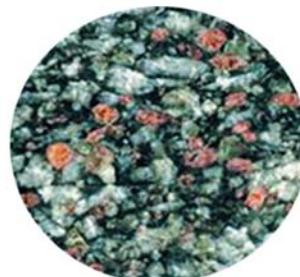
Наиболее интересным является смена минеральных парагенезисов в вертикальном разрезе. Набор породообразующих минералов — нефелин, калиевый полевой шпат и эгирин не меняется, в то время как высокощелочные агпаитовые аксессуарные минералы верхней части разреза — эвдиалит и лампрофиллит — заменяются менее щелочными, близкими к миаскитовым ассоциациям (сфен, мозандритовая группа минералов и циркон) в наиболее глубинных, не выходящих на поверхность зонах Дифференцированного комплекса Ловозерского месторождения (скв. 904, 905 и др.). В этой части разреза эвдиалит отсутствует.

На этих глубинах главными минералами-концентраторами циркония являются циркон и ловенит. При движении вверх по разрезу появляются циркониевые минералы — катаплеит, келдышит и по нашим предварительным данным армстронгит. С глубины порядка 2100 м в ассоциации нефелин-калиевый полевой шпат-эгирин появляется эвдиалит в ассоциации с паракелдышитом и минералами ловенитовой группы. Во всем интервале глубин Дифференцированного комплекса, начиная с 2100 м эвдиалит кристаллизуется на позднемагматическом этапе; он образует ксеноморфные выделения, приуроченные к интерстициям породообразующих минералов — нефелина, калиевого полевого шпата, эгирина и амфибола (рис. 5). Вверх по разрезу (на глубинах порядка 400 м) — в самых нижних зонах третьей интрузивной фазы, эвдиалит становится ранним минералом, образует хорошо оформленные, идиоморфные кристаллы (рис. 5). Формы выделения эвдиалита по идиоморфизму не отличаются от нефелина, полевого шпата, амфибола и эгирина, что указывает на их одновременную кристаллизацию на раннемагматической стадии. Таким образом, петрографические исследования показали, что смена форм выделения главного минерала концентратора циркония — эвдиалита, определяется временем кристаллизации этого минерала.

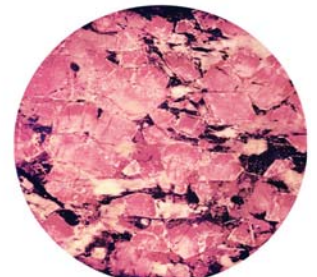
Интерстициальный характер эвдиалита во всем разрезе Дифференцированного комплекса Ловозерской интрузии свидетельствует о том, что исходная магма не была насыщена в отношении эвдиалита, и этот минерал рассеивался, не образуя скоплений. В целом на основании соотношений объемов дифференцированного и эвдиалитового комплексов, можно заключить, что только после кристаллизации около 85 % всей интрузии состав остаточного расплава становился насыщенным в отношении эвдиалита и этот минерал становится ликвидусной минеральной фа-



Ксеноморфный эвдиалит в нижней зоне Ловозерского месторождения (фото в отраженных электронах, x10)



Эвдиалитовый луварит, содержащий идиоморфный эвдиалит (фото в проходящем свете, x2)



Эвдиалитовая руда, содержащая идиоморфный эвдиалит (фото в проходящем свете, x4)

Рис. 5. Эволюция форм кристаллизации эвдиалита в процессе дифференциации высокощелочной магмы Ловозерского месторождения

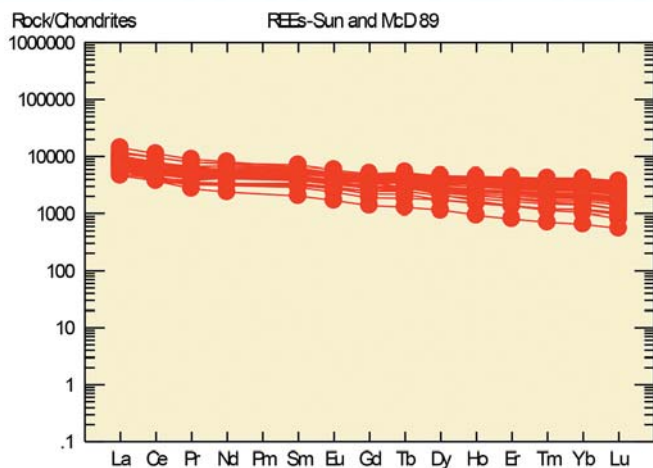


Рис. 6. Распределение REE в эвдиалитах рудоносного эвдиалитового комплекса



Рис. 7. Фотография в отраженных электронах кристалла эвдиалита из рудного эвдиалита, состоящего из мелких, частично поломанных кристаллов эвдиалита (увеличение $\times 20$)

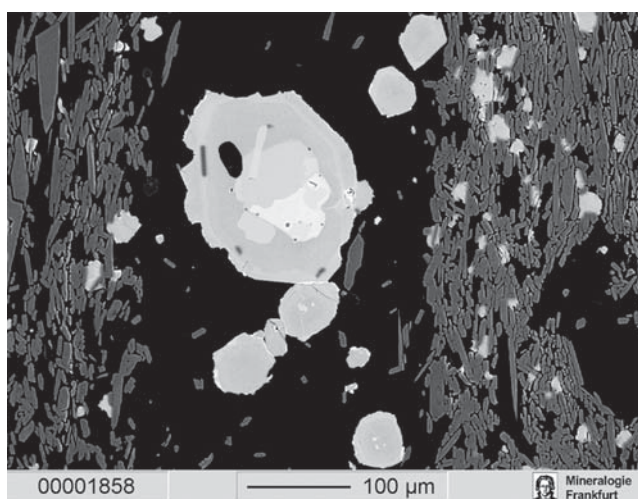


Рис. 8. Фотография в отраженных электронах шлифа порфиroidного эвдиалитового луаврита. Светлые кристаллы представлены эвдиалитами. Серые игольчатые кристаллы — пироксены. Темные области представлены нефелинами и калиевыми полевыми шпатами

зой. Как ликвидусный минерал эвдиалит выделялся на ранних этапах одновременно с главными породообразующими минералами — нефелином, эгирином, амфиболом и калиевым полевым шпатом. Наши экспериментальные данные фазовых равновесий в системе эвдиалит-нефелин (Когарко и др., 1986) показали, что концентрация ZrO_2 в расплаве, насыщенном в отношении эвдиалита, составляет 1,5 %. Близкая величина — 1,43 % ZrO_2 была получена при анализе стогоманизированного включения из рудного эвдиалита (Когарко, Романчев, 1986).

Среднее содержание ZrO_2 в породах Дифференцированного комплекса составляет 0,29 %. Учитывая эту величину и концентрацию насыщения щелочного расплава в отношении эвдиалита — 1,5 % ZrO_2 , получаем очень близкую величину массы закристаллизовавшегося магматического осадка — 81 %, выделившегося перед насыщением расплава эвдиалитом. На основании приведенных фактов можно заключить, что смена форм выделения эвдиалита (и времени его кристаллизации) представляет собой геохимический критерий рудоносности щелочных магм на редкоземельное сырье (цирконий, гафний, тяжелые редкие земли).

Из полученных данных следует, что рудоносными зонами гигантской Ловозерской интрузии могут быть только те, которые содержат идиоморфный (кумулятивный) эвдиалит. Дифференцированный комплекс Ловозерской интрузии (около 2300 м) не перспективен на этот тип редкометалльного сырья. Интересной особенностью эвдиалита является высокая концентрация тяжелых редких земель (рис. 6). Это определяет высокую ценность эвдиалитовых руд, т.к. группа Y редких земель заметно дороже Ce группы редкоземельных металлов. Учитывая многие миллионы тонн нефелиновых сиенитов эвдиалитоносного комплекса и практически линейный тренд редкоземельных спектров для эвдиалита можно сделать вывод о чрезвычайной ценности эвдиалитового месторождения Ловозерского массива.

Механизм формирования эвдиалитовых руд

Эвдиалитовые руды Ловозерского месторождения располагаются в самых верхних зонах комплекса эвдиалитовых луавритов. Они образуют линзообразные вытянутые слои, иногда практически мономинеральных эвдиалитовых руд. Проведенные нами детальные исследования состава эвдиалитовых зерен показали, что многие кристаллы представляют собой слипшиеся мелкие выделения, иногда со следами поломки (рис. 7). Это связано, по всей вероятности, с всплыванием более мелких кристаллов в верхние части магматической камеры в результате конвективного перемешивания. В кристаллических скоплениях происходит поломка отдельных кристаллов. Исследование порфиroidных эвдиалитовых луавритов, которые являются результатом быстрой закалки и содержат много мелких эвдиалитов (рис. 8) по размерам близки к наиболее ранним кристаллам.

Размер подобных кристаллов составляет сотые миллиметры, даже слабое конвективное перемешивание будет вызывать всплывание очень мелких и

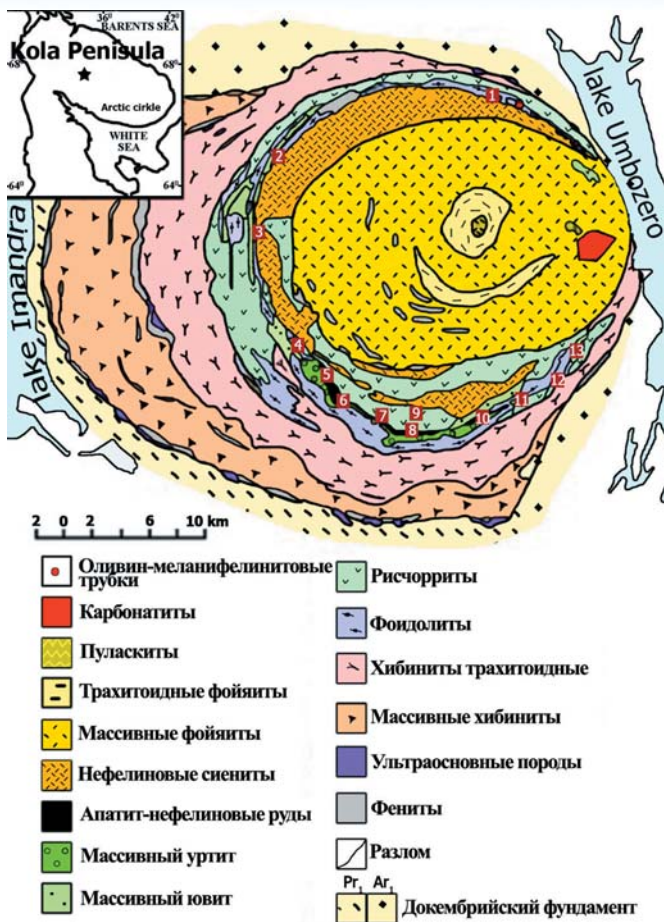


Рис. 9. Геологическая карта Хибинского массива, обобщена по карте МГРЭ ПГО «Севзапгеология» (В.П. Павлов) [Арзамасцев и др., 2008]: ■ — апатит-титановые месторождения: 1 — Валепакх; 2 — Партомчорр; 3 — Куэльпорр; 4 — Снежный Цирк; 5 — Кукисвумчорр; 6 — Юкспорр; 7 — Апатитовый Цирк; 8 — Расвумчорр; 9 — Эвслогчорр; 10 — Коашва; 11 — Вуонемёк; 12 — Нёркпахк; 13 — Олений Ручей (Kalashnikov et al., 2016)

нано-размерных частиц в верхние зоны магматической камеры.

Дальнейшая перекристаллизация будет приводить к росту кристаллов эвдиалитовой руды.

3. Генезис апатито-нефелиновых руд Хибинских месторождений

Крупнейшим апатитовым месторождением мира, связанным с щелочными породами, являются Хибинские апатито-нефелиновые руды Кольского полуострова (рис. 9, 10). Структура и геология месторождения показаны на рис. 9. Месторождение образует ийолит-уртитовую дугу (рис. 9), в основании которой залегают крупное тело массивных уртитов, на 85–90 % состоящее из нефелина. Выше по разрезу увеличивается количество апатита и пироксена (рис. 10), образуя сетчатые, линзовидные руды. Еще выше по разрезу количество апатита возрастает, образуются полосчатые и сахаровидные руды бога-

тые апатитом. Наши данные (Kramm, Kogarko, 1994) показали, что возраст пород и руд Хибинского массива аналогичен Ловозерской интрузии, а также лопаритовым и эвдиалитовым рудам — 370 Ма. Около 900 зерен апатита были проанализированы из различных месторождений Хибинского массива.

Пробы были проанализированы в Институте геохимии и аналитической химии им. Вернадского РАН (Москва) с помощью микроанализатора с электронным зондом CAMECA SX 100 (CAMECA). Все стандарты взяты из Смитсоновского института. Анализ микроэлементов проводился в университете Франкфурта и институте Макса Планка в Майнце с использованием Thermo Element 2 ICPMS (Thermo Fisher, Waltham, MA, USA).

Средние содержания редких элементов были получены для четырех месторождений Хибинского массива (табл. 3). Хибинский апатит содержит исключительно высокие содержания SrO (в среднем 4,5 масс. %), которые заметно варьируют в пределах 0,16–9,8 масс. % в разных месторождениях. Концентрация Sr в апатитах значительно выше содержания в исходном магматическом расплаве (Зак и др., 1972). Апатит обладает высоким потенциалом редких земель — в среднем 8891ppm с резким преобладанием легких редких земель (рис. 11). Мы исследовали состав апатита в вертикальном разрезе месторождения Расвумчорр (глубина до 600 м). Несмотря на значительные различия в концентрации Sr в апатитах на одном уровне, наблюдается заметное увеличение содержания Sr в апатите в вертикальном разрезе месторождения Расвумчорр (рис. 12).

Одной из проблем, которая активно обсуждалась в литературе — какой главный процесс был ответственным за формирование апатитовых руд.

Выдвигались идеи магматического, гидротермального и метасоматического генезиса апатитовых руд Хибин. Мы провели исследования микровключений около 500 зерен апатитов различных руд. Микровключения обычно различных размеров и содержат кристаллы пироксена, нефелина, калиевого полевого шпата.

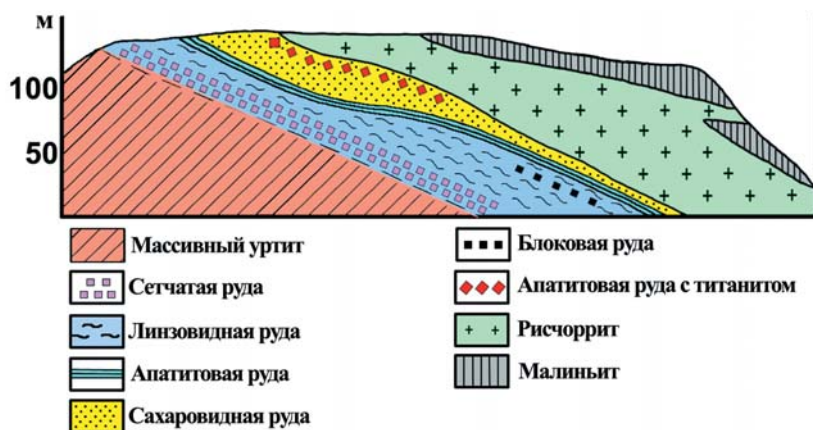


Рис. 10. Разрез месторождения апатитов Кукисвумчорр (Зак и др., 1972)

Таблица 3
Примеры распределения элементов в апатитах различных месторождений Хибинского массива (1200* анализов)

Место-рождения	Расвумчорр (38 образцов)	Олений ручей (43 образца)	Коашва (62 образца)	Юкспорр (12 образцов)	Хибинский массив
Элементы	Среднее	Среднее	Среднее	Среднее	Среднее
Ce/Yb	441	705	940	416	682
ΣREE	7 451	7 379	12 979	7 218	8 891
Ce	3 334	3 283	6 086	3 202	4 040
La	2 294	2 247	4 293	2 152	2 799
Pr	314	308	521	309	367
Nd	1 085	1 101	1 637	1 111	1 243
Sm	150	157	182	156	162
Eu	41	44	45	45	44
Gd	113	120	117	122	118
Tb	13	14	12	14	13
Dy	62	64	52	64	60
Ho	10	10	8,3	10	9,8
Er	21	21	16	21	20
Tm	2,2	2,0	1,5	2,0	1,9
Yb	10	10	7,0	9,3	8,9
Lu	1,0	1,0	0,7	1,0	0,9
Si	1 123	—	—	—	1 123
Na	1 100	—	1200	—	1 150
Sr	30 149	30 543	64 771	18 947	38 520
Hf	0,02	—	0,1	0,1	0,1
Ta	0,003	—	0,1	0,1	0,0
Pb	1,4	—	1,0	1,4	1,2
Th	19	—	23	25	22
U	2,0	—	1,3	2,5	1,8
Mg	—	4 181	22	58	2 225
Sc	0,04	3	0,6	1,2	1,6
Mn	150	157	114	136	142
Fe	88	313	89	99	182
Y	283	265	171	277	245
Zr	2,3	8	7,2	7,1	6,6
Nb	0,1	1	0,6	0,1	0,4
Ba	331	418	318	326	363
Zn	0,4	—	—	—	0,4

Кроме породообразующих минералов были обнаружены содалиты, титанит, амфибол, титаномагнетит (рис. 13). Подобные включения гомогенизируются в алюмосиликатный расплав при температуре 700–1050 °С. Эти данные однозначно говорят о магматическом генезисе апатитовых руд Хибинских месторождений. Результаты геологической съемки и детальные результаты бурения также подтверждают

магматическую природу апатитовых месторождений. Микронзондовый анализ закаленных гомогенизированных включений показал, что алюмосиликатный расплав содержал около 2 масс. % P₂O₅ (Когарко, 1996). Эта величина близка к средней для всего апатито-нефелинового месторождения (Зак и др., 1972).

Фазовые равновесия апатитсодержащих иолит-уртитовых пород Хибин можно рассмотреть в рамках системы NaAlSiO₄–CaMgSi₂O₆–Ca₅(PO₄)₃F (рис. 14) (Когарко, 1996). Средний состав апатитовой интрузии проектируется в поле нефелина. Из расплава такого состава нефелин кристаллизуется первым. Апатит и нефелин будут выделяться при дальнейшем падении температуры. Апатит, нефелин и пироксен завершают кристаллизацию среднего состава апатитовой интрузии, которая, по-видимому, имела исходный состав апатито-нефелиновой рудной фазы Хибинского массива. Последовательность кристаллизации минералов в экспериментальных исследованиях находится в согласии с петрографическими наблюдениями порядка кристаллизации пород (Kramm, Kogarko, 1994).

Около 10–15 % нефелина кристаллизуется до достижения нефелиновой апатит-пироксеновой котектики, формируя подстилающий массивный уртит. Следует отметить, что поле существования двух жидкостей — фосфатной и алюмосиликатной отделено от среднего состава апатитовой интрузии температурным барьером. Это свидетельствует о том, что модель формирования апатитовых руд в результате несмесиности фосфатной и алюмосиликатной жидкости (Marakushev, Suk

1993; Елисеев, 1937) не является реалистичной. Кроме того, температура плавления мономинеральной апатитовой руды очень высокая и составляет около 1500 °С.

Как было показано рядом авторов (Busa et al., 2002; Cawthorn, 1996; Tegner et al., 2006; Kogarko et al., 1986), конвективный режим должен существовать при мощности магматической камеры не менее 10 м. Выведенные уравнения конвективного перемешивания

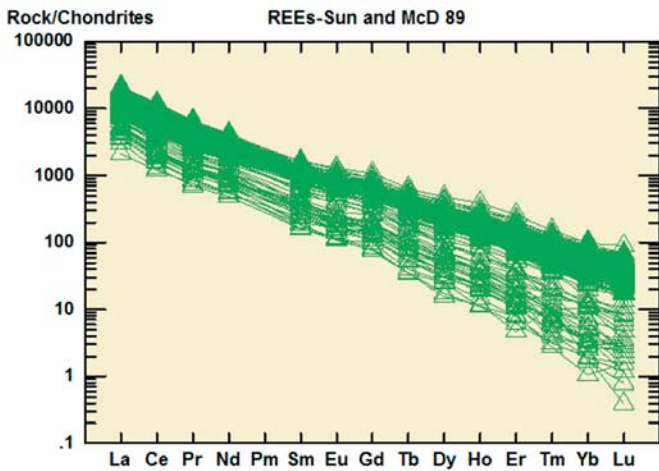


Рис. 11. Распределение REE в апатитах Хибинских месторождений

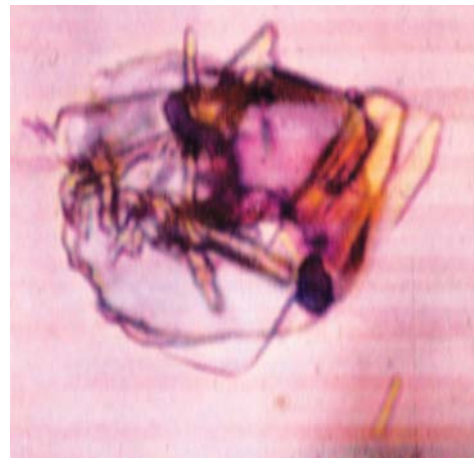


Рис. 13. Фотография микровключения в апатите сахаровидной руды $\times 110$, без анализатора

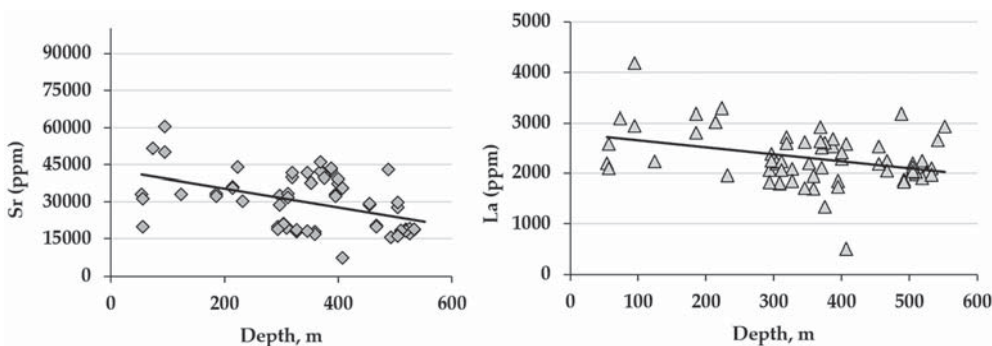


Рис. 12. Распределение Sr и La в вертикальном разрезе скважины Расвумчорр

в магматическом очаге показывают, что наибольшее влияние на распределение минеральных частиц оказывает их размер, а не плотность (Bartlet, 1969). Минеральные частицы крупнее нефелина размером 3–5 мм оседают на дно магматической камеры, образуя нижний мощный слой скоплений нефелина (массивный уртит), в то время как более мелкие частицы апатита (размером несколько десятых мм) не оседают, а вместе с жидкостью поднимаются в верхние зоны апатитовой интрузии, формируя богатые сахаровидные апатитовые руды. Очень важным является наличие сортировки минералов (Kogarko, 1996; Arzamastsev et al., 2001) в рудах и массивных уртитах, что свидетельствует о том, что механизм накопления минералов и образование апатитовых руд явилось результатом гравитационной дифференциации в условиях конвективного движения. При образовании массивных уртитов очень небольшие кристаллы апатита были захвачены интерстициальным расплавом. Из шлифа (рис. 15) видна значительная разница в размерах этих минералов на ранних стадиях кристаллизации. Таким образом, активная конвекция в магматической камере неизбежно приведет к разделению минералов, обладающих максимальной разницей размеров.

Апатит будет всплывать, образуя руду, а нефелин погружаться на дно магматической камеры, формируя массивный уртит. Композиционная эволюция Хи-

бинского апатита в вертикальном разрезе интрузии (рис. 12) отражает первичные процессы фракционирования в щелочной магме, которая эволюционирует на месте от нижней зоны к вершине магматической камеры в результате магматической конвекции, в сочетании с осаждением минералов с различной скоростью оседания.

Наши данные свидетельствуют о том, что основным механизмом формирования апатит-нефелиновых руд было оседание крупных кристаллов нефелина в нижней части, в то время как очень маленькие кри-

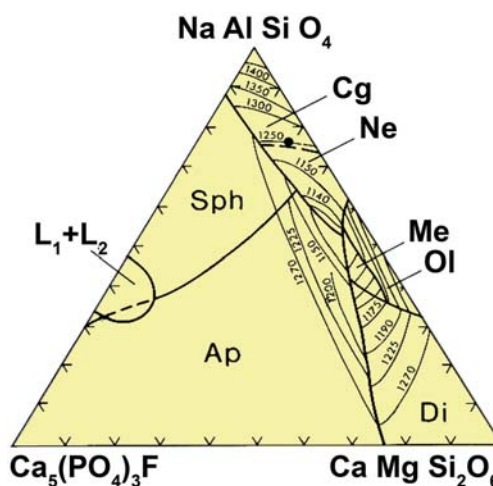


Рис. 14. Фазовые соотношения в системе $\text{NaAlSiO}_4 - \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ при 1 атм. давлении (Kogarko, 1977). Cg — карнегит, Ne — нефелин, Ol — оливин, Me — мелелит, Di — диопсид, Ap — апатит, в Sph — силикофосфат, L_1+L_2 — две несмешивающихся жидкости, • — средний состав апатит-нефелиновой интрузии

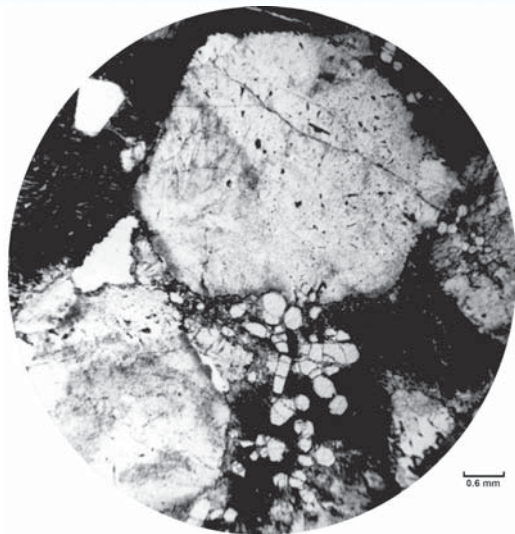


Рис. 15. Фотография шлифа массивного уррита. Мелкие кристаллы апатита в интерстиции между крупными кристаллами нефелина $\times 120$, без анализатора

сталлы апатита в виде суспензии в конвективной магме вместе с расплавом концентрировались в верхней части магматической камеры.

Заключение

Проведенные детальные геолого-геохимические исследования суперкрупных редкометалльных месторождений Кольского полуострова (Хибинские апатито-нефелиновые руды, лопаритовые и эвдиалитовые месторождения Ловозерского массива) позволили разработать геохимические модели их формирования и установить условия возникновения магматических руд. Лопаритовые месторождения формируются в процессе эволюции щелочной магмы. После кристаллизации около 30 % Ловозерской интрузии исходная магма становится насыщенной в отношении лопарита, который становится ранней идиоморфной хорошо оформленной минеральной фазой. Лопарит активно участвует в процессах конвективного перемешивания, в результате которого формируются рудные лопаритовые горизонты. В нерудной нижней зоне лопарит кристаллизуется на поздних стадиях, образует ксеноморфные выделения и рассеивается, не концентрируясь в отдельных горизонтах.

Механизм формирования эвдиалитовых руд также тесно связан с насыщением щелочной магмы рудным минералом. Нижняя часть Ловозерской интрузии (Дифференцированный комплекс) не насыщена в отношении эвдиалита и эвдиалит кристаллизуется на поздних стадиях в виде интерстициальных выделений. И только в 400 м от верхнего контакта эвдиалит становится ранним минералом, идиоморфным, хорошо оформленным, и именно с этой зоной связано формирование эвдиалитовых руд.

Таким образом, изменение форм кристаллизации рудных минералов является прогнозным критерием рудоносности щелочных пород. Интересной особенностью эвдиалитового месторождения является концен-

трация кристаллов эвдиалита в самых верхних частях Ловозерского месторождения. Мы полагаем, что в условиях активной конвекции самые мелкие кристаллы эвдиалита не тонут, а всплывают в верхние зоны, формируя эвдиалитовую практически мономинеральную руду.

Аналогичный процесс формирования мономинеральной апатитовой руды, по всей вероятности, также был следствием конвективной активности, которая вызвала всплывание мелких зерен апатита и оседание крупных кристаллов нефелина, в результате чего возник массивный уртит и богатая апатитовая руда.

Таким образом, необходимым условием формирования магматического месторождения должна быть ранняя котектическая насыщенность щелочной магмы в отношении рудной фазы. Вторым важным фактором должна быть активная конвекция в магматической камере, которая вызывает сортировку по размерам минеральных фаз, что приводит к генезису магматических месторождений.

Работа выполнена в рамках темы по государственному заданию № 0137-2019-0014

© Когарко Л.Н., 2020

Когарко Лия Николаевна // kogarko@geokhi.ru

УДК 553.461:549.383(282.247.42)

Никольская Н.Е. (ФГБУ «ВИМС»)

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВОВ РУДООБРАЗУЮЩИХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ РАЗНЫХ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ НА ПРИМЕРЕ АЛЬПИНОТИПНЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ УРАЛА

*Проведен сравнительный анализ составов рудообразующих хромшпинелидов из месторождений и проявлений, локализованных в разных структурно-вещественных комплексах трех альпинотипных ультрабазитовых массивов (Войкаро-Сыньинского на Полярном Урале, Ключевского на Среднем Урале и Кемпирсайского на Южном Урале). Выявлены как общие типохимические параметры, так и специфические, характерные для конкретного массива или структурно-вещественного комплекса. **Ключевые слова:** альпинотипные ультрабазитовые массивы, типохимизм рудообразующих хромшпинелидов, структурно-вещественные комплексы.*

Nikolskaya N.E. (VIMS)

THE COMPARATIVE CHARACTERISTIC OF THE COMPOSITION OF ORE-FORMING CHROME SPINEL FROM DIFFERENT STRUCTURAL-MATERIAL COMPLEX OF URAL ALPINE-TYPE ULTRAMAFIC MASSIFS

The comparative analysis the composition of ore-forming chrome spinel for the deposits and ore occurrences of different structural and compositional complexes of three Ural alpine-type