

УДК 549.0

ОЧЕРКИ ПО ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ: 4. ЭВДИАЛИТ-ЭВКОЛИТЫ И ПРОБЛЕМЫ ТИПОМОРФИЗМА МИНЕРАЛОВ

Б.Е. Боруцкий

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва,
borutzky@igem.ru*

Статья является продолжением опубликованного в предыдущем выпуске (Боруцкий, 2008) очерка, излагающего представления автора о своеобразных «минералах переменного состава с переменной структурой» («МПСПС») на примере эвдиалит-эвколита. Особенностью типоморфизма этого типичного минерала щелочных комплексов является уникальная способность вовлекать в свой состав до трети элементов Периодической таблицы Д.И. Менделеева с частичной перестройкой кристаллической структуры в соответствии с химизмом и с эволюцией минералообразующей среды во времени. Автор полагает, что детальный типоморфный анализ эвдиалит-эвколитов является более правильным и полезным для выводов генетической минералогии, чем формальное выделение нескольких десятков самостоятельных минеральных видов.

В статье 3 таблицы, список литературы из 48 названий.

Ключевые слова: эвдиалит-эвколиты, типоморфизм минералов, минералы переменного состава с переменной структурой.

Что такое типоморфизм минералов и его проблемы

«Мы должны различать два типа поисковых признаков: одни связаны с природой самих подлежащих поискам объектов (минералов и элементов) и вытекают из особенностей строения как самих ионов, так и кристаллических решеток; вторые связаны с внешней средой и определяют факторы, которые вызывают процессы концентрации химических элементов»

А.Е. Ферсман

Понятие о типоморфизме минералов впервые введено в 1903 г. в работах австрийского минералога и петрографа, иностранного члена-корреспондента Императорской Петербургской Академии Наук Ф. Бекке (1855–1931). Серьезное внимание этой проблеме было уделено в нашей стране в 30-е годы прошлого столетия А.Е. Ферсманом. В 70-е годы под руководством Ф.В. Чухрова и других видных советских ученых было сформировано учение о типоморфизме минералов, и доклады по этой проблеме были включены в программу XI съезда Международной минералогической ассоциации (ММА), проходившего в Новосибирске в 1978 г. (Научные основы..., 1980). Смысл данного учения заключается в том, что в ходе минералогических исследований могут быть выявлены некоторые наиболее характерные (типоморфные) минералы, или их ассоциации, или установлены типоморфные особенности морфоло-

гии (отсюда толкование термина: *типоморфный* — «типичная форма») кристаллов минерала (или иных минеральных выделений), его химического состава, кристаллической структуры и физических свойств, характерных для тех или иных типов геологических образований и обусловленных условиями их формирования — геологическими или физико-химическими (в том числе, кинетическими). Иными словами, советская минералогическая наука стремилась не только фиксировать находку данного химического соединения в природе, но выявить связь, соответствие состава, структуры и свойств минерала тем или иным условиям его образования, то есть генетические его особенности с тем, чтобы затем использовать их в качестве минералогических индикаторов в решении проблем породо- и рудообразования.

На практике исследования типоморфизма минералов проводились (и проводятся) по-разному. Некоторые исследователи настаивают на том, что выявляемые характеристики могут быть названы *типоморфными* лишь в том случае, если они имеют общее, глобальное значение, претендуют быть «закономерностью», а не «частным случаем». Такие исследователи часто необоснованно укрупняют или обобщают изучаемые геологические объекты или типы горных пород и месторождений, увлекаются «слепой» математической статистикой, создают всеобъемлющие, всемирные «банки данных», в которых, например, один единственный образец иногда

представляет весь Хибинский массив в целом, независимо от типа пород, откуда он взят, и условий, при которых образовался. Такой подход, на наш взгляд, является формальным. В гипертрофированном виде его «ущербность» можно проиллюстрировать, например, следующим положением: «нефелин является типоморфным минералом нефелиновых сиенитов», что верно по существу, но бессмысленно для практического использования выводов о типоморфизме минералов.

С другой стороны, некоторые общие положения полезны. Наличие в породах низкотемпературного β -кварца, который не мог образоваться выше 573°C (при нормальном давлении), или присутствие микроклина, поле устойчивости которого лежит ниже $500 \pm 50^\circ\text{C}$, это — надежные геотермометры для суждения об условиях формирования содержащих их пород или руд. Точка инверсии $\alpha \rightarrow \beta$ кварца широко использовалась А.Е. Ферсманом при выводе его *геофаз*. Важное значение имеет и фазовый переход санидин \rightarrow микроклин¹. Присутствие микроклина, например, ставит под сомнение выводы некоторых петрологов о высокой температуре формирования содержащих микроклин аптаитовых нефелиновых сиенитов. Так, согласно экспериментальным данным Л.Н. Когарко (1977), средняя температура плавления пород дифференцированного комплекса фойяитов-луявритов-уртитов Ловозерского массива равна 1070° в сухих условиях или 910° при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар, а для пород комплекса эвдиалитовых луйвритов соответственно 990 и 872°C . Поскольку микроклин при такой высокой температуре кристаллизоваться не мог, совершенно очевидно, что были проигнорированы минералогические индикаторы, указывающие на проявление посткристаллизационных превращений в данных породах, то есть не учтена возможность иной, нежели непосредственная кристаллизация из расплава, интерпретации генезиса ассоциирующей с микроклином промышленной редкометалльной аптаитовой минерализации.

Как уже указывалось, типоморфными могут быть не только формы кристаллов и других минеральных выделений (собственно, *типоморфизм*), но и особенности химического состава минерала (*типоморфизм*) и кристаллической структуры (*структурный типоморфизм*), который по аналогии так и хочется

назвать «*типоструктуризмом*»). Из критических статей моих оппонентов (Расцветаева, Чуканов, 2006; Расцветаева, 2007) мы узнаем, что «*структурный типоморфизм* — представление о тесной связи тонких особенностей кристаллической структуры минерала с условиями его образования — новое и стремительно развивающееся направление геологической науки». Однако, уже в трудах XI съезда ММА (Научные основы..., 1980) можно ознакомиться с разнообразными работами по структурному типоморфизму В.А. Франк-Каменецкого, В.А. Дрица, Б.Б. Звягина, А.П. Жухлистова, С.В. Соболевой, Б.М. Шмакина, Г.Г. Афонинной, М.Т. Дмитриевой, О.В. Русиновой и В.Л. Русинова. Кстати, и упомянутые выше в качестве примеров исследования инверсии $\alpha \rightarrow \beta$ в кварце и перехода санидин \rightarrow микроклин есть типичные работы по структурному типоморфизму данных минералов, так как отражают именно «связь тонких особенностей кристаллической структуры минерала с условиями его образования».

Автор в своих исследованиях по проблеме типоморфизма минералов всегда выступал против «формального» подхода, за максимальную их конкретизацию. Мы называли это (по-видимому, неудачно) «конкретным типоморфизмом» или «типоморфизмом минералов конкретных геологических объектов», полагая, что факторы минералообразования, как *внешние*, так и *внутренние* (в полном соответствии с приведенным в качестве эпиграфа положением А.Е. Ферсмана), многообразны и сочетания их на конкретных геологических объектах разного масштаба различны (Боруцкий, 1986; 1988; 1997). Так, конкретизируя приведенный выше пример с нефелином, мы полагаем, что при сопоставлении различных типов пород Хибинского массива нефелиновых сиенитов, мельтейгит-уртитов, ювитов и рисчорритов мы будем искать типоморфные различия прежде всего в химическом составе породообразующего нефелина, при рассмотрении нефелиновых порфиров — сравнивать состав нефелина порфировых вкрапленников и основной массы, а для тел меньшего масштаба, например, отдельных пегматитовых жил или апатит-нефелиновых руд разной структуры и т.п. — выявлять изменение состава нефелина в зо-

¹ — Не лишне напомнить, что высокотемпературные фазы могут метастабильно кристаллизоваться в полях устойчивости низкотемпературных фаз, но низкотемпературные — не образуются при высокой температуре. Например, при низком давлении кристобалит при 1470°C переходит в тридимит, тридимит — при 870°C — в высокотемпературный α -кварц, а он при 573°C — в низкотемпературный β -кварц, но глобулы кристобалита и тридимита обычны в опалах. Метастабильный высокотемпературный калиевый санидин образуется в альпийских жилах и других низкотемпературных гидротермальных образованиях в виде адуляра, причем нередко он характеризуется даже более высоким неупорядоченным Si/Al-распределением, чем санидин в вулканитах.

нах роста кристаллов. *Внешние* и *внутренние* факторы минералообразования по разному отражаются в типоморфных особенностях минералов. *Внешние* факторы — геологические, термодинамические и кинетические, определяют связь кристаллизующегося минерала с окружающей средой: достижение равновесности, закономерности роста минеральных индивидов, химический состав минерала и спектр вовлекаемых в его состав микропримесей и т.д., а также изменение морфологии и свойств минерала в геологическом времени в посткристаллизационных условиях при изменении параметров минералосохраняющей среды, фазовые превращения в минерале, метаморфизм и метасоматические замещения под влиянием поздних растворов, эволюционирующих при изменении геологической обстановки. *Внутренние* факторы — возможности кристаллической структуры минерала: своеобразный «намордник», сдерживающий неограниченность химического разнообразия в минерале при данных условиях и (если это возможно) приспособляющийся к возможным химическим и физико-химическим изменениям минералосохраняющей среды. Совершенно очевидно, что рассматриваться эти факторы должны совместно, во взаимодействии, и невозможно противопоставлять или рассматривать что-либо одно — только типохимизм или структурный типоморфизм. В настоящее время и, особенно в отношении минералов переменного состава с переменной структурой (МПСПС), типичным примером которых являются эвдиалит-эвколиты, логично обсуждать и исследовать «структурно-химический» (кристаллохимический) их типоморфизм.

Особенности типоморфизма минералов переменного состава с переменной структурой

В предыдущем очерке (Боруцкий, 2008) автор приводил аргументы против необоснованного, с его точки зрения, «размножения» эвдиалита на несколько десятков самостоятельных минеральных видов. Эвдиалит рассматривается нами как один вид — *минерал переменного состава с переменной структурой (МПСПС)*. Отличительной его особенностью является цеолитоподобный характер сложнейшей кристаллической структуры, допускающей совместное вхождение большого числа компонентов (как правило, микропримесей) в разные структурные позиции, не меняющее, однако, индивидуальности эвдиалита в минералообразующих

процессах как кальциево-натриевого цирконосиликата со своим полем стабильности, хотя при этом естественно происходят внутрискруктурные перестройки — смещение координат атомов, изменение конфигурации координационных многогранников, статистическое заселение позиций с их «расщеплением», приводящее к изменению локальной (и в итоге, общей) симметрии. По нашему мнению, «размножение» это носит в основном спекулятивный характер, хотя и основывается на принятых КНМНК ММА (Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной минералогической ассоциации) рекомендациях, допускающих утверждение нового вида в случае, если содержание какого-либо компонента в какой-либо выделенной структурной позиции является доминантным, то есть хотя бы чуть-чуть превышает 50 отн.%, независимо от суммарного его содержания в минерале (даже, если оно не превышает 1–5 мас.%). При таком формальном подходе почти все вариации в химическом составе эвдиалита заменяются самостоятельными видовыми названиями.

С точки зрения исследований типоморфизма все эти «новорожденные» эвдиалитовые минералы логичнее рассматривать как разновидности эвдиалита. Тогда не нужно «ломать голову», что хорошо известный исследователям *калиевый* (точнее — *калийсодержащий*) *эвдиалит* теперь следует называть *расцветаевитом*, *Nb-содержащий эвколит* — *кентбрукситом*, *W-содержащий* — *хомяковитом*, *Sr-содержащий* — *тасекитом*, а про *Ta-содержащий эвдиалит* следует помолчать, так как его содержание не является доминантным в позиции с кратностью 3, в отличие от Nb и W, которым больше «повезло», ибо они входят в позицию с кратностью 1. Своевременно напомнить также, что под *эвколитом* исторически понимают разновидность эвдиалита, обогащенную рядом тяжелых многовалентных катионов, вхождение которых вызывает максимальное искажение структуры с исчезновением центра симметрии, что сопровождается возрастанием плотности, показателей преломления, сменной оптически-положительного знака на отрицательный, появлением пьезоэффекта, изменением окраски. В природе нередко наблюдается *эвколитизация* эвдиалита, а также последующее переотложение эвколита в виде новообразований.

Исследования типоморфизма минералов должны быть направлены не только на констатацию факта наличия тех или иных отличий

чительных особенностей, но и на выяснение причин этих различий. В эвдиалит-эвколитах примесь одного и того же компонента нередко устанавливается одновременно в разных структурных позициях. Например, в *кентбруксите REE* входят в натриевую позицию $N(4)$ и в кальциевое кольцо $M(1)$, а Mn — в $M(1)$ и в «железную» позицию $M(2)$, в *карбокентбруксите* Mn также входит в позиции $M(1)$ и $M(2)$, а Ca — в позиции $M(1)$, $N(2)$ и $N(3)$. Почему это происходит именно так? В таблице 1 предыдущего очерка (Боруцкий, 2008) таких примеров много. С другой стороны, в одну и ту же «железную» позицию $M(2)$ в *низкожелезистом эвдиалите* одновременно статистически могут войти 4Na (Na-«квадрат» Na4b), 5Na (Na-полуоктаэдр Na4a), ${}^5Fe^{3+}$ и 5Mn (пятивершинники), и 6Nb и 6Ti (октаэдры), в *алуайвите* — натрий в трёх разных модифицированных вариантах: ${}^4Na(11)$ («квадрат») и ${}^7Na(12)$ и ${}^7Na(13)$ (семивершинники), в *гиперциркониевом эвдиалите* — 6Zr (октаэдр), в *Mn,Na-упорядоченном эвдиалите* — ${}^4Fe^{2+}$ («квадрат») и $[{}^5Zr, {}^5Na]$ и $[{}^5Ti, {}^5Nb]$ в двух типах пятивершинников $M(2a)$ и $M(2b)$, в *Ca,Fe-упорядоченном эвдиалите* — 4Zr («квадрат» $M(2,4)$), 5Mn (пятивершинник $M(2,5a)$) и 5Na (пятивершинник $M(2,5b)$), в *высокотанталовом эвдиалите* — 4Ta («квадрат») или 6Ta (октаэдр) и 5Fe (пятивершинник). Почему возможны такие видоизменения? Кристаллографы не дают пока ответа на эти вопросы — их больше соблазняет возможность зарегистрировать данные структурные расщифровки как новые минеральные виды.

Нам представляется, что, если говорить об успехах *структурного* типоморфизма (Расцветаева, Чуканов, 2006; Расцветаева, 2007), то прежде чем выявлять «тесную связь тонких особенностей кристаллической структуры минерала с условиями его образования», следовало бы попытаться понять и объяснить данные структурные механизмы. Почему в природе образуются такие громоздкие и сложные соединения, как *МПСПС*, и в частности эвдиалит-эвколит, включающий в себя в виде примесей до трети химических элементов Периодической таблицы Д.И. Менделеева, а не происходит распад данной струк-

туры на ряд более простых по составу и, казалось бы, более равновесных минералов? Мы уверены, что ответ на эти вопросы нужно искать в комплексном рассмотрении уникальной эвдиалитовой кристаллической структуры, в рассмотрении эвдиалита как единого сложного минерала.

Типоморфизм эвдиалит-эвколитов в Хибинском массиве

Как бы то ни было, но вариации химического состава эвдиалит-эвколитов могут быть чутким индикатором при сопоставлении различных типов пород и других геологических образований и способствовать решению спорных генетических вопросов. Только не следует забывать, что исследование типоморфизма минералов — это исследование, проводимое в тесной связи со всем комплексом геолого-петролого-геохимических данных о конкретном геологическом объекте, и получаемые данные и выводы всё более и более детализируются по мере совершенствования методов анализа, статистического их накопления и прогресса в понимании природы и геологической истории изучаемых образований. Рассмотрим это на примере Хибинского щелочного массива на Кольском полуострове.

Первые работы по типоморфизму хибинских эвдиалит-эвколитов проведены еще сотрудниками экспедиций А.Е. Ферсмана (Костылева, 1929; 1936; Минералы Хибинских..., 1937). Наиболее детально тогда были изучены эвдиалиты из пегматитов в нефелиновых сиенитах. Вывод — в зоне хибинитов характерны натриевые эвдиалиты, а в зоне фойяитов — обогащенные Ca , Fe и Mn эвколиты. Еще более определенным вывод о соответствии состава эвдиалита составу вмещающих пород был сделан в отношении массивов в целом — в более натриевых породах Ловозера распространен собственно эвдиалит, а в относительно обогащенных кальцием породах Хибин — эвколит. Данный вывод в отношении эвдиалита хибинитов и фойяитов позже был подтвержден И.П. Тихоненковым (1963).

Таблица 1. Средние содержания редких элементов в хибинских эвдиалитах, по В.Г. Фекличеву (1973) (мас.%)

Породы	Li_2O	BaO	TR_2O_3	TR_V/TR_{Ce}	Nb_2O_5	Be	Ga	Sc_2O_3
Хибиниты	0.001	0.03	0.62	0.069	0.59	0.0001	0.0004	0.003
Ийолит-уртиты	0.002	—	0.23	0.260	0.12	0.0001	0.0004	0.001
Рисчорриты Поачвумчоррского типа	0.003	0.38	0.25	0.145	0.61	0.0005	0.0006	0.008
Рисчорриты Юкспорского типа	0.001	0.01	2.88	0.041	1.78	0.0024	0.0002	0.004
Фойяиты	0.002	0.12	2.24	0.041	1.76	0.0009	0.0008	0.011

Заметный прогресс в изучении типоморфизма хибинских эвдиалитов связан с именем В.Г. Фекличева (1973), рассмотревшим особенности распределения в них Zr, Hf, Nb, Ta, Sr, REE, Be, Ga, Sc, Ba, Li, причем использовалась более детальная геологическая основа расчленения пород в Хибинском массиве. Согласно этим данным, содержания одних редких элементов широко и закономерно варьируют в пределах одного и того же комплекса, например, Ta₂O₅ (0.018 ÷ 1.027, причем в эвдиалите из альбититов в фойяитах найдено аномальное его содержание 1.61%), другие, такие как ZrO₂, HfO₂ и SrO, распределены примерно равномерно, а третьи — типоморфны для эвдиалитов из разных комплексов (табл. 1). Так, для хибинитов характерно минимальное содержание Be в эвдиалите, для ийолит-уртитов и рисчорритов Поачвумчоррского типа — минимальное содержание Nb₂O₅ и REE и максимальная иттриевость, а для фойяитов и рисчорритов Юкспорского типа — максимальное содержание Nb₂O₅ и REE и максимальная цериевость этого минерала. В отношении поведения REE и Y это согласуется с данными, полученными нами (Варшал и др., 1967; Боруцкий и др., 1975): максимальные содержания Σ REE и цериевых земель были установлены в эвдиалите нефелиновых сиенитов (в фойяитах больше, чем в хибинитах), а минимальные — в эвдиалите рисчорритов, ийолит-уртитов и в пегматитах в апатит-нефелиновых породах, что прямо противоположно вариациям в содержании иттрия и иттриевых земель.

В.Г. Фекличевым (1975) проведено также минералогическое картирование в районе озер Большой и Малый Вудьявр, где обнажаются выходы большинства типов пород массива, по типоморфным свойствам эвдиалита: среднему показателю преломления ($n_o + n_e$)/3, оптическому знаку и окраске. Из 124 исследованных образцов 17 приходилось на долю грубозернистых трахитоидных хибинитов, 50 — на среднезернистые трахитоидные хибиниты, 9 — на мельтейгит-уртиты, 17 — на рисчорриты и 19 — на фойяиты. Установлено, что для грубозернистых хибинитов характерны коричневые эвдиалиты с повышенным светопреломлением (1.611 — 1.612), для трахитоидных хибинитов — красные с более низким светопреломлением (1.609 — 1.610), для мельтейгит-уртитов и рисчорритов Поачвумчоррского типа — малиново-розовые с самым низким светопреломлением (1.606 — 1.608 и менее 1.605), а для фойяитов — вновь коричнево-красные со

средним и высоким светопреломлением (1.611 — 1.614 и более 1.616).

Вернемся еще раз к затронутым выше «формальному» и «конкретному» подходам к изучению типоморфизма минералов. Максимально возможная конкретизация при петролого-геохимических исследованиях — сопоставление химического состава, структуры и свойств минерала из разных геолого-петрологических комплексов массива. При этом обычно «выхолащиваются» более конкретные детали, так как петрологи и геохимики, как правило, не учитывают минералогические данные. Нередко проводятся еще более широкие обобщения или укрупнения в угоду исповедуемым петрогенетическим методологиям и схемам. Так, многие исследователи воспринимают Хибинский массив, как *единое целое*, как единую закрытую кристаллизовавшуюся от периферии к центру магматическую систему, в которой происходила лишь кристаллизационная или гравитационно-кристаллизационная дифференциация щелочного расплава (Галахов, 1975). При её описании петрологи вычисляют *усредненный* состав хибинской магмы до её дифференциации (Кухаренко и др., 1968), определяют *средний* возраст массива (Когарко и др., 1981), говорят о едином процессе минералообразования в массиве в целом, обусловленном волнообразным изменением щелочности и возрастанием к концу процесса относительной кислотности (Хомяков, 1990). А.П. Хомяков (1990) допускает даже объединение Хибинского и Ловозерского массивов в единый «Хибино-Ловозерский комплекс».

Всё это сказывается и на методологии работ по типоморфизму эвдиалитов. Особенно обидно, когда к этому причастны минералоги. Так, в недавно изданной на английском языке, прекрасно иллюстрированной монографии В.Н. Яковенчук с соавторами (Yakovenchuk *et al.*, 2005) объединяют все типы нефелиновых сиенитов Хибинского массива в один, называя их, очевидно, в угоду петрологам *фойяитами*, после чего разбивают тридцатикилометровый радиальный разрез через Хибины на 6 статистических интервалов, анализируя изменение в эвдиалитах соотношений Si/(Si + Nb), Fe/(Fe + Mn) и Ca/(Ca + REE). В результате делается формальный вывод, что от периферии массива к его центру уменьшается содержание Na, REE, Sr, Fe, Nb и Cl, но при этом вблизи «центральной дуги» возрастают содержания Mn, Zr и Nb, и появляются эвдиалит-Mn, феррокентбруксит и икранит, а для уртитов и рисчорритов самой «центральной дуги» типичен эвди-

алит-Fe. Причины такой тенденции не обсуждаются.

В настоящее время исследования типоморфизма минералов должны проводиться на более надежной фактологической и методологической основе. Поведение минералов, как и пород, в которых они существуют, не заканчивается с их кристаллизацией. Как правило, они претерпевают длительную геологическую историю, могут образоваться в несколько стадий, менять свой химический состав и структуру при изменении параметров минералообразующей и минералосохраняющей среды, испытывать метасоматические замещения и посткристаллизационные превращения. Эвдиалит не является исключением, и это естественно отражается в его типоморфных свойствах.

В отличие от А.Н. Когарко (1977), рассматривающий эвдиалит как магматический минерал, кристаллизовавшийся из щелочной апаитовой магмы (Когарко и др., 1980; 1981₂) — сухой (хотя в принципе, её же эксперименты показывают, что в таком расплаве может раствориться более 10% воды), высокотемпературной 1000–800°C (хотя интервал между ликвидусом и солидусом может достигать нескольких сот градусов), в восстановительных условиях, мы полагаем, что данный минерал в характерном парагенезисе с энigmatитом, ринкитом, лампрофиллитом и эгирином (в составе которого существенно преобладает Fe^{3+}) и микроклином (который не может образоваться выше 500–550°C) кристаллизуется в позднюю, автосоматическую, относительно низкотемпературную стадию формирования нефелиновых сиенитов и их пегматитов, то есть при активном участии щелочных растворов. На этом процесс естественно не останавливается, и в низкотемпературную стадию эвдиалит *эволюционирует*. Детали этого процесса были рассмотрены нами ранее (Боруцкий, 2008), и мы не будем здесь повторяться.

В отличие от И.В. Пекова (2001), постулирующего смену натриевого режима щелочности калиевым на заключительных стадиях эволюции апаитовых щелочных комплексов, мы неоднократно демонстрировали, что, по крайней мере в Хибинах, калиевые высокощелочные парагенезисы с адуляровидным ортоклазом и кальситом и редкими ультращелочными существенно-калиевыми акцессорными минералами формируются в результате инфильтрационного метасоматического воздействия отщепленных от нефелин-сиенитовой магмы флюидов на контрастные по составу высокоосновные

породы «центральной дуги» (мельтейгит-уртиты), захваченные внутри массива в виде огромного реликта. Резкое возрастание активности калия при этом, в соответствии с принципом Д.С. Коржинского (1955; 1993), по-видимому, обусловлено кислотнo-основным взаимодействием флюидов с замещающей матрицей и варьирует в зависимости от температуры и достижения равновесия метасоматических реакций. Соглашаясь в принципе с тенденцией волнообразного изменения щелочности и возрастания к концу процесса относительной кислотности, рассматривавшейся А.П. Хомяковым (1990), мы, тем не менее, настаиваем на конкретности изучения этого явления в разных образованиях, показывая, что в случае эвдиалитов оно приводит к существенно различным результатам (Агеева, 1999; 2002; Агеева и др., 2002₂; 2002₃; Азарова, 2005).

Обсуждая те или иные конкретные вопросы геологии, петрологии и минералогии Хибинского массива, мы постоянно сталкиваемся с фактом, что наша концепция о геологической его истории, понимании природы и условиях формирования его пород недостаточно известна. Скорее всего это происходит потому, что петрологи либо не читают минералогическую литературу, либо не понимают вескости и надёжности минералогических индикаторов для решения собственных петрологических проблем.

Мы рассматриваем Хибины как сложный *вулканоплутонический* комплекс, сформировавшийся в виде последовательных кальдер проседания, выполненных нефелин-сиенитовой магмой, захватившей большое количество реликтов и ксенолитов вмещающих пород архейско-протерозойской рамы (гранито-гнейсов и зеленых сланцев) и палеозойских вулканитов (варьирующих по составу от щелочных пикритов, авгит-порфиритов, меллититов до фонолитов и ромбен-порфиров), а также древних разгнейсованных мелко-среднезернистых дифференцированных мельтейгит-уртитов. Породы реликтов и ксенолитов в той или иной степени подвержены метаморфизму, сиенитизации и фенитизации под воздействием флюидов, отщепленных от нефелин-сиенитовой магмы. Наиболее интенсивны эти процессы в районе так называемой «центральной дуги» массива, где реликты мелко-среднезернистых мельтейгит-уртитов превращены в гигантозернистые апаитовые метасоматиты (фениты) малинитового, уртитового, ювитового и нефелин-сиенитового (рисчорриты) состава, существенно обогащенные калием (Минерало-

гия Хибинского..., 1978; Боруцкий и др., 1978; 1980; Боруцкий, 1988; 1997). Преобразованные породы «центральной дуги», очевидно, находятся в наиболее опущенной, раздробленной и прогретой части массива и, кроме того, отличаются наибольшей основностью среди прочих реликтов, в частности в сравнении с породами «западной дуги» (табл. 2), что способствует повышению активности наиболее основных компонентов во флюидных растворах. Наиболее основной замещаемый субстрат соответствует мелкозернистым уртам, приуроченным к средней части разреза дифференцированных пород. Именно так формируются грубозернистые уртиты, подстилающие апатито-нефелиновые рудные залежи. Относительное обогащение нефелина калием указывает на существенное возрастание роли этого элемента в минералообразующей системе. В ходе фенитизации флюидные растворы эволюционируют в сторону приближения их состава к составу нефелиновых сиенитов. В соответствии с этим возрастает роль кремния, и формирующиеся лейкократовые метасоматиты видоизменяются в направлении: уртит → полевошпатовый уртит → ювит → рисчоррит, а меланократовые метасоматиты — в направлении: полевошпатовый ийолит → малиннит. Минералогически, прежде всего, это выражается сначала в замещении нефелина кальсилитом (Агеева, Боруцкий, 2004), а затем — нефелина и пироксена структурно-неупорядоченным адуляровидным ортоклазом (Минералогия Хибинского..., 1978; Боруцкий, 1988; 1997).

Таким образом, возвращаясь к проблеме типоморфизма эвдиалит-эвколитов, мы видим, что она теснейшим образом связана с изменением режима щелочности минералообразующих растворов и перераспределением входящих в их состав компонентов в соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия Д.С. Коржинского (1955; 1993).

Типоморфизм эвдиалита в породах «центральной дуги» Хибинского массива

Из упомянутых выше работ (Расцветаева, Чуканов, 2006; Расцветаева, 2007) мы узнаем, что А.П. Хомяков с соавторами *установили*, что «образование расцветаевита в Хибинском массиве осуществлялось путем *твердофазной трансформации эвдиалита под влиянием процессов калиевого метасоматоза*» (*курсив наш*). «К настоящему времени наряду с описанным выше голотипом расцветаевита

аналогичные по составу высококалиевые эвдиалиты, содержащие более 5–6% K_2O , выявлены (Хомяков и др., 2006) в нескольких районах Хибинского массива в породах пойкилитовых нефелиновых сиенитов (рисчорритов). Их обнаружение представляет несомненный интерес для понимания особенностей типоморфизма минералов калия в Хибинском массиве». Это заявление нас удивило, так как нам не были известны какие-либо работы А.П. Хомякова по типоморфизму эвдиалита и он никогда не высказывался в поддержку нашей концепции о метасоматическом генезисе рисчорритов Хибинского массива (Минералогия Хибинского..., 1978; Боруцкий и др., 1978; 1980; Боруцкий, 1988; 1997). И теперь оказывается, А.П. Хомяков с соавторами, *установили* метасоматический генезис *калиевого эвдиалита* в рисчорритах, стратегически «замаскированного» ими под *расцветаевит*.

Поскольку приведенный выше текст, хотя и «перефразирован», но показался нам знакомым, пришлось обратиться к статье о расцветаевите (Хомяков и др., 2006). Там (к чести её авторов) отыскивались ссылки на работы О.А. Агеевой (Агеева, 1999; Агеева и др., 2002), откуда эти мысли позаимствованы. Не правильнее ли было бы напрямую сослаться на диссертацию О.А. Агеевой (2002), целиком посвященную проблеме минералообразования и типоморфизму минералов рисчорритов, а также на другие работы, обсуждающие генетические особенности и типоморфизм хибинских эвдиалитов в породах «центральной дуги» (Агеева и др., 2002; Азарова, 2005), чем «приписывать» этот вывод А.П. Хомякову?

Как уже упоминалось в предыдущем разделе, в соответствии с нашей концепцией, рисчорриты формируются на конечной стадии фенитизации, в последовательности: грубозернистый уртит → полевошпатовый уртит → ювит → рисчоррит. Минералогия акцессорных минералов в этих метасоматитах, и в том числе эвдиалитов детально исследована О.А. Агеевой (1999; 2002). Морфологически среди минералов выделены два типа: метасоматически замещаемые реликты изменяемого субстрата и новообразования — то есть продукты их перекристаллизации. Сохранение реликтов, в общем, указывает на неравновесность процесса инфильтрационного метасоматоза, опережение скорости течения растворов относительно скорости достижения равновесия химических реакций. Именно это и позволяет проследить последовательность преобразований в эвдиа-

Таблица 2. Петрохимические формулы пород Хибинского массива и рассчитанные для них показатели общей основности $\Delta Z_{298\text{K}}^{\text{H}_2\text{O}}$ по методу А.А. Маракушева (1979)

№	Породы	Формула	$\Delta Z_{298\text{K}}^{\text{H}_2\text{O}}$
<i>Нефелиновые сиениты:</i>			
1	Хибиниты (40 ан.)	$\text{K}_{2,44}\text{Na}_{5,31}\text{Ca}_{0,55}\text{Sr}_{0,02}\text{Mg}_{0,28}\text{Mn}_{0,06}\text{Fe}_{0,78}^{2+}\text{Fe}_{0,51}^{3+}\text{Ti}_{0,24}\text{Al}_{7,22}\text{Si}_{16,06}\text{P}_{0,03}\text{O}_{49,87}\text{F}_{0,13}$	3.60
2	Лявочорриты (32 ан.)	$\text{K}_{2,34}\text{Na}_{5,40}\text{Ca}_{0,74}\text{Sr}_{0,04}\text{Ba}_{0,01}\text{Mg}_{0,33}\text{Mn}_{0,08}\text{Fe}_{0,77}^{2+}\text{Fe}_{0,42}^{3+}\text{Ti}_{0,32}\text{Nb}_{0,03}\text{Al}_{7,27}\text{Si}_{15,79}\text{P}_{0,05}\text{C}_{0,11}\text{O}_{49,86}\text{F}_{0,14}$	3.69
3	Луавриты (12 ан.)	$\text{K}_{2,96}\text{Na}_{4,79}\text{Ca}_{1,15}\text{Mg}_{0,73}\text{Mn}_{0,06}\text{Fe}_{1,13}^{2+}\text{Fe}_{0,74}^{3+}\text{Ti}_{0,55}\text{Al}_{6,32}\text{Si}_{15,63}\text{P}_{0,04}\text{O}_{50,00}$	3.97
4	Фойяиты (17 ан.)	$\text{K}_{2,15}\text{Na}_{5,32}\text{Ca}_{0,44}\text{Sr}_{0,01}\text{Ba}_{0,02}\text{Mg}_{0,25}\text{Mn}_{0,04}\text{Fe}_{0,51}^{2+}\text{Fe}_{0,41}^{3+}\text{Ti}_{0,17}\text{Al}_{7,33}\text{Si}_{16,30}\text{P}_{0,06}\text{C}_{0,15}\text{O}_{49,93}\text{F}_{0,07}$	3.34
<i>Мельтейгит-уртиты дифференцированного комплекса «центральной дуги»:</i>			
	В целом (109 ан.)*	$\text{K}_{1,71}\text{Na}_{6,46}\text{Ca}_{2,36}\text{Mg}_{1,29}\text{Mn}_{0,07}\text{Fe}_{1,02}^{2+}\text{Fe}_{1,22}^{3+}\text{Ti}_{0,74}\text{Al}_{6,74}\text{Si}_{13,79}\text{P}_{0,20}\text{O}_{50,00}$	4.75
5	Ийолиты среднезернистые мезократовые верхней толщи (21 ан.)*	$\text{K}_{1,78}\text{Na}_{6,51}\text{Ca}_{2,10}\text{Mg}_{1,12}\text{Mn}_{0,07}\text{Fe}_{0,95}^{2+}\text{Fe}_{1,23}^{3+}\text{Ti}_{0,71}\text{Al}_{6,58}\text{Si}_{14,00}\text{P}_{0,18}\text{O}_{50,00}$	4.62
6	Ийолиты мелкозернистые мезократовые сфеновые верхней толщи (9 ан.)*	$\text{K}_{1,71}\text{Na}_{6,54}\text{Ca}_{2,14}\text{Mg}_{1,14}\text{Mn}_{0,06}\text{Fe}_{0,96}^{2+}\text{Fe}_{1,27}^{3+}\text{Ti}_{0,81}\text{Al}_{7,07}\text{Si}_{13,49}\text{P}_{0,20}\text{O}_{50,00}$	4.68
7	Ийолиты мелко-среднезернистые мезократовые средней толщи (21 ан.)*	$\text{K}_{1,62}\text{Na}_{6,19}\text{Ca}_{2,51}\text{Mg}_{1,55}\text{Mn}_{0,06}\text{Fe}_{1,00}^{2+}\text{Fe}_{1,18}^{3+}\text{Ti}_{0,61}\text{Al}_{6,26}\text{Si}_{14,15}\text{P}_{0,13}\text{O}_{50,00}$	4.67
8	Трахитоидные уртиты рас- слоенных пачек средней толщи (16 ан.)*	$\text{K}_{1,83}\text{Na}_{7,23}\text{Ca}_{1,86}\text{Mg}_{0,84}\text{Mn}_{0,05}\text{Fe}_{0,86}^{2+}\text{Fe}_{1,04}^{3+}\text{Ti}_{0,59}\text{Al}_{8,20}\text{Si}_{13,20}\text{P}_{0,16}\text{O}_{50,00}$	5.05
9	Мельтейгиты расслоенных пачек средней толщи (17 ан.)*	$\text{K}_{0,75}\text{Na}_{3,55}\text{Ca}_{4,73}\text{Mg}_{2,71}\text{Mn}_{0,13}\text{Fe}_{2,39}^{2+}\text{Fe}_{2,41}^{3+}\text{Ti}_{1,33}\text{Al}_{3,04}\text{Si}_{12,70}\text{P}_{0,67}\text{O}_{50,00}$	3.91
10	Ийолиты среднезернистые мезократовые нижней толщи (10 ан.)*	$\text{K}_{1,62}\text{Na}_{6,25}\text{Ca}_{2,64}\text{Mg}_{1,43}\text{Mn}_{0,08}\text{Fe}_{0,91}^{2+}\text{Fe}_{1,19}^{3+}\text{Ti}_{0,81}\text{Al}_{6,49}\text{Si}_{13,73}\text{P}_{0,16}\text{O}_{50,00}$	4.72
11	Ийолиты мелкозернистые меланократовые сфеновые нижней толщи (15 ан.)*	$\text{K}_{1,75}\text{Na}_{6,69}\text{Ca}_{2,29}\text{Mg}_{1,17}\text{Mn}_{0,05}\text{Fe}_{1,02}^{2+}\text{Fe}_{1,04}^{3+}\text{Ti}_{0,79}\text{Al}_{7,26}\text{Si}_{13,32}\text{P}_{0,23}\text{O}_{50,00}$	4.57
<i>Аптитовые метасоматиты:</i>			
12	Массивные грубозерни- стые уртиты (91 ан.)*	$\text{K}_{1,94}\text{Na}_{6,89}\text{Ca}_{1,72}\text{Mg}_{0,54}\text{Mn}_{0,05}\text{Fe}_{0,67}^{2+}\text{Fe}_{0,82}^{3+}\text{Ti}_{0,44}\text{Al}_{8,22}\text{Si}_{13,48}\text{P}_{0,46}\text{O}_{50,00}$	4.73
13	Ювиты (107 ан.)*	$\text{K}_{3,4}\text{Na}_{5,97}\text{Ca}_{1,32}\text{Mg}_{0,54}\text{Mn}_{0,05}\text{Fe}_{0,63}^{2+}\text{Fe}_{0,76}^{3+}\text{Ti}_{0,48}\text{Al}_{7,87}\text{Si}_{14,26}\text{P}_{0,20}\text{O}_{50,00}$	4.73
14	Ювиты (39 ан.)**	$\text{K}_{2,73}\text{Na}_{5,96}\text{Ca}_{1,16}\text{Sr}_{0,03}\text{Ba}_{0,01}\text{Mg}_{0,63}\text{Mn}_{0,04}\text{Fe}_{0,77}^{2+}\text{Fe}_{0,77}^{3+}\text{Ti}_{0,51}\text{Al}_{7,96}\text{Si}_{14,41}\text{P}_{0,14}\text{C}_{0,15}\text{O}_{49,83}\text{F}_{0,15}$	4.42
15	Рисчорриты (46 ан.)*	$\text{K}_{3,65}\text{Na}_{4,63}\text{Ca}_{0,51}\text{Mg}_{0,31}\text{Mn}_{0,04}\text{Fe}_{0,70}^{2+}\text{Fe}_{0,57}^{3+}\text{Ti}_{0,30}\text{Al}_{7,65}\text{Si}_{15,65}\text{P}_{0,07}\text{O}_{50,00}$	4.03
16	Рисчорриты (98 ан.)**	$\text{K}_{4,16}\text{Na}_{4,24}\text{Ca}_{0,51}\text{Sr}_{0,02}\text{Ba}_{0,02}\text{TR}_{0,02}\text{Mg}_{0,27}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{2,03}^{2+}\text{Fe}_{2,03}^{3+}\text{Ti}_{0,23}\text{Zr}_{0,05}\text{Al}_{7,84}\text{Si}_{15,50}\text{P}_{0,05}\text{C}_{0,09}\text{O}_{49,91}\text{F}_{0,09}$	4.15
17	Кальсилитсодержащие рисчорриты (эпидейцито- феры?) (3 ан.)	$\text{K}_{6,70}\text{Na}_{1,96}\text{Ca}_{0,22}\text{Sr}_{0,00}\text{Ba}_{0,00}\text{Mg}_{0,06}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}_{0,24}^{2+}\text{Fe}_{0,49}^{3+}\text{Ti}_{0,10}\text{Al}_{8,32}\text{Si}_{15,86}\text{O}_{50,00}$	5.64
<i>Вулканисты «западной дуги»:</i>			
18	Пикрит-порфириты (2 ан.)	$\text{K}_{0,28}\text{Na}_{1,56}\text{Ca}_{3,36}\text{Sr}_{0,02}\text{Mg}_{8,91}\text{Mn}_{0,06}\text{Fe}_{3,31}^{2+}\text{Fe}_{0,96}^{3+}\text{Ti}_{1,31}\text{Zr}_{0,01}\text{Al}_{1,75}\text{Si}_{13,04}\text{P}_{0,22}\text{C}_{0,06}\text{O}_{49,79}\text{F}_{0,21}$	3.81
19	Пироксениты (2 ан.)	$\text{K}_{0,68}\text{Na}_{0,76}\text{Ca}_{4,34}\text{Sr}_{0,02}\text{Mg}_{8,26}\text{Mn}_{0,07}\text{Fe}_{2,23}^{2+}\text{Fe}_{2,15}^{3+}\text{Ti}_{1,31}\text{Zr}_{0,01}\text{Al}_{1,66}\text{Si}_{12,70}\text{P}_{0,19}\text{C}_{0,06}\text{O}_{49,77}\text{F}_{0,23}$	3.89
20	Мельтейгиты (2 ан.)	$\text{K}_{0,86}\text{Na}_{1,36}\text{Ca}_{5,59}\text{Sr}_{0,05}\text{Ba}_{0,02}\text{Mg}_{5,78}\text{Mn}_{0,06}\text{Fe}_{1,59}^{2+}\text{Fe}_{1,93}^{3+}\text{Ti}_{1,29}\text{Zr}_{0,01}\text{Al}_{2,13}\text{Si}_{13,10}\text{P}_{0,28}\text{C}_{0,10}\text{O}_{49,68}\text{F}_{0,32}$	4.05
21	Мелилитит	$\text{K}_{0,41}\text{Na}_{1,24}\text{Ca}_{9,50}\text{Sr}_{0,07}\text{Ba}_{0,02}\text{Mg}_{4,54}\text{Mn}_{0,10}\text{Fe}_{1,94}^{2+}\text{Fe}_{3,84}^{3+}\text{Ti}_{1,75}\text{Zr}_{0,01}\text{Al}_{1,93}\text{Si}_{9,79}\text{P}_{0,45}\text{C}_{0,07}\text{O}_{49,58}\text{F}_{0,42}$	5.10
22	Мелилитовый пикрит	$\text{K}_{0,18}\text{Na}_{1,15}\text{Ca}_{6,52}\text{Sr}_{0,04}\text{Ba}_{0,01}\text{Mg}_{11,47}\text{Mn}_{0,12}\text{Fe}_{1,47}^{2+}\text{Fe}_{2,92}^{3+}\text{Ti}_{0,72}\text{Al}_{1,23}\text{Si}_{10,91}\text{P}_{0,03}\text{C}_{0,08}\text{O}_{49,87}\text{F}_{0,13}$	5.72
23	Авгитит-порфириты (3 ан.)	$\text{K}_{0,96}\text{Na}_{2,53}\text{Ca}_{2,90}\text{Sr}_{0,04}\text{Ba}_{0,01}\text{Mg}_{4,07}\text{Mn}_{0,07}\text{Fe}_{2,22}^{2+}\text{Fe}_{1,99}^{3+}\text{Ti}_{1,23}\text{Al}_{3,96}\text{Si}_{14,12}\text{P}_{0,20}\text{C}_{0,13}\text{O}_{49,58}\text{F}_{0,42}$	3.25
24	Нефелиниты (2 ан.)	$\text{K}_{1,12}\text{Na}_{3,19}\text{Ca}_{2,43}\text{Sr}_{0,09}\text{Ba}_{0,03}\text{Mg}_{2,17}\text{Mn}_{0,14}\text{Fe}_{1,91}^{2+}\text{Fe}_{1,05}^{3+}\text{Ti}_{1,22}\text{Al}_{5,09}\text{Si}_{13,74}\text{P}_{0,30}\text{C}_{0,11}\text{O}_{49,23}\text{F}_{0,75}$	3.90
25	Полевошпатовые нефели- ниты (4 ан.)	$\text{K}_{1,94}\text{Na}_{4,04}\text{Ca}_{1,13}\text{Sr}_{0,07}\text{Ba}_{0,02}\text{Mg}_{1,17}\text{Mn}_{0,10}\text{Fe}_{1,64}^{2+}\text{Fe}_{0,76}^{3+}\text{Ti}_{0,65}\text{Zr}_{0,05}\text{Al}_{6,54}\text{Si}_{14,85}\text{P}_{0,20}\text{C}_{0,16}\text{O}_{49,60}\text{F}_{0,40}$	3.22
26	Нефелиновые мелафано- литы (3 ан.)	$\text{K}_{1,35}\text{Na}_{5,51}\text{Ca}_{0,59}\text{Sr}_{0,08}\text{Ba}_{0,03}\text{Mg}_{0,54}\text{Mn}_{0,07}\text{Fe}_{0,74}^{2+}\text{Fe}_{0,53}^{3+}\text{Ti}_{0,33}\text{Zr}_{0,04}\text{Al}_{7,60}\text{Si}_{15,51}\text{P}_{0,10}\text{C}_{0,15}\text{O}_{49,76}\text{F}_{0,24}$	3.21
27	Ромбен-порфиры (4 ан.)	$\text{K}_{2,81}\text{Na}_{3,82}\text{Ca}_{0,46}\text{Sr}_{0,02}\text{Ba}_{0,01}\text{Mg}_{0,46}\text{Mn}_{0,08}\text{Fe}_{0,59}^{2+}\text{Fe}_{0,57}^{3+}\text{Ti}_{0,32}\text{Zr}_{0,05}\text{Al}_{6,55}\text{Si}_{16,60}\text{P}_{0,11}\text{C}_{0,09}\text{O}_{49,81}\text{F}_{0,19}$	2.96

Примечание: петрохимические формулы рассчитаны на 50 атомов кислорода (O + F).

* – рассчитано из данных А.А. Арзамасцева с соавторами (1987); ** – по нашим данным

литах, выявить типоморфные их особенности и объяснить их природу (Агеева, 1999; 2002; Агеева и др., 2002₁).

Для исходных грубозернистых уртитов типоморфен *натриевоый* (точнее, натриево-железистый) эвдиалит², например: $(\text{Na}_{13,4}\text{K}_{1,1}\text{Sr}_{0,1})_{14,6}(\text{Ca}_{5,7}\text{Mn}_{0,2}\text{Na}_{0,1})_6\text{Fe}_{1,4}(\text{Zr}_{2,6}\text{Ti}_{0,4})_3[\text{Si}_{25,8}(\text{Al,Zr,Nb})_{0,2}]_{26}\text{O}_{72,0}\text{Cl}_{1,6}$, $K_{\text{щел}} = 0,56$, $\Delta Z_{298^\circ\text{K}}^{\text{H}_2\text{O}} = 4,933$.

В рисчорритах он замещается эвдиалитом с повышенным содержанием калия — *калиево-натриевоый* эвдиалитом:

$(\text{Na}_{12,6}\text{K}_{3,8}\text{Sr}_{0,6})_{16,9}(\text{Ca}_{5,8}\text{Mn}_{0,1}\text{REE}_{0,1})_6\text{Fe}_{0,8}\text{Mn}_{0,4}(\text{Zr}_{2,8}\text{Ti}_{0,2})_3[\text{Si}_{26,0}(\text{Zr,Nb})_{0,0}]_{26}\text{O}_{73,3}\text{Cl}_{1,5}$, $K_{\text{щел}} = 0,63$, $\Delta Z_{298^\circ\text{K}}^{\text{H}_2\text{O}} = 5,737$.

Мы не имели возможности выполнить структурные исследования образцов, поэтому группировка компонентов является логической. Однако, ясно, что калиевый эвдиалит характеризуется более высоким содержанием щелочей и, в первую очередь, калия, более высоким содержанием марганца за счет железа, пониженным содержанием титана и более высоким — стронция и кремния.

В ходе последующего гипогенного выщелачивания (очевидно при увеличении во флюиде роли воды) *калиево-натриевоый* эвдиалит, например:

$(\text{Na}_{13,5}\text{K}_{3,3}\text{Sr}_{0,4}\text{Ba}_{0,1})_{17,3}(\text{Ca}_{5,9}\text{Mn}_{0,1})_6\text{Fe}_{1,0}\text{Mn}_{0,1}(\text{Zr}_{2,8}\text{Ti}_{0,2})_3[\text{Si}_{26,0}(\text{Zr,Nb})_{0,0}]_{26}\text{O}_{73,0}\text{Cl}_{1,9}$, $K_{\text{щел}} = 0,65$, $\Delta Z_{298^\circ\text{K}}^{\text{H}_2\text{O}} = 5,761$,

замещается *калиево-оксониевоый* эвдиалитом:

$(\text{Na}_{3,3}\text{K}_{1,9}\text{Sr}_{0,1})_{5,3}(\text{Ca}_{5,4}\text{Mn}_{0,2})_{5,6}\text{Fe}_{1,1}(\text{Zr}_{2,7}\text{Ti}_{0,3})_3[\text{Si}_{25,7}\text{Zr}_{0,3}]_{26}\text{O}_{72,8}\text{Cl}_{1,7} \cdot 8\text{H}_3\text{O}^+$, $K_{\text{щел}} = 0,21$, $\Delta Z_{298^\circ\text{K}}^{\text{H}_2\text{O}} = 1,970$.

Очевидно, что из структуры интенсивно выносятся щелочи, кальций и стронций, тогда как железо, марганец, титан и цирконий — менее подвижны и относительно накапливаются. Калий выносятся менее интенсивно, чем натрий (активность его в системе, по-видимому, ещё не падает), и место натрия занимают группировки оксония. Дальнейшее изменение калий-оксониевого эвдиалита приводит к его разложению с образованием в отдельных участках зерна водосодержащих калиевых и калий-натриевых цирконосилкатов: параумбита, калиевого гейдоннеита, джорджчаонита и др. Данные процессы изменения эвдиалитов в рисчорритах являются основными, главными, соответствующими характеру изменения пород — их рисчорритизации.

Однако, вблизи контактов рисчорритов с неизменными урритами, где развита интенсивная «содовая» минерализация, и в так на-

зываемых *соговых горизонтах* среди самих уртитов наблюдается отклонение от этого правила. В этих условиях образуются существенно титановые эвдиалиты и аллуайвит.

В отличие от аллуайвита, описанного А.П. Хомяковым в Ловозерском массиве (Хомяков и др., 1990; Расцветева и др., 1990₂), индивидуализированного, нарастающего в виде кристаллов на эвдиалит, в Хибинах аллуайвит наблюдается не только в виде самостоятельных новообразований, но и образует постепенные переходы от замещаемого калиево-натриевого эвдиалита к титановому (Агеева и др., 2002₁). В рисчорритах горы Расвумчорр *калиево-натриевоый* эвдиалит состава: $(\text{Na}_{12,7}\text{K}_{3,0}\text{Sr}_{0,2})_{15,9}(\text{Ca}_{5,7}\text{Mn}_{0,2}\text{REE}_{0,1})_6\text{Fe}_{1,1}(\text{Zr}_{2,8}\text{Ti}_{0,2})_3[\text{Si}_{25,8}(\text{Zr,Nb,Al})_{0,2}]_{26}\text{O}_{72,2}\text{Cl}_{1,8}\text{S}_{0,03}$, $K_{\text{щел}} = 0,61$, $\Delta Z_{298^\circ\text{K}}^{\text{H}_2\text{O}} = 5,398$,

замещается *титановым* эвдиалитом состава:

$(\text{Na}_{13,8}\text{K}_{1,9}\text{Sr}_{0,1})_{15,8}(\text{Ca}_{5,0}\text{Mn}_{0,4}\text{REE}_{0,1})_{5,5}\text{Fe}_{0,9}(\text{Zr}_{2,1}\text{Ti}_{0,9})_3[\text{Si}_{25,3}(\text{Zr}_{0,4}\text{Al}_{0,2}\text{Nb}_{0,1})_{0,7}]_{26}\text{O}_{72,4}\text{Cl}_{0,9}\text{S}_{0,13}$, $K_{\text{щел}} = 0,62$, $\Delta Z_{298^\circ\text{K}}^{\text{H}_2\text{O}} = 5,306$. В этом случае, при одной и той же суммарной щелочности и железистости и близкой основности, калий замещается натрием, выносятся стронций, кальций замещается марганцем, цирконий — титаном, возрастает доля дополнительных октаэдров, замещающих кремний, падает содержание хлора и увеличивается — серы. Обогащение минералообразующей среды титаном подчеркивается парагенезисом титанового эвдиалита с Ti-содержащим эгирином.

Для содовых горизонтов в урритах горы Расвумчорр составы новообразований аллуайвита и сосуществующего с ним эвдиалита следующие: *натриевоый эвдиалит* — $(\text{Na}_{14,4}\text{K}_{0,2}\text{Sr}_{0,4}\text{Ba}_{0,1})_{15,1}(\text{Ca}_{5,7}\text{Mn}_{0,3})_6\text{Fe}_{1,2}\text{Mn}_{0,4}(\text{Zr}_{2,6}\text{Ti}_{0,4})_3[\text{Si}_{25,9}(\text{Zr,Al,W})_{0,1}]_{26}\text{O}_{72,6}\text{Cl}_{1,5}\text{S}_{0,04}$, $K_{\text{щел}} = 0,56$, $\Delta Z_{298^\circ\text{K}}^{\text{H}_2\text{O}} = 4,941$, *аллуайвит* — $(\text{Na}_{18,4}\text{K}_{0,0}\text{Ba}_{0,1})_{18,5}(\text{Ca}_{5,2}\text{Mn}_{0,6}\text{REE}_{0,1})_{5,9}\text{Fe}_{0,1}(\text{Ti}_{2,4}\text{Nb}_{0,6})_3[\text{Si}_{25,8}\text{Nb}_{0,2}]_{26}\text{O}_{73,0}\text{Cl}_{0,4}\text{S}_{0,59}$, $K_{\text{щел}} = 0,72$, $\Delta Z_{298^\circ\text{K}}^{\text{H}_2\text{O}} = 9,521$.

Исходный *натриевоый* эвдиалит здесь, как и все эвдиалиты, типоморфные для уртитов или их реликтов, был натриево-железистым, практически бескалиевым, не затронутым еще процессом рисчорритизации. В результате преобразований мы наблюдаем ту же тенденцию: полное замещение калия натрием с возрастанием концентрации последнего (и общей щелочности), вынос стронция, практически полный вынос железа, замещение кальция марганцем, полное замещение циркония титаном и ниобием, вынос хлора и существенное увеличение концентрации се-

² — Анализ эвдиалитов рассчитывались исходя из $(\text{Si} + \text{Al} + \text{Zr} + \text{Ti} + \text{Nb} + \text{W}) = 29$ катионов, слагающих «жесткую» основу структуры из каркаса собранных в кольца SiO_4 -тетраэдров, связанных (Zr,Ti)-октаэдрами. $K_{\text{щел}} = (\text{Na} + \text{K})/\text{Si}$ (в атом.%) — условный коэффициент щелочности. $\Delta Z_{298^\circ\text{K}}^{\text{H}_2\text{O}}$ (в ккал) — показатель общей основности минерала, по А.А. Маракушеву (1979).

ры. Интересно, что в данных условиях, то есть в ультращелочной натриевой среде, натриево-железистый эвдиалит и аллуайвит также выходят за пределы полей устойчивости и замещаются цирсиалитом $\text{Na}_6\text{CaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ и коашвитом $\text{Na}_6(\text{Ca},\text{Mn})(\text{Ti},\text{Fe})[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$, соответственно, превращающихся затем, в стадию гипогенного выщелачивания, в лозерит $\text{Na}_3\text{H}_3\text{CaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ или в тисиналит $\text{Na}_3\text{H}_3(\text{Ca},\text{Mn})(\text{Ti},\text{Fe})[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$.

Рассмотрим все эти многообразные замещения в структуре эвдиалитов с точки зрения соответствия их принципу кислотно-основного взаимодействия Д.С. Коржинского (1955; 1993).

Структурно-химический типоморфизм эвдиалитов и принцип кислотно-основного взаимодействия компонентов Д.С. Коржинского

Пытаясь объяснить многообразие вариаций в составе хибинских эвдиалитов с химических и термодинамических позиций мы привлекаем принцип кислотно-основного взаимодействия компонентов Д.С. Коржинского (1955; 1993). Согласно этому принципу, в щелочно-основных магматических расплавах существенно повышается активность всех наиболее основных компонентов и понижается *активность* кислотных. Это приводит: 1) к расширению полей кристаллизации щелочных лейкократовых минералов (нефелина, щелочного полевого шпата) за счет меланократовых (пироксена, амфибола) и, следовательно, к агапитовому порядку кристаллизации; 2) к диссоциации амфотерных компонентов по кислотному типу, вследствие чего они начинают выполнять в кристаллизующихся минералах анионную функцию, что объясняет широкое развитие в этих породах щелочных титано- и цирконосиликатов; 3) к интенсивному поглощению кристаллизующимися минералами щелочных, щелочно-земельных и других основных микропримесей: Cs, Rb, K, Na, Li, Ba, Sr, Ca, REE, Y, Mn, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Ga, Th, U; 4) к растворению в расплаве летучих компонентов: воды, Cl, F, S, CO_2 , что препятствует их отделению в летучую фазу и понижает температуру расплава. В силу принципа подвижности щелочей в магматическом процессе (Коржинский, 1946) возможно локальное обогащение ими отдельных участков магматической камеры, накопление по периферии и отщепление от магмы щелочных флюидов. Режим щелочности-основности, таким образом, становится существенным фактором минералообразования, и, по-види-

мому, должен отражаться в соотношениях компонентов, в том числе и примесных, разной основности-кислотности в составе минералов и, следовательно, проявить себя каким-то образом при структурно-химическом изоморфизме.

Согласно А.А. Маракушеву (1979), показатели основности $\Delta Z_{298^\circ\text{K}}^{\text{H}_2\text{O}}$, ккал, (средство к протону) компонентов, рассчитанных в виде оксидов, уменьшаются в следующей последовательности: Cs_2O (64.248) > Rb_2O (61.114) > K_2O (56.388) > Na_2O (44.910) > Li_2O (30.094) > BaO (28.321) > SrO (26.966) > EuO (24.330) > CaO (21.192) > La_2O_3 (13.715) > MgO (13.680) > Ce_2O_3 (13.025) > Pr_2O_3 (12.817) > Pm_2O_3 (12.651) > Nd_2O_3 (12.145) > MnO (11.558) > Sm_2O_3 (10.953) > Eu_2O_3 (10.881) > Gd_2O_3 (10.813) > Ho_2O_3 (10.593) > Yb_2O_3 (9.869) > Y_2O_3 (9.833) > Tb_2O_3 (9.468) > Dy_2O_3 (9.440) > Tm_2O_3 (9.220) > Er_2O_3 (8.726) > PbO (7.713) > ZnO (6.800) > FeO (6.698) > GeO (6.368) > BeO (4.808) > Sc_2O_3 (4.232) > Al_2O_3 (3.326) > ThO_2 (0.455) > Ga_2O_3 (0.454) > H_2O (0.000) > Cr_2O_3 (-0.008) > Mn_2O_3 (-1.298) > SiO_2 (-1.886) > Fe_2O_3 (-1.958) > B_2O_3 (-2.026) > GeO_2 (-2.197) > Ta_2O_5 (-2.291) > Nb_2O_5 (-2.460) > HfO_2 (-2.674) > H_2S (-2.770) > UO_2 (-2.807) > CO_2 (-2.936) > UO_3 (-3.3) > ZrO_2 (-3.633) > CeO_2 (-3.740) > WO_2 (-4.467) > P_2O_5 (-4.536) > TiO_2 (-4.659) > WO_3 (-5.1) > HF (-18.700) > HCl (-20.410).

Таким образом, в числителе стоят более основные компоненты, а в знаменателе — более кислотные: Rb/K , K/Na , Li/Mg , Ba/Sr , Sr/Ca , Ca/REE , Ca/Mg , Ca/Mn , $\text{Mn}^{2+}/\text{Fe}^{2+}$, $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, Ca/Th , REE/Th , Al/Ga , Al/B , Al/Fe^{3+} , Si/Ge^{4+} , Ta/Nb , Hf/Zr , Nb/Ti , Zr/Ti , Fe/Ta , Fe/Nb , Fe/Zr , Fe/Ti , Al/Si , Si/Nb , Si/Zr , Si/Ti , Si/W , $\text{S}^{2-}/\text{C}^{4+}$, S^{2-}/Cl , F/Cl . В ряду REE Периодической таблицы Д.И. Менделеева нарушается монотонная последовательность уменьшения основных свойств: $\text{La}^{3+} > \text{Ce}^{3+} > \text{Pr}^{3+} > \text{Pm}^{3+} > \text{Nd}^{3+} > \text{Sm}^{3+} > \text{Eu}^{3+} > \text{Gd}^{3+} > \text{Ho}^{3+} > \text{Yb}^{3+} > (\text{Y}^{3+}) > \text{Tb}^{3+} > \text{Dy}^{3+} > \text{Tm}^{3+} > \text{Er}^{3+}$ (из рассмотрения исключены Eu^{2+} и Ce^{4+}).

Согласно А.А. Маракушеву (1979), активность ($\log a_{\text{M}^+}$) калия всегда выше натрия, при любых температурах и значениях pH, что отражается в значениях $\Delta Z_{1200^\circ\text{K}}^{\text{H}_2\text{O}}$, $\Delta Z_{600^\circ\text{K}}^{\text{H}_2\text{O}}$ и $\Delta Z_{298^\circ\text{K}}^{\text{H}_2\text{O}}$ K_2O и Na_2O — 86.200, 66.332 и 56.388 ккал и 70.000, 53.025 и 44.910 ккал, соответственно. То есть при взаимодействии флюидов с существенно натриевым уртитовым субстратом высокой основности активность калия должна возрасти относительно натрия, хотя и уменьшаться затем при охлаждении. В процессе рихсортитизации уртитов нефелин — эгирин-диопсидовый парагенезис

сначала замещается кальсилит — эгирин-диопсидовым (кальсилит имеет более высокую основность, чем нефелин), а затем ортоклаз — эгириновым парагенезисом (минералами меньшей основности). Избыточный натрий, очевидно, выносится из формирующихся метасоматитов, но затем оседает, попадая в иную среду, сначала в виде «содовой» минерализации, а затем в виде альбитовых жил.

Для сравнения общей основности образующихся эвдиалитов нужно сопоставить суммарное соотношение основных и кислотных компонентов в их составе в целом, так как в их структурах компоненты высокой основности (щелочи, кальций) сосуществуют с более кислотными компонентами (кремний, цирконий, титан, ниобий, хлор). Такое сравнение показывает, что общая тенденция к увеличению концентрации основных компонентов в эвдиалитах при возрастании щелочности-основности минералообразующей среды действительно существует. Однако, если анализировать парные замещения в конкретных структурных позициях, то наблюдаются существенные отклонения. По-видимому, кислотно-основное взаимодействие может проявляться даже в одной и той же позиции в структуре.

В таблице 3 приведены выделяемые в различных по симметрии эвдиалитах структурные позиции и типичные изоморфные в них замещения. Анализ этих данных показывает, что даже при *эволютизации* эвдиалита, то есть когда снижение щелочности постмагматических растворов очевидно, наряду с замещением более основных компонентов более кислотными — кремния ниобием, цирконием, титаном или вольфрамом, а натрия — кальцием, стронцием, *REE* и марганцем, наблюдается и локальное замещение компонентов повышенной кислотности более основными, например, железа марганцем или хлора — фтором. В результате такой взаимокompенсации компонентов происходит превращение связанных центром симметрии эквивалентных позиций в неэквивалентные, приводящее к понижению симметрии или появлению «модулярных» структур. Так, N_1 расщепляется на $N(1) = \text{Na, Ca, REE}$ и $N(2) = \text{Na, } N_4$ — на $N(4) = \text{Na, Ca, Sr, Mn, REE, H}_3\text{O}^+$, а также K , и $N(3) = \text{Na, Sr, Ba, REE}$ и K , «дополнительная» кремневая позиция — на $M(4) = \text{Si}(7)$ и $M(3) = \text{Nb, Zr, Ti, W}$, а также Al, Mn или Na , кальциевая позиция — на $M(1a)$ и $M(1b)$, куда кроме Ca могут входить Mn, Y, REE , а также Na и Sr , и железная позиция — на $M(2,4)$ с Fe^{2+} и $M(2,5)$ с Fe^{3+} , куда могут вхо-

дить Zr, Ti, Nb, Ta , а также Mn, REE и Y , и натриевые подпозиции N_5 и N_6 .

В калиевых эвдиалитах эффект взаимодействия еще более определен: калий (компонент наивысшей основности) вытесняет натрий, железо замещается марганцем, увеличивается содержание кремния и стронция, но одновременно с этим часть циркония в октаэдрах замещается более кислотным титаном. Калиево-натриевые эвдиалиты имеют заметно более высокую общую основность, чем натриевые. Гидратация калиевого эвдиалита приводит к выносу всех наиболее основных компонентов — натрия, калия, кальция, и общая основность резко падает. В *титановых* эвдиалитах основность изоморфных компонентов снижается: калий замещается натрием, кальций — марганцем и *REE*, а главное, цирконий — титаном. Кроме того, в них уменьшается содержание кремния, хотя хлор частично замещается менее кислотной серой. Общая основность падает, хотя и не столь заметно. Это может указывать на то, что «содовая» минерализация в рисчорритах является результатом выноса натрия с частичным локальным обогащением им отдельных зон в породе. Та же тенденция продолжается и при образовании аллуайвита, но она более противоречива: калий вытесняется натрием, но стронций — барием, кальций — марганцем и *REE*, цирконий — титаном, но при этом железо замещается натрием, титан частично компенсируется более основным ниобием, хлор существенно замещается серой, а содержание кремния — максимально возможное в минералах с эвдиалитовой структурой. Поэтому истинная общая основность аллуайвита чрезвычайно высокая, но определяется она максимально высоким содержанием натрия. Кислотно-основное взаимодействие в эвдиалитах разного состава стабилизирует их в пределах поля устойчивости данного минерала, позволяя рассматривать их в качестве разновидностей единого минерального вида.

Выводы

В данной статье автор попытался осветить современное состояние вопроса о типоморфизме минералов, на примере эвдиалит-эвколитов, и показать возможность использования типоморфных особенностей этого минерала в качестве индикаторов эволюции процессов минералообразования на примере Хибинского щелочного массива на Кольском полуострове. Что касается *структурного* типоморфизма, то, по нашему убеждению, этот

Таблица 3. Характер изоморфных замещений элементов в разных структурных позициях эвдиалита

	Расщепление позиций			Характерный компонент в исходном эвдиалите	Изоморфные замещения (жирным шрифтом выделены компоненты с высокой основностью, чем в замещаемой позиции, обычным шрифтом — с более высокой кислотностью)
	Эвдиалит $R\bar{3}m$	Эвколит $R3m$	Эвколит $R3$		
N_1	$Na(1a), Na(1b)$	$Na(1a), Na(1b)$	$Na(1a), Na(1b)$	Na	Ca, REE
N_2		$Na(2)$	$Na(2)$	Na	—
N_3		$Na(3a), Na(3b)$	$Na(3)$	Na	K, REE , Sr, Ba
N_4	$Na(4)$	$Na(4)$	$Na(4)$	Na	K , H_3O^+ , Ca, Sr, Mn, REE
N_5	$Na(5)$	$Na(5)$	$Na(5)$	Na	—
N_6^*				Na	K , Sr
N_7^*				Na	K , Sr
M_1	M_1	M_1	$M(1a), M(1b)$	Ca	Na , Mn, Sr, Y, REE ,
M_2	$M(2,4) = {}^4Fe^{2+}$	$M(2,4) = {}^4Fe^{2+}$	$M(2,4) = {}^4Fe^{2+}$	Fe^{2+}, Fe^{3+}	Fe^{3+} , Mn, REE, Y, Na , Ti, Nb, Ta, Zr
	$M(2,5) = {}^5Fe^{3+}$	$M(2,5) = {}^5Fe^{3+}$	$M(2,5) = {}^5Fe^{3+}$		
Z	Z	Z	Z	Zr	Nb , Ti
$[Si_5O_9]$	$Si(1)$	$Si(1), Si(2)$	$Si(1), Si(2)$	Si	—
$[Si_5O_{27}]$	$Si(3), Si(3s)$	$Si(3), Si(4)$	$Si(3), Si(4)$	Si	—
	$Si(5)$	$Si(5), Si(6)$	$Si(5a), Si(5b),$ $Si(6a), Si(6b)$		
M_3	$M(3a), M(3b)$	$M(3a), M(3b)$	M3	Si	Al , Nb, Zr, Ti, Mn , W, Na
M_4	$Si(7), Si(7a)$	$Si(7), Si(7a)$	$Si(7), Si(7a)$	Si	—
Позиции кислорода	$O(1-3), O(7-9)$	$O(1-18)$	$O(1-6),$ $O(7a), O(7b),$ $O(8-9),$ $O(10a), O(10b),$ $O(11-12),$ $O(13a), O(13b),$ $O(14a), O(14b),$ $O(15),$ $O(16a), O(16b),$ $O(17a), O(17b),$ $O(18-20)$		
	$O(13-15), O(19-20)$				
Позиции анионов X	$X(1a), X(1b),$ $X(1c), X(1d),$ $X(1e), X(1f)$	$X(1a), X(1b),$ $X(1c), X(1d),$ $X(2a), X(2b)$ $X(2c), X(2d)$	$X(1a), X(1b),$ $X(1c), X(2a),$ $X(2b), X(2c),$ $X(2d)$	Cl, OH	F, C, S

Примечание: * — в «модулярных» структурах, при увеличении ячейки по оси c до 60 Å; кроме того, все позиции в «модулярных» структурах удваиваются: N_1 и N_1^* , N_6 и N_6^* , N_7 и N_7^* , M_1 и M_1^* , Z и Z^* , $[Si_5O_{27}]$ и $[Si_5O_{27}]^*$ и т.д.

вопрос не столь прост, как его, возможно, понимают наши оппоненты (Расцветаева, Чуканов, 2006; Расцветаева, 2007). В предыдущем очерке (Борущкий, 2008) мы частично затрагивали эту проблему. Промежуточные члены ряда эвдиалит — алуайвит и калиевые эвдиалиты в Хибинском массиве образуются при метасоматическом замещении и последующей перекристаллизации нормального на-

триево-железистого эвдиалита, типоморфного для массивных грубозернистых уртитов, сформировавшихся в раннюю стадию фенитизации пород «центральной дуги», и присутствующих там пегматитов и гидротермалитов. Электронномикроскопическое и микрозондовое изучение этих вторичных эвдиалитов обнаруживает наличие структур замещения и преобразования, то есть реликтов

исходного эвдиалита. Есть основания полагать, что такие «реликты» могут сохраняться и на уровне кристаллической структуры. Что-то подобное было установлено в своё время Дж. Феррарисом с соавторами (Ferraris *et al.*, 2001) в борнеманите, возникшем при замещении ломоносовита, и П. Неметом с соавторами (Nemeth *et al.*, 2005) в структуре, сложенной эпитактическими прорастаниями эпистолита, мурманита и шкатулкалита.

Кстати, в структуре циркониевого алуайвита из Хибин (Агеева и др., 2002₂), исследованной С.В. Кривовичевым (персональное сообщение), не было установлено закономерного чередования циркониевых и титановых модулей, найденного в ловозерском *гуалите* (Rastsvetaeva *et al.*, 1999; Хомяков и др., 2007), и удвоение параметра с ячейки обусловлено, по-видимому, другими причинами. Что же касается калиевых эвдиалитов, то обнаружение в одном из них, названном позднее *расцветаевитом* (Расцветаева, Хомяков, 2001; Хомяков и др., 2006), трёх модулей: «эвдиалитового», «алуайвитового» (но без титана) и «барсановит-кентбрукситового», по нашему мнению, прямое указание не только на сохранение в новообразованиях реликтов исходного эвдиалита, но и на начавшийся в нём процесс «эвколитизации». Поэтому мы полагаем, что сводить всё многообразие калиевых эвдиалитов в хибинских рихчорритах только лишь к образованию расцветаевита не правильно, тем более что нашим оппонентам хорошо известно, что преобразования в эвдиалитах рихчорритов на этом не заканчиваются и вслед за калиевыми образуются калий-оксидные разновидности (Соколова и др., 1991; Расцветаева и др., 1990₁).

Типоморфизм — это научная проблема, и сведение всего многообразия связей между структурой эвдиалитов и особенностями геологических образований, в которых они обнаружены, то есть *структурно-химический* изоморфизм только к перечислению «новых» минеральных видов, не вполне корректно. Хочется верить, что структурный анализ не исчерпал ещё своих возможностей, и мы когда-нибудь узнаем об истинных причинах многообразных структурно-химических типоморфных особенностей таких сложных структур, какими являются *минералы переменного состава с переменной структурой*.

Литература

Агеева О.А. Изменение эвдиалита в процессе калиевого метасоматоза (Хибинский мас-

сив) // Минералогическое общество и минералогическая наука на пороге XXI века. Тез. докл. СПб.: 1999. С. 201 — 202.

Агеева О.А. Типоморфизм акцессорных минералов и эволюция минералообразования в породах комплекса рихчорритов (Хибинский массив). Дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН. 2002. 180 с.

Агеева О.А., Боруцкий Б.Е., Хангулов В.В. Эвдиалит как минералого-геохимический индикатор метасоматических процессов при формировании пород комплекса пойкилитовых нефелиновых сиенитов Хибинского массива // Геохимия. 2002₁. № 10. С. 1098 — 1105.

Агеева О.А., Боруцкий Б.Е., Чуканов Н.В., Соколова М.Н. Алуайвит и генетический аспект образования обогащенных титаном эвдиалитов в Хибинском массиве // ЗВМО. 2002₂. № 1. С. 99 — 106.

Агеева О.А., Боруцкий Б.Е. Кальсилит в породах Хибинского массива: морфология, парагенезис, условия образования // Новые данные о минералах. 2004. Вып. 39. С. 40 — 50.

Азарова Ю.В. Минералы группы эвдиалита и продукты их изменения как минералого-геохимический индикатор постмагматических процессов при формировании пород комплекса луаврит-малиньитов Хибинского массива // Геохимия. 2005. № 7. С. 786 — 792.

Арзамасцев А.А., Иванова Т.Н., Коробейников А.Н. Петрология ийолит-уртитов Хибин и закономерности размещения в них залежей апатита. Л.: Наука, 1987. 110 с.

Боруцкий Б.Е. Некоторые аспекты проблемы типоморфизма минералов (по опыту изучения минералов агпаитовых нефелиновых сиенитов) // Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций. Материалы III совещания по типоморфизму минералов. Опахи, 1 — 3 ноября 1983 г. М.: Наука. 1986. С. 116 — 124.

Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука. 1988. 215 с.

Боруцкий Б.Е. Типоморфизм минералов высокощелочных магматических комплексов. Дис. на соиск. учен. степ. доктора геол.-мин. наук, в виде научного доклада. М.: ИГЕМ. 1997. 119 с.

Боруцкий Б.Е. Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 3. Минералы переменного состава с переменной структурой и проблемы видообразования в минералогии. Эвдиалит-эвколиты

- // Новые данные о минералах. 2008. Вып. 43. С. 148–173.
- Боруцкий Б.Е., Варшал Г.М., Павлуцкая В.И., Соколова М.Н., Шлюкова З.В.* Редкие земли в минералах Хибинского массива // Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975. С. 221–246.
- Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В.* Типоморфизм и условия образования минералов и минеральных ассоциаций в щелочных породах Хибинского массива // Состав и структура минералов как показатели их генезиса. М.: Наука, 1978. С. 76–108.
- Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В.* Типоморфизм минералов Хибинского массива и роль постмагматических процессов в образовании его агапитовой минерализации // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. Материалы XI съезда ММА, Новосибирск, 4–10 сентября 1978 г. М.: Наука, 1980. С. 137–144.
- Варшал Г.М., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В.* О редких землях в минералах группы эвдиалита-эвколита Хибинского массива // Методы химического анализа и химический состав минералов. М.: Наука, 1967. С. 87–101.
- Галахов А.В.* Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 256 с.
- Когарко Л.Н.* Проблемы генезиса агапитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
- Когарко Л.Н., Крамм У., Блексланд А. и др.* Возраст и происхождение щелочных пород Хибинского массива (изотопия рубидия и стронция) // Докл. АН СССР. 1981₁. Т. 260. № 4. С. 1001–1004.
- Когарко Л.Н., Кригман Л.Д., Лазуткина Л.Н.* Магматическая кристаллизация эвдиалита в системе нефелин – эвдиалит // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 1. С. 170–173.
- Когарко Л.Н., Кригман Л.Д., Лазуткина Л.Н.* Фазовые равновесия в системе эвдиалит – нефелин // Геохимия. 1981₂. № 2. С. 233–241.
- Костылева Е.Е.* Изоморфный эвдиалито-эвколитовый ряд из Хибинских и Ловозерских тундр // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1929. Т. 3. С. 169–222.
- Костылева Е.Е.* Цирконосиликаты // Минералогия Союза. Серия А. Вып. 6. М.: Изд-во АН СССР. 1936. С. 6–35.
- Коржинский Д.С.* Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях // Академику Д.С. Белянкину к 70-летию со дня рождения. М.: Изд. АН СССР. 1946. С. 242–261.
- Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд. АН СССР. 1955. С. 335–456.
- Коржинский Д.С.* Кислотно-основное взаимодействие флюидов с породами и магмой // Основы метасоматизма и метамагматизма. М.: Наука, 1993. С. 217–221.
- Кухаренко А.А., Ильинский Г.А., Иванова Т.Н. и др.* Кларки Хибинского щелочного массива // ЗВМО. 1968. Ч. 97. Вып. 2. С. 133–149.
- Маракушев А.А.* Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М.: Наука, 1979. 264 с.
- Минералогия Хибинского массива. Под ред. акад. Ф.В. Чухрова. М.: Наука, 1978. Т. 1. – Магматизм и постмагматические преобразования. 228 с. Т. 2. – Минералы. 586 с.
- Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. Под ред. акад. А.Е. Ферсмана, Н.А. Смольянинова и Э.М. Бонштгедт. М., Л.: Изд. АН СССР. 1937. 563 с.
- Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. (Материалы XI съезда ММА. Новосибирск, 4–10 сентября 1978 г.) Под ред. акад. А.В. Сидоренко, акад. В.С. Соболева, Д.В. Рундквиста, акад. Ф.В. Чухрова, Б.Е. Боруцкого, А.И. Гинзбурга, Н.З. Евзиковой и Л.Н. Когарко. М.: Наука, 1980. 302 с.
- Пеков И.В.* О смене натриевого режима щелочности калиевым на поздних стадиях эволюции агапитовых комплексов // Щелочной магматизм Земли. Тр. научн. школы. М.: ГЕОХИ РАН. 2001. С. 55–56.
- Расцветаева Р.К.* Структурная минералогия группы эвдиалита. Обзор // Кристаллография. 2007. Т. 52. № 1. С. 50–67.
- Расцветаева Р.К., Соколова М.Н., Боруцкий Б.Е.* Кристаллическая структура калиево-оксониевого эвдиалита // Кристаллография. 1990₁. Т. 35. Вып. 6. С. 1381–1387.
- Расцветаева Р.К., Хомяков А.П.* Модулярная структура высококалиевого аналога эвдиалита с удвоенным периодом с // Кристаллография. 2001. Т. 40. № 4. С. 715–721.
- Расцветаева Р.К., Хомяков А.П., Андрианов В.И., Гусев А.И.* Кристаллическая структура аллайвита // Докл. АН СССР. 1990₂. Т. 321. Вып. 6. С. 1379–1383.
- Расцветаева Р.К., Чуканов Н.В.* Минеральный вид или минеральная разновидность? // Новые данные о минералах. 2006. Вып. 41. С. 172–183.
- Соколова М.Н., Боруцкий Б.Е., Архипенко Д.К., Расцветаева Р.К., Власова Е.В.* О калиево-оксониевом эвдиалите из Хибин, Коль-

- ский полуостров // Докл. АН СССР. **1991**. Т. 318. № 3. С. 712–716.
- Тихоненков И.П.* Нефелиновые сиениты и пегматиты северо-восточной части Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд. АН СССР. **1963**. 247 с.
- Фекличев В.Г.* Материалы по химическому типоморфизму хибинских эвдиалитов // Исследования в области рудной минералогии М.: Наука, **1973**. С. 119–132.
- Фекличев В.Г.* Оптико-минералогическое картирование в Хибинском щелочном массиве с применением тренда // Автоматизация в области анализа и построения геологических карт. М.: ИМГРЭ. **1975**. С. 71–84.
- Хомяков А.П.* Минералогия ультраапатитовых щелочных пород, М.: Наука. **1990**. 196 с.
- Хомяков А.П., Нечелюстов Г.Н., Аракчеева А.В.* Расцветаетит, $\text{Na}_{27}\text{K}_8\text{Ca}_{12}\text{Fe}_3\text{Zr}_6\text{Si}_4[\text{Si}_3\text{O}_9]_4[\text{Si}_9\text{O}_{27}]_4(\text{O},\text{OH},\text{H}_2\text{O})_6\text{Cl}_2$ — новый минерал с модулярной эвдиалитоподобной структурой и кристаллохимическая систематика группы эвдиалита // ЗРМО. **2006**. № 1. С. 49–65.
- Хомяков А.П., Нечелюстов Г.Н., Расцветаетова Р.К.* Аллуайвит, $\text{Na}_{19}(\text{Ca},\text{Mn})_6(\text{Ti},\text{Nb})_3\text{Si}_{26}\text{O}_{74}\text{Cl} 2\text{H}_2\text{O}$ — новый титаносиликат с эвдиалитоподобной структурой // ЗВМО. **1990**. Вып. 1. С. 117–120.
- Хомяков А.П., Нечелюстов Г.Н., Расцветаетова Р.К.* Дуалит, $\text{Na}_{30}(\text{Ca},\text{Na},\text{Ce},\text{Sr})_{12}(\text{Na},\text{Mn},\text{Fe},\text{Ti})_6\text{Zr}_3\text{Ti}_3\text{MnSi}_{51}\text{O}_{144}(\text{OH},\text{H}_2\text{O},\text{Cl})_9$ — новый цирконо-титаносиликат с модулярной эвдиалитоподобной структурой из Ловозерского щелочного массива, Кольский полуостров, Россия // ЗРМО. **2007**. Ч. 136. № 4. С. 31–42.
- Ferraris G., Belluso E., Gula A., Soboleva S.V., Ageeva O.A., Borutskii B.E.* A structural model of the layer titanosilicate bornemanite based on seidozerite and lomonosovite modules // Canad. Miner. **2001**. P. 1665–1673.
- Nemeth P., Ferraris G., Radnoczi G., Ageeva O.A.* TEM and X-ray study of syntactic intergrowths of epistolite, murmanite and shkatulkalite // Canad. Miner. **2005**. V. 43. P. 973–987.
- Rastsvetaeva R.K., Khomyakov A.P., Chapuis G.* Crystal structure and crystal-chemical features of new Ti-rich member of the eudialyte family // Zeitschrift fur Kristallogr. **1999**. V. 214. P. 271–278.
- Yakovenchuk V., Ivanyuk G., Pakhomovsky Y., Men'shikov Y.* Khibiny. Ed. F. Wall. Apatity: Laplandia Minerals Ltd. **2005**. 468 p.