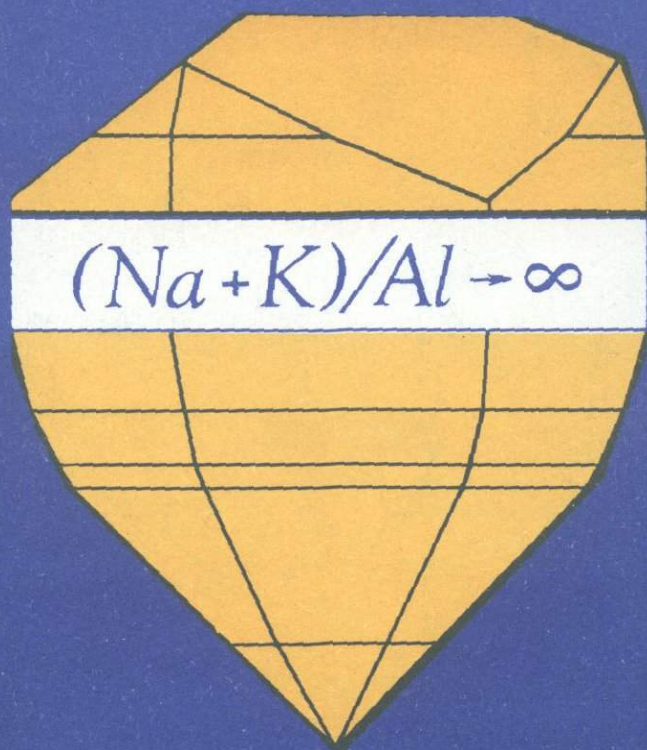


А.П. Хомяков

МИНЕРАЛОГИЯ
УЛЬТРААГПАЙТОВЫХ
ЩЕЛОЧНЫХ
ПОРОД



·Наука·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ
И КРИСТАЛЛОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR
INSTITUTE OF MINERALOGY, GEOCHEMISTRY
AND CRYSTAL CHEMISTRY OF RARE ELEMENTS



A.P. KHOMYAKOV

MINERALOGY OF HYPERAGPAITIC ALKALINE ROCKS

Responsible editor
doctor of geologic-mineralogical sciences
E.I. SEMENOV

MOSCOW
"NAUKA"
1990

А.П. ХОМЯКОВ

МИНЕРАЛОГИЯ УЛЬТРААГПАЙТОВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Е.И. СЕМЕНОВ

МОСКВА
"НАУКА"
1990



Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород / Хомяков А.П. — М.: Наука, 1990. — 200 с. — ISBN 5-02-003242-5

На примере Ловозерского и Хибинского массивов дано первое в мировой и отечественной литературе систематизированное описание не затронутых выветриванием ультраагпаитовых пегматитов и гидротермалитов, для которых характерны: обилие минералов, растворимых в воде или легко изменяющихся в атмосферных условиях, чрезвычайное разнообразие минеральных видов, тесная пространственная и парагенетическая связь с месторождениями редкометалльно-фосфатного сырья. Около 100 минералов этих пород представляют собой новые минеральные виды, первые находки в СССР и на Кольском п-ове.

Для минералогов, геохимиков, петрографов, геологов, специалистов по месторождениям щелочных формаций.

Ил. 28. Табл. 29. Библиогр. : 320 назв.

Рецензенты *Ю.А. Пятенко, Р.М. Яшина*

Редактор *Т.Б. Гришина*

The book provides the first in the Soviet and world literature systematic description of hyperagpaitic pegmatites and hydrothermalites not altered by the weathering which are widespread in deep zones of the Khibina and Lovozero massifs. These rocks are characterised by abundance of mineral soluble in water and easily altered under the atmospheric conditions, extraordinary diversity of mineral species, close relation to rare-metal-phosphate deposits. About 100 of the minerals of these rocks represent new mineral species, first findings in the USSR or in the Kola Peninsula.

For mineralogists, geochemists, petrologists, geologists, specialists on deposits of alkaline formations.

X $\frac{1804020000-163}{042(02)-90}$ 376-90, I полугодие

© А.П. Хомяков, 1990

ISBN 5-02-003242-5

ВВЕДЕНИЕ

Среди формаций щелочных изверженных пород, продуктивных в отношении широкого спектра полезных ископаемых, особое место занимают агапитовые нефелиновые сиениты¹, массивы которых достигают размеров порядка 300–1000 км². Несмотря на то что во всем мире выявлено только 10–15 подобных массивов, именно с редкими массивами агапитовой формации, а не с сотнями относительно мелких интрузий миаскитовых нефелиновых сиенитов, связаны месторождения почти половины элементов таблицы Менделеева — фосфора, алюминия, ниобия, тантала, циркония, цериевых и иттриевых редких земель, стронция, галлия и др.

Рассматриваемые массивы, как правило, сильно дифференцированы, и в них наряду с породами нормальной и повышенной щелочности представлены весьма специфические пегматоидные породы (уссингитовые, содалитовые и др.), пересыщенные щелочными, летучими и редкими элементами. На Кольском полуострове (Хибины, Ловозеро) и в Гренландии (Илимаусак) эти породы, выделяемые автором как ультраагапитовые пегматиты и гидротермалиты², сопровождают известные месторождения редкометалльного и фосфатного сырья, а также образуют самостоятельные штоки и пластообразные тела с повышенными содержаниями широкой гаммы ценных компонентов. Отличительной особенностью ультраагапитовых пород является чрезвычайное разнообразие минералов, многие из которых легко растворяются или изменяются в атмосферных условиях. В составе этих пород автором и другими исследователями установлено несколько десятков новых минералов, причем все они могут рассматриваться как индикаторы особых условий эндогенного минералообразования, способствующих формированию рудных концентраций различных элементов. Важная роль ультраагапитовых пород как индикаторов и носителей оруденения, а также неповторимое своеобразие минерального состава этих пород стимулировали постановку работ по их всестороннему изучению.

Настоящая работа в основном посвящена вопросам минералогии ультра-

¹Одной из важнейших петрохимических характеристик нефелиновых сиенитов является коэффициент агапитности $K_a = (Na + K)/Al$, по величине которого эти породы принято разделять на агапитовые ($K_a > 1$) и миаскитовые ($K_a < 1$).

²В данной работе термин "ультраагапитовые" распространяется как на сегрегации специфических ультращелочных минералов, так и в целом на породы, содержащие подобные минералы в качестве важной составной части. Для краткого обозначения тех и других образований используется условно принятый автором термин "ультраагапиты". Ряд исследователей [17, 18 и др.] выделяют эти породы как "ультращелочные", используя термин более широкого применения.

агпатовых пород в Хибинском и Ловозерском массивах. Изучение этих массивов, вместе образующих гигантский, площадью около 2000 км², Хибино-Ловозерский комплекс, продолжается уже столетие, что нашло отражение в трудах нескольких поколений геологов, геохимиков и минералогов — В. Рамзая, А.Е. Ферсмана, Б.М. Куплетского, Н.А. Елисеева, К.А. Власова, Е.И. Семенова, О.Б. Дудкина, Л.Н. Когарко. Итоги более чем полувекового планомерного минералогического изучения данных объектов, начатого в 1920–1935 гг. экспедициями Академии наук СССР под руководством А.Е. Ферсмана, подведены в монографии Е.И. Семенова "Минералогия Ловозерского щелочного массива" [142] и коллективном двухтомном труде "Минералогия Хибинского массива" [109].

В результате детальных работ, проведенных минералогами различных организаций, в пределах рассматриваемых массивов были открыты редкометалльно-фосфатные месторождения, выявлены многочисленные поля и тела пегматитовых и гидротермальных дериватов, в которых обнаружено большое число новых и редких минералов, превосходящих по своему разнообразию любой другой массив или месторождение мира. Тем не менее даже и в этих хорошо изученных массивах продолжается нарастание темпов открытия новых минералов. Так, из 90 новых минеральных видов, открытых в массивах за всю историю их исследования, более половины установлены за последние 20 лет, почти все — в составе ультраагпатовых пегматитов и гидротермалитов. В выяснение минералогических особенностей этих пород наряду с работами автора и других сотрудников ИМГРЭ — Е.И. Семенова, Е.М. Еськовой, Ю.Л. Капустина — существенный вклад внесли исследования Б.Е. Боруцкого, М.Н. Соколовой, З.В. Шлюковой (ИГЕМ АН СССР), И.В. Буссен, А.С. Сахарова, О.Б. Дудкина, Ю.П. Меньшикова, Л.В. Козыревой (Геологический институт Кольского научного центра АН СССР) и М.Д. Дорфмана (Минералогический музей АН СССР).

В основу настоящей монографии положен минералогический материал, собранный автором в Ловозерском и Хибинском массивах при документации и опробовании керна буровых скважин, горных выработок, естественных обнажений. Эти работы осуществлялись автором в составе специально организованного и возглавлявшегося им на протяжении более 10 лет экспедиционного отряда. Кроме летних полевых работ, проводились систематические посещения массивов в зимний период, что дало возможность оперативно обследовать свежевскрытые проявления ультраагпатовой минерализации, обнаружить и изучить значительное число минералов, неустойчивых в естественных атмосферных условиях.

В результате выполненных исследований автором впервые установлено широкое распространение не затронутых выветриванием проявлений ультраагпатов в глубоких зонах Ловозерского и Хибинского массивов и проведено их детальное изучение. При этом: открыто более 50 новых минеральных видов и значительное число минералов, ранее не отмечавшихся на территории СССР, общий список минералов Хибин и Ловозера расширен более чем на 100 названий, для многих минералов сделаны повторные находки и установлены новые типы парагенезисов; изучено явление наследования кристаллических структур при псевдоморфизации ультращелочных титаносиликатов и их аналогов и разработаны основанные на

принципе наследования критерии восстановления первичного минерального состава пород и руд по вторичным продуктам; на физико-химической основе объяснена тесная пространственная и парагенетическая связь ультращелочной минерализации с месторождениями редкометального и фосфатного сырья и разработаны новые критерии для поисковой минералогии; на материале автора расшифрованы кристаллические структуры нескольких десятков минералов, что позволило открыть значительное число ранее неизвестных структурных типов, выявить общие особенности строения и структурного типоморфизма минералов, объяснить наличие у многих из них ярко выраженных ионообменных и других полезных технических свойств; выполнены разработки по использованию ряда природных минералов в качестве эффективных сорбентов при сухой очистке газов от вредных примесей; в кадастр полезных ископаемых Хибинского массива внесено Тахтарвумчоррское месторождение келдышита – нового вида минерального сырья для производства цирконосиликатных сорбентов и ионообменников; выявлен новый генетический тип эндогенной содовой минерализации.

Данные о новых минералах использованы при формировании банка диагностических констант для автоматизированных систем диагностики минералов и при создании справочников "Спектры люминесценции минералов" [35] и "Типоморфизм минералов" (А.И. Гинзбург и др., 1989 г.). В учебном процессе используются данные о минералах, вошедшие в курсы минералогии, а также эталонные коллекции новых минералов, переданные автором ряду университетов и институтов.

Значительное число новых минералов исследовано автором совместно с аспирантами и преподавателями МГУ, сотрудниками других научных и учебных учреждений. Результаты этих исследований нашли отражение в ряде докторских (Б.С. Горобец, Д.Ю. Пушаровский) и кандидатских (Г.Д. Илюшин, О.Г. Карпов, В.М. Кутик, Себаис Милуд, Чинь Тхи Ле Тхы) диссертаций. Успешному выполнению данной работы в значительной мере способствовал опыт минералогических исследований, накопленный автором в 50-е и 60-е годы при изучении месторождений и рудопоявлений редких элементов в щелочных массивах Тувы, Енисейского кряжа, Украины, Урала, Средней Азии, Прибайкалья, Якутии, КНР¹.

Монография состоит из четырех глав, введения и заключения и в значительной мере повторяет структуру докторской диссертации автора [199], посвященной минералогии ультраапатитовых пород; диссертационная работа выполнена в лаборатории минералогии ИМГРЭ при постоянных консультациях и тесном сотрудничестве с заведующим лабораторией, профессором Е.И. Семеновым.

При проведении полевых работ большую помощь автору оказали руководители геологической службы и геологи производственных организаций А.М. Амбарников, И.Г. Аргамаков, Б.Л. Коробов, К.А. Иванов, А.Н. Мерьков, И.И. Кудряшов, А.С. Деревцов, Н.К. Золотухин, Е.А. Каменев, В.П. Павлов, Ф.В. Минаков, А.С. Фаныгин. Ряд образцов для диагности-

¹ В этих объектах автором открыты, или изучены, ряд новых минералов: баратовит $KLi_3Ca_7Ti_2Si_{12}O_{36}F_2$, дарапиозит $KNa_2LiMnZnZrSi_{12}O_{36}$, магбасит $KBaMg_6(Al, Sc) \cdot Si_7O_{22}F_2$, тихоненковит $SrAlF_4OH \cdot H_2O$, бурпалит $Na_2CaZrSi_2O_7F_2$; впервые для территории СССР описан брестерит $SrAl_2Si_6O_{16} \cdot 5H_2O$.

ки и исследования был представлен автору В.И. Степановым, Ю.С. Кобяшевым, И.М. Тимошенковым, П.М. Уткиным, В.П. Власюком, А.Д. Тимченко, А.С. Подлесным, М.Ф. Коробицыным.

Детальные исследования минералов проводились автором совместно с сотрудниками аналитических и методических лабораторий, а также лаборатории кристаллохимии ИМГРЭ (А.В. Быковой, М.Е. Казаковой, Г.Е. Черепивской, З.Т. Катаевой, А.В. Мартыновой, Ю.А. Пятенко, А.А. Воронковым, В.Б. Александровым, Н.Г. Шумяцкой, З.В. Пудовкиной, Р.А. Александровой, Т.А. Куровой, Н.М. Черницовой, В.В. Капцовым, Н.Г. Угрюмовой, Л.Г. Логиновой, И.М. Куликовой, О.М. Георгиевской, С.И. Лебедевой, В.Ф. Недобой, Н.С. Шацкой), ИГЕМ АН СССР (И.П. Лапутиной, Г.Н. Муравичкой, Н.А. Матвеевой, Г.О. Пилояном, Б.Б. Звягиным, З.В. Врублевской, Е.С. Рудницкой, Е.В. Власовой, Т.Л. Евстигнеевой, Г.Л. Васильевой, Е.А. Кориной), ЦНИГРИ (С.М. Сандомирской), ВИМСа (Г.Н. Нечелюстовым, Н.И. Чистяковой, Б.С. Горобцом, М.Л. Гафтом, В.И. Кузьминым), Института кристаллографии АН СССР (Ю.А. Малиновским, Р.К. Расцветаевой, Г.Д. Илюшиным), МГУ (Е.А. Победимской, Д.Ю. Пушаровским, Ю.К. Егоровым-Тисменко, Е.В. Соколовой, Н.А. Ямновой, Г.И. Дороховой, Т.Н. Надежиной и др.), Института Литосферы АН СССР (Ю.А. Борщевским, В.В. Ермиловым и др.), ИГФМ АН УССР (А.С. Поваренных, А.М. Калининchenko), институтов геологии Азербайджанской ССР (А.Д. Халиловым), Коми филиала АН СССР (Н.П. Юшкиным), Кольского научного центра АН СССР (Л.И. Полежаевой, Ю.П. Меньшиковым, Н.А. Елиной, Е.П. Федотовой, А.Ю. Бахчисарайцевым, О.А. Залкиндом), университетов Копенгагена (Дж. Г. Ронсбо) и Пизы (С. Мерлино, Н. Перкиацци, М. Пазеро).

При подготовке работы к печати учтены замечания Л.С. Бородина, А.В. Волошина, В.В. Герасимовского, А.А. Годовикова, О.Б. Дудкина, Л.Н. Когарко, С.М. Кравченко, А.В. Лапина, А.Е. Лисицына, Б.Н. Литвина, А.С. Марфунина, Д.А. Минеева, В.С. Попова, Ю.А. Пятенко, Е.В. Свешниковой, Н.А. Солодова, Л.К. Яхонтовой, Р.М. Яшиной. Большую помощь в обработке материала оказала Е.Е. Шелехова.

Всем перечисленным товарищам автор выражает свою глубокую благодарность.

**УЛЬТРААГПАИТОВЫЕ ПОРОДЫ –
СУЩЕСТВЕННО НОВЫЙ ТИП
ПЕГМАТОИДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ
В МАССИВАХ АГПАИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ**

Ловозерский и Хибинский массивы обычно рассматриваются в одном ряду с массивом Илимаусак в Южной Гренландии как примеры классических провинций агпаитовых нефелиновых сиенитов, характеризующихся отношением $(Na + K)/Al > 1$, обогащенностью летучими и редкими элементами, присутствием в числе типоморфных минералов щелочных титано- и цирконосиликатов. Термином "агпаитовые" В.И. Герасимовский (1939, 1956 гг.) и ряд других исследователей наряду с магматическими породами обозначают обладающие теми же особенностями пегматитовые дериваты нефелиновых сиенитов. Е.И. Семенов [140–144, 147] относит к агпаитовым целые интрузивные комплексы либо отдельные типы пегматитовых и гидротермальных дериватов, формирование которых сопровождалось существенным развитием агпаитовой минерализации на отдельных стадиях петрогенетического процесса.

Несмотря на то что вопросам классификации нефелиновых сиенитов и их дериватов на основе химизма пород и типоморфизма минералов посвящено большое число работ [24, 32, 109, 140, 282, 317 и др.], эти вопросы разработаны еще недостаточно, тем более в отношении массивов агпаитовой формации. Разнообразие минералов в этих массивах оказалось настолько значительным, что для выделения типов внутри данной группы требуется привлечение дополнительных критериев. К тому же здесь основная часть характерных минералов связана не с магматическими породами к которым обычно применяется термин "агпаитовые", а с поздние- и послемагматическими дериватами, в которых алюмосиликаты нередко играют подчиненную роль и величина отношения $(Na + K)/Al$ утрачивает свое индикаторное значение.

В подобных случаях индикатором степени агпаитности могут служить содержание в минералах и породах наиболее сильных оснований или отношение $(Na + K + Ca + Sr) : (Al + Fe^{3+} + Ti)$. На основе последнего А.И. Гинзбургом и А.М. Портновым (1966 г.) выделена минеральная ассоциация, занимающая промежуточное положение между типичными агпаитовыми и типичными миаскитовыми ассоциациями. В работах [8, 9, 109, 161], базирующихся главным образом на изучении хибинского материала, предлагается различать три типа минеральных ассоциаций нефелиновых сиенитов — миаскитовый, агпаитовый и ультраагпаитовый. При этом используется целый набор типоморфных признаков минералов, в том числе показатель их основности, а понятия "агпаитовые" и "ультраагпаитовые" сопоставляются как таксономически равноценные. С последним, однако, нельзя согласиться по той причине, что термин "агпаитовый" был введен

его автором Н. Уссингом как раз для обозначения пород массива Илимаусак с его особой минералогической и геохимической спецификой, которые в соответствии с критериями цитированных работ должны быть отнесены к типичным ультраагпайтовым, т.е. ультраагпайтовые ассоциации правомерно рассматривать лишь как часть агпайтовых ассоциаций. Более универсальный подход к обсуждаемой проблеме предложен Е.И. Семеновым [140, 142, 144, 147, 149 и др.], который учитывает влияние на формирующиеся минеральные ассоциации активностей как главных оснований пород (Na, K, Ca), так и летучих компонентов (F, OH), а в качестве меры активности этих компонентов принимает их содержание в различных минералах, в том числе амфиболах. Раздельный учет активностей щелочных и летучих компонентов позволил Е.И. Семенову разработать весьма дробную схему расчленения нефелин-сиенитовых дериватов с выделением среди них ультракалиевых и ультранатриевых типов.

В наших работах [186, 190, 195] при расчленении нефелин-сиенитовых дериватов первостепенное внимание уделяется типоморфизму редкометалльных и аксессуарных минералов, прежде всего многочисленных амфосиликатов с общей формулой $A_xM_ySi_pO_q$, где A = Na, K и другие сильные основания, M = Ti, Nb, Zr, Be и другие "заместители" алюминия. Индикатором щелочности среды образования подобных минералов является

их щелочной модуль $K_{alk} = \frac{x \cdot 100}{x + y + p}$ — процентное содержание наибо-

лее основных катионов группы A в сумме катионов химической формулы, по величине которого агпайтовые нефелиновые сиениты и их дериваты могут быть условно разделены на следующие 4 типа [195, 199]¹: 1 — ультраагпайтовый ($K_{alk} > 40\%$), 2 — высокоагпайтовый ($\approx 35-40\%$), 3 — среднеагпайтовый ($\approx 25-35\%$), 4 — низкоагпайтовый ($\approx 15-25\%$). Последний является переходным к дериватам миаскитового типа ($K_{alk} < 15\%$), для которых присутствие щелочных амфосиликатов не является характерным.

ПОЛОЖЕНИЕ УЛЬТРААГПАЙТОВЫХ ПОРОД В ОБЩЕЙ СХЕМЕ НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВЫХ ДЕРИВАТОВ

Классификация нефелин-сиенитовых дериватов, основанная на типоморфизме важнейших групп редкометалльных, аксессуарных и породообразующих минералов, представлена в табл. 1, которая составлена с учетом новейших данных по минералогии ультраагпайтов Хибино-Ловозерского комплекса. Агпайтовые дериваты разделены на 4 типа. Границы между ними условны, однако в ряде случаев они надежно устанавливаются по смене минералов-индикаторов или по наличию реакционных взаимоотношений между определенными минералами.

Весьма надежным индикатором принадлежности минеральных комплек-

¹ Дериваты агпайтового типа обычно характеризуются исключительной пестротой минерального состава. Поэтому в данной классификации учитываются преимущественно минералы с максимальными значениями K_{alk} .

Таблица 1. Типоморфные минералы нефелин-сиенитовых дериватов

Типы дериватов	Редкометалльные и аксессуарные минералы	Главные темно- и светлоцветные минералы		
Агпаитовые Ультраагпаитовые (1) $K_{alk} > 40\%$	Цирсианалит (ловозерит) Казаковит (тисиналит) Вуоннемит (эпистолит) Ломоносовит (мурманит) Витусит, фосинаит, стенструпин, сидоренкит, олимпит, тугтупит, расвумит, эрдит	Li-арфведсонит Рибекит Эгирин	Гакманит Уссингит Анальцим Натродэвин Натросилиит Натрит Виллиомит	
Высокоагпаитовые (2) $K_{alk} = 35-40\%$	Паракелдышит (келдышит) Лейфит	Эвдиалит Лампрофиллит Лопарит Лоренценит Сейдозерит Астрофиллит	Li-арфведсонит Эгирин Энигматит	Содалит Нефелин Анальцим Канкринит Виллиомит КПШ
Среднеагпаитовые (3) $K_{alk} = 25-35\%$	Гейдоннеит Илерит Эпидидимит	Апатит Титанит	Арфведсонит Эгирин Биотит	Нефелин Нозеан КПШ
Низкоагпаитовые (4) $K_{alk} = 15-25\%$	Эвдиалит Ловенит Бриголит Лейкофан	Апатит Титанит Пирохлор	Катофорит Авгит Биотит	Анальцим Канкринит
Миаскитовые $K_{alk} < 15\%$	Ортит Эшинит Корунд Шорломит	Циркон Ильменит Флюорит Кальцит	Гастингсит Авгит Биотит	Нефелин КПШ Альбит Канкринит

Примечание. Таблица составлена с учетом данных В.И. Герасимовского, Е.И. Семенова, Х. Соренсена и др.; в скобках вторичные минералы унаследованного состава.

сов к ультраагпаитовому типу является наличие в их составе цирсианалита. Это наиболее богатое натрием соединение циркония из всех известных в природе ($K_{alk} = 43\%$). Установлено, что цирсианалит в основной массе не является первичным минералом, как предполагалось ранее [67], а представляет продукт изменения менее щелочного цирконосиликата эвдиалита ($K_{alk} = 25\%$), по которому он развивается с образованием каемок или полных псевдоморфоз [188, 185, 187, 189]. Развитие бесцветного или бледноокрашенного цирсианалита по кристаллам и зернам ярко-красного эвдиалита — легко запоминающийся признак, указывающий на резко повышенную щелочность среды, при которой существование эвдиалита невозможно. Равноценное индикаторное значение имеют псевдоморфозы ловозерита по эвдиалиту.

Важную группу типоморфных минералов в дериватах 1 типа составляет семейство ломоносовита, включающее наиболее щелочные из всех известных в природе соединения титана и ниобия ($K_{alk} = 50-55\%$). Их роль определяется сравнительно широкой распространенностью в ультра-

агпаитовых дериватах при отсутствии в дериватах других типов, легкостью визуальной диагностики, однозначностью связи между щелочными и гидратными аналогами, сравнительно высокой устойчивостью последних в зонах эпитермального и гипергенного изменения пород. В составе светлоцветных минералов ультраагпаитов заметную роль играют наименее кислотные адденды — S^{2-} (в гакманите), CO_3^{2-} (в натродэвине), а в амфиболах параллельно с натрием накапливаются Li и F. Специфическими минералами дериватов данного типа являются уссингит — алюмосиликат с самой высокой агпаитностью ($Na/Al = 2$) и натросилит — самый богатый натрием природный силикат. Наличие большой группы водорастворимых минералов — солей слабых кислот и сильных оснований — уникальная особенность пегматитов и гидротермалитов 1 типа.

Дериваты 2 высокоагпаитового типа содержат в качестве наиболее щелочных типоморфных минералов паракелдышит ($K_{alk} = 40\%$) и эвдиалит ($K_{alk} = 25\%$). Для этих цирконосиликатов, часто образующих совместные выделения в породе, реакционные взаимоотношения не характерны. Оба они представлены совершенно свежими зернами или частично замещены терскитом ($K_{alk} = 36\%$), гейдоннеитом, илеритом (33%) и другими щелочными цирконосиликатами. В дериватах 3 и 4 типов эвдиалит сосуществует или находится в реакционных взаимоотношениях с цирконосиликатами менее щелочными, чем паракелдышит. Эти типы связаны постепенными взаимопереходами и различаются менее отчетливо, чем типы 1 и 2. Столь же неотчетлива граница между низкоагпаитовым и миаскитовым типами. Следует отметить, что по многим особенностям дериваты 1 и 2 типов очень тесно примыкают друг к другу, в связи с чем в настоящей работе они рассматриваются в рамках единой группы ультраагпаитовых пегматитов и гидротермалитов. Выделенные дериваты, однако, в основном слагаются субщелочными алюмосиликатами и часто имеют валовый коэффициент агпаитности, близкий к единице. Поэтому в качестве главного признака ультраагпаитовых пород предлагается использовать наличие в них соответствующих типоморфных минералов табл. 1. Указанным критерием автор руководствовался при отнесении к ультраагпаитовым пород широко варьирующего состава — существенно уссингитовых, гакманитовых, анальцимовых, канкринитовых, натролитовых, полевошпатовых, эгириновых, арфведсонитовых, натросилитовых, щелочно-карбонатных, виллиомитовых и т.п.

Несколько замечаний об использовании терминов "породы", "пегматиты" и "гидротермалиты". Ультращелочные минералы рассматриваемых образований имеют чрезвычайно растянутый температурный диапазон кристаллизации и концентрируются не только в пегматитах и гидротермалитах, но и в интеркумулусе массивных магматических пород. Вместе с тем строгие критерии для разделения изученных образований на магматические, пегматитовые и гидротермальные отсутствуют, поскольку известно (см. гл. II), что с понижением температуры ультращелочные магмы могут переходить в гидротермальные растворы постепенно, без критических явлений. Первый из указанных выше терминов применяется в данной работе преимущественно в общем значении, т.е. для всей совокупности ультраагпаитовых образований, в отдельных случаях для обозначения массивных магматических пород с относительно равномерной вкрапленностью ультра-

щелочных минералов, второй — главным образом для крупнозернистых жильных и шпировидных обособлений, третий — для поздних жильных образований и измененных пород с гидроалюмосиликатами.

ПРОЯВЛЕНИЯ УЛЬТРААГПАЙТОВЫХ ПОРОД В ГЛУБОКИХ ЗОНАХ МАССИВОВ

В настоящем разделе приведено систематизированное описание ультраагпайтовых пегматитов и гидротермалитов, вскрытых на глубоких горизонтах массивов. Условно выделены восемь типов — эталонных представителей, на которые даются ссылки при изложении материала в последующих главах работы. Для понимания особенностей локализации описываемых образований приводятся краткие сведения по геологии района исследований.

Хибино-Ловозерский комплекс объединяет два уникальных по своим размерам щелочных массива — Хибинский (1327 км²) и Ловозерский (650 км²). Массивы герцинского возраста, залегают в докембрийских гнейсах и сланцах и содержат в кровле многочисленные ксенолиты метаморфизованных эффузивно-осадочных пород палеозойского возраста. Оба массива (рис. 1, 2) имеют форму кольцевых конических интрузий и, по геофизическим данным, продолжают на глубину свыше 8–10 км. Каждый из них является сложным интрузивом центрального типа, сформировавшимся в несколько интрузивных фаз.

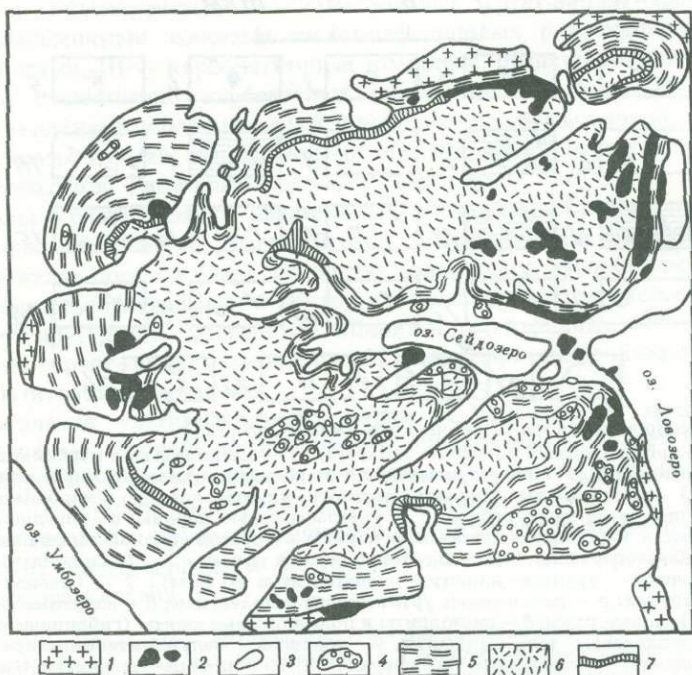
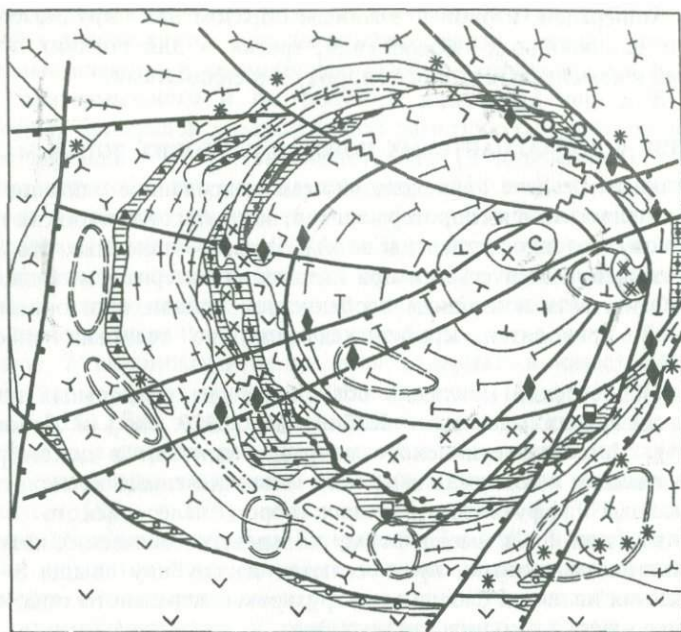
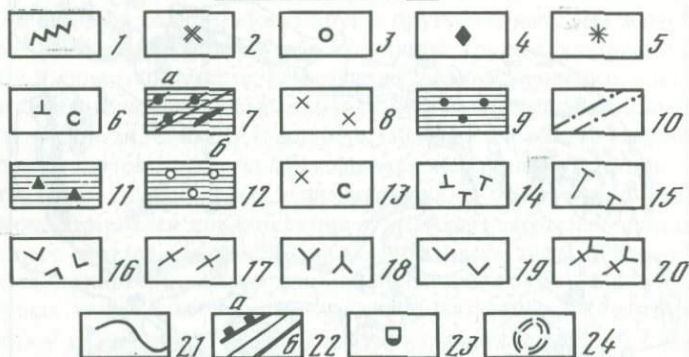


Рис. 1. Геологическая схема Ловозерского массива, по [75]

1 — вмещающие породы (гнейсы); 2 — ксенолиты ловозерской свиты; 3 — современные отложения; 4 — породы I фазы, содалитовые сиениты; 5 — породы дифференцированного комплекса (II фаза); 6 — породы эвдиалитоносного комплекса (III фаза); 7 — порфиривидные лувяриты (III фаза)



5 0 5 10 км



Р и с. 2. Геологическая карта Хибинского массива, по [151]

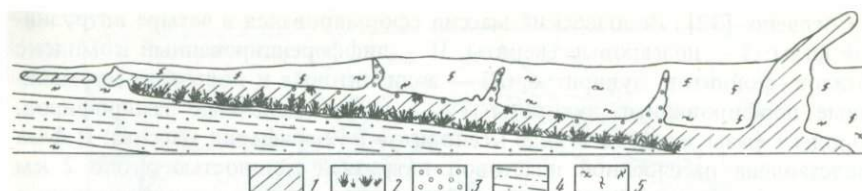
1-6 - карбонатитовый комплекс (III фаза): 1 - катаклазиты и карбонатные брекчи с апатитовой и др. минерализацией, 2 - карбонаты кальцитовые и манганкальцитовые, 3 - взрывные брекчи основного-ультраосновного и карбонатного состава, 4 - щелочные лампрофиры, 5 - ультраосновные породы, 6 - предполагаемые карбонатные и карбонатно-силикатные породы с богатой содовой минерализацией, а также содалитсодержащие нефелиновые сиениты и уртиты; 7-12 - комплекс нефелиновых сиенитов - уртитов-ийолитов-мельтейгитов (II фаза): 7 - Главная продуктивная интрузия: а - сложенные уртит-ийолит-мельтейгиты, б - апатит-нефелиновые и апатит-сфеновые руды, 8 - рихсорриты и пойкилитовые ювиты (гибридные породы), 9-12 - спутниковые тела и апофизы, 9 - ийолиты и мельтейгиты с апатит-сфеновой минерализацией, установленные на поверхности, 10 - породы спутниковой интрузии, предполагаемые на глубине по геофизическим данным, 11 - крупнолыбовая брекчия мезомеланократовых пород с ювитовым цементом, 12 - микрогаббро-нориты, ийолиты, мельтейгиты, оливковые шонкиниты, среднезернистые нефелиновые сиениты; 13-18 - комплекс апатитовых нефелиновых сиенитов (I фаза): 13-15 - фойяиты: 13 - пироксеновые, содалит-канкринитовые, 14 - эгириин-арфведсонитовые массивные

Согласно [32], Ловозерский массив сформировался в четыре интрузивные фазы: I — нозеановые сиениты, II — дифференцированный комплекс уртитов—фойяитов—луявритов, III — эвдиалитовые и ловозерит-мурманитовые порфиroidные луйавриты, IV — дайки щелочных лампрофиров. Породы I фазы залегают в виде ксенолитов по периферии массива. II фаза представлена расслоенной пластовой интрузией мощностью около 2 км и диаметром около 25 км, в которой ритмически чередуются двухчленные (фойяиты—луйавриты) или трехчленные (уртиты—фойяиты—луйавриты) пакки пород. Эвдиалитовые луйавриты, прорывающие и перекрывающие породы II фазы, образуют пластовую залежь мощностью от 100 до 450 м. Для ловозерит-мурманитовых порфиroidных луйавритов характерны пласты и дайки длиной до 2 км и мощностью до 150 м, занимающие секущее положение относительно пород дифференцированного комплекса и эвдиалитовых луйавритов либо приуроченные к контактам между ними. В породах II и III фаз залегают небольшие штоки, дайки и линзообразные тела (до 2 км по площади) пойкилитовых содалитовых сиенитов и тавитов, часто обнаруживающие приуроченность к определенным частям разреза расслоенных пород. Они рассматриваются как сингенетичные породам II и III фаз либо как более поздняя интрузивная фаза [142].

Согласно результатам работ по геологическому доизучению Хибинского массива [151], в его строении (рис. 2) принимают участие породы трех интрузивных фаз: I — крупнозернистые нефелиновые сиениты (хибиниты, фойяиты, льявчорриты), II — расслоенные уртит-ийолит-мельтейгиты с промышленными залежами апатит-нефелиновых руд, сопровождаемые рисчорритами, III — карбонатитовый комплекс, представленный крупным штоком существенно карбонатных пород, многочисленными мелкими телами и дайками ультраосновных и основных щелочных пород, зональными трубками взрыва, выполненными брекчиями покрывовых порфиридов и карбонатитов. Рисчорриты рассматриваются как гибридные породы — продукты кристаллизации палингенных расплавов, образовавшихся при внедрении уртит-ийолит-мельтейгитов в нефелиновые сиениты I фазы. Расположение пород в плане подчинено кольцевому, дугообразному строению массива: от периферии к центру и с запада на восток последовательно сменяют друг друга массивные хибиниты, трахитоидные хибиниты, рисчорриты, уртит-ийолит-мельтейгиты, льявчорриты, фойяиты, породы карбонатитового комплекса.

Проявления ультраагпаитовых пород в Ловозерском массиве. Рассматриваемые проявления в основном приурочены к верхней части дифференцированного комплекса и включают: 1) пегматитовую залежь Юбилейная, 2) пегматитовый горизонт под малиньитами на горе Карнасурт, 3) уссингитовые и другие фельдшпатоидно-цеолитовые прожилки на горах Карнасурт, Кедыкверпахк и Аллуайв, 4) жильные и шпировидные пегматы на горе Аллуайв.

и 15 — трахитоидные, 16 — льявчорриты, 17 — хибиниты трахитоидные, 18 — хибиниты массивные, 19, 20 — породы обрамления: 19 — осадочно-вулканогенные с интрузиями габброидов, 20 — гнейсы с интрузиями плагиогранитов—диоритов; 21 — границы между разновозрастными образованиями; 22 — разрывные нарушения: а — поперечный глубинный Тульйокский разрыв и глубинные разрывы в контактной зоне массива, б — концентрические и радиальные разрывные нарушения второго порядка; 23 — рудопроявления соды эндогенного происхождения; 24 — локальные отрицательные гравитационные аномалии



Р и с. 3. Пегматитовая залежь Юбилейная (по А.Н. Мерькову и И.В. Буссен)

1 — натролит, 2 — лучистые сростки арфведсонита и эгирина, 3 — эвдиалит; 4 — амфиболовый луаврит; 5 — фойяит

1. Пегматитовая залежь Юбилейная обнаружена в 1970 г. в северо-западной части горы Карнасурт геологами А.Н. Мерьковым и А.П. Недорезовой и представляет собой первое крупное пегматитовое тело Ловозерского массива, вскрытое на большой глубине от поверхности. В ее составе к настоящему времени установлено присутствие около 50 минералов, в том числе 12 новых: борнеманит, витусит, вуоннемит, зорит, ильмаюкит, лапландит, ловдарит, пенквилксит, раит, сажинит, терскит, шафрановскит [14, 17, 18 и др.]. По данным цитированных работ, наблюдений автора и В.И. Степанова, залежь представлена почти горизонтальным телом мощностью 1–1,6 м, которое прослежено на 26 м по контакту фойяитов и подстилающих их луавритов (рис. 3). Поверхность лежащего бока залежи ровная: подстилающий луаврит не изменен даже у самого зальбанда. Поверхность всякого бока неровная: от нее отходят апофизы, наиболее крупная из которых прослежена вверх на 2,5 м и имеет у основания мощность 1,2 м. Залежь асимметрично-зональная: по границе с луавритом проходит тонкая полевошпатовая оторочка, сменяющаяся зоной мощностью около 0,5 м, сложенной крупнокристаллическим (до 10–20 см) агрегатом микроклина (см. № 1 в табл. 13); содалита, лучистыми сростками длиной до 10 см магнезиоарфведсонита (см. № 15 в табл. 15) и эгирина. К этой же зоне приурочены овальные, диаметром до 5–10 см зерна красно-коричневого эвдиалита. Некоторые из них окружены каймой белого или светло-сиреневого фарфоровидного *терскита*¹. С эвдиалитом ассоциируют таблитчатые и изометричные зерна лоренценита (см. № 4 в табл. 24) размером до 3–5 см.

Ближе к осевой части залежи в этой зоне появляются крупные, диаметром до 15–20 см сферолиты светло-зеленого очень вязкого радиально-волоконистого эгирина, пластинки и розетковидные сростки *ломоносовита* (до 15×10×3 см), агрегаты изогнутых пластинок (до 1 см) *ВаМп-лампрофиллита*, призматические кристаллы и уплощенные выделения (до 6 см) серандита, округлые, диаметром до 3×5 см выделения *стенструпина*. Здесь же находятся неправильной формы агрегаты скрытокристаллического фарфоровидного или радиально-волоконистого *нарсарсукита*. Аналогичные выделения серандита, *стенструпина*, реже *нарсарсукита* встречаются также среди натролита центральной зоны залежи. Всюду вместе

¹ Курсивом здесь и в описаниях следующих типов выделены высоко- и ультращелочные минералы, включая малостойкие и водорастворимые.

с ними находятся скопления изометричных до 0,5–1 см кристаллов манганнепунита, призматических до 0,8 см кристаллов и розеток лейкосфенита. Зерна сфенструпина с поверхности и по трещинам замещены полиминеральным агрегатом *лапландита*, *витусита*, *беловита*, местами манганнепунита и *сажинита*. Ломоносвит замещается тонкозернистым кирпично-красным манганнепунитом, серовато-голубоватым нарсарсукитом, желтым пластинчато-волокнистым *борнеманитом*.

Центральная зона залежи мощностью 0,3–0,5 м и крупная апофиза слагаются в основном розовым и белым, плотным и кавернозным, в отдельных участках довольно рыхлым натролитом, в массе которого заключены блоки катаклазированного микроклина и резорбированные кристаллы содалита, а по трещинам — выделения альбита. Спорадически среди натролита встречаются линзовидные до 15 см в диаметре выделения белого или бледно-розового скрытокристаллического *полилитгонита*, а также изометричные, диаметром до 10 см кристаллы и неправильной формы зерна *чкаловита*, частично замещенного *ловдаритом*. Здесь же отмечаются прямоугольные пластинки розового цвета толщиной до 3–5 см, сложенные тонкозернистым агрегатом *зорита*, реже — *ненадкевичита*, вероятно, образовавшихся в результате псевдоморфизации *вуоннемита*; последний встречен в этой же зоне в виде нескольких свежих пластинок зеленовато-желтого цвета. Бледно-желтый до темно-желтого безжелезистый клейофан образует в натролите скелетные пластинчатые и изометричные кристаллы до 5 см. Прочие сульфиды и арсениды представлены кубическими кристаллами до 5 мм галенита, удлинненными пластинчатыми кристаллами до 0,1–1×5 мм сафлорита, мелкими (менее 1 мм) зернами Со-леллингита. К висячему боку залежи вновь возрастает количество микроклина, магнезиоарфведсонита и эгирина, появляются лоренценит и в большом количестве эвдиалит. Во вмещающем фойяите проявлены процессы выщелачивания, новообразования эвдиалита, лоренценита, натролита, но уже через несколько сантиметров от контакта кровли эти минералы исчезают. Вблизи контакта с пегматитом фойяит сильно трещиноват и пропитан насыщенным щелочным раствором. Виллиомит здесь отсутствует, но выше фойяит содержит его в количестве до 2–3%.

Для всех зон пегматитового тела характерно обилие пустот, в которых локализуются наиболее поздние по времени выделения минералы — лучистые сростки раита, зорита, конкреции и мелкозернистые скопления маунтинита, щетки ромбовидных кристаллов *ильмайокита*, скорлуповатые наросты и шарики битума, войлоковидные скопления эгирина, неправильной формы выделения минерала типа чинглусуита, белые комковатые конкреции *пенквилксита*. У лежащего бока залежи наблюдаются "златоли-ты", или пустоты выщелачивания хорошо образованных "веточек" (длинной до 10–15 см) скелетных кристаллов неизвестного минерала, пронизывающие насквозь контактирующие друг с другом зерна полевого шпата, эвдиалита, лоренценита. В центральной зоне встречаются крупные (до 3 см) изометричные пустоты с четкими отпечатками граней кристаллов выщелоченного виллиомита. На стенках таких пустот кроме упомянутых поздних минералов обнаружены розетки диаметром до 1–2 см таблитчатых кристаллов *нордита*, которые встречаются и в розовом опаловидном натролите. Места в центральной зоне встречаются пустоты величиной до 10 см,

ограниченные псевдоморфозами натролита по кристаллам (2–3 см) *уссингита*, в одном случае встречена псевдоморфоза по ромбододекаэдру содалита диаметром 3–5 см. В рыхлой массе натролита, заполняющей полости в апофизе пегматита, обнаружены скопления *галита* в виде прозрачных кристаллов и их сростков. *Натрон* и *термонартри* обильно развиваются по трещинам и на поверхности образцов, отобранных в центральной зоне залежи. Кроме отмеченных минералов в протолочках проб установлены *акцессорный лопарит*, *магнетит*, *пирит*, *пирротин*.

Схематически все минералы могут быть разделены на четыре разновозрастные ассоциации — первичную пегматитовую, раннюю гидротермальную, позднюю гидротермальную и эпитермальную. Первая включает микроклин, содалит (гакманит), нефелин, эвдиалит, призматический эгирин, магнезиоарфведсонит, лоренценит. Обилие элатолитов указывает на присутствие в этой ассоциации первоначально какого-то легкорастворимого минерала, а их хорошая сохранность — на относительную ограниченность переотложения вещества краевых зон в ходе дальнейшего процесса минералообразования. Во вторую стадию вместе с продолжавшимися кристаллизоваться микроклином и эвдиалитом отлагались минералы переходной зоны — радиально-волокнистый эгирин и ломоносозит. Вначале третьей стадии в переходной и центральной зонах отлагались *уссингит*, *анальцим* и *содалит*, *волокнистый эгирин*, *манганнептунит*, *стенструшин*, *лейкосфенит*, *клеюфан* и другие *сульфиды*, *ВаМп-лампрофиллит*, *серандит*, *вуоннемит*, *чкаловит*, *нордит*, *полилитионит*; затем главные минералы были замещены мелкозернистым *натролитом* и *альбитом*, многие из ранее выделившихся минералов претерпели частичное изменение с развитием псевдоморфоз *терскита*, *манганнептунита*, *серандита* и *шафрановскита* по *эвдиалиту*, *манганнептунита*, *нарсарсукита* и *борнеманита* по *ломоносозиту*, *редкоземельных силикатов*, *фосфатов* и *манганнептунита* по *стенструшину*, *ловдарита* по *чкаловиту*. В эпитермальную стадию продолжались процессы замещения (*ненадкевичит* и *зорит* по *вуоннеми*ту и т.п.), происходило образование *пустот выщелачивания виллиомита*, и на стенках *пустот* отлагались новые генерации *натролита*, *альбита* и такие поздние минералы, как *пенквилксит*, *раит*, *зорит*, *маунтинит*, *ильмаюкит*, *галит*. Образование *натрона* и *термонартри*, очевидно, связано уже с современными гипергенными процессами минералообразования, возможно с гидратацией *первичного натрита*, *гидролизом ультращелочных силикатов*, *титано-*, *ниобо-* и *цирконосиликатов*. Залежь Юбилейная не имеет полных аналогов, но в значительной мере сочетает в себе черты, свойственные известным пегматитам *пойкилитовых содалитовых сиенитов* (*науяитов*) и *фойяитов Ловозера* и *Илимаусака* [24, 141, 142, 317].

2. Пегматитовый горизонт мощностью до 0,5–1 м, залегающий в фойяитах горы Карнасурт ниже пласта малиньитов, прослежен по простиранию и падению на сотни метров. От пластовых пегматитов, описанных в верхней зоне массива, он отличается тем, что на значительных интервалах содержит в качестве породообразующего минерала водорастворимый силикат натрия — *натросилит*, который ранее был известен лишь как минералогическая редкость [167]. Это твердый, бесцветный, прозрачный минерал со слюдоподобной спайностью. В одних участках он выполняет интерстиции между кристаллами и зернами различных минералов пегматита, в других — слагает

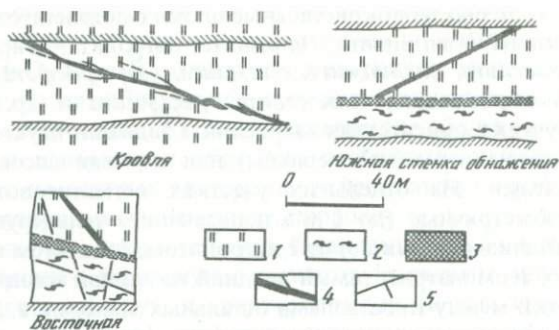
крупные (до 20–30 см) монокристалльные блоки с пойкилитовыми включениями микроклина, канкринита, гакманита, натролита, эгирина, а также *натрита*, *термонатрита*, *виллиомита*, *олимпита*, *натрофосфата*, *вуоннемита*, *ломоносовита*, *цирсиналита*, *казаковита*, *расвумита* и др. Характерно, что во всех случаях в присутствии натросилита эвдиалит неустойчив и обычно замещен цирсиалитом (ловозеритом) или другими высокощелочными цирконосиликатами. На отдельных участках пегматитового горизонта встречаются изометричные (до 1 м в поперечнике) тела крупнозернистых существенно виллиомитовых пород с натролитом, содалитом и термонатритом, в которых термонатрит, самый поздний из данной ассоциации, выполняет промежутки между кристаллами остальных минералов. Дополнительные данные о минералогических особенностях пегматитового горизонта приводятся в [148, 194, 195, 202].

3. На горах Карнасурт, Кедакверпахк, Аллуайв в породах главным образом верхней части дифференцированного комплекса широко развиты усингитовые, содалитовые, анальцимовые, канкринитовые, натролитовые прожилки, в которых наряду с эгирином и щелочным амфиболом почти постоянно отмечаются вкрапления высокощелочных, в том числе редкометалльных минералов – *беловита*, *вуоннемита*, *ильмайюкита*, *казаковита*, *настрофита*, *натисита*, *нордита*, *ольгита*, *расвумита*, *стенструпина*, *умбозерита*, *фосинаита*, *чкаловита*, *эрдита*. Кроме того, в составе таких прожилков важную роль играют солевые минералы – *виллиомит*, *натросилит*, *макатит*, *канемит*, *ревдит*, *натрит*, *термонатрит*, а также *натрофосфат* и *олимпит*. Характерна преимущественная приуроченность скоплений редкометалльных минералов к зальбандам, солевых минералов – к осевой зоне прожилков. Мощность прожилков 2–3, в раздувах до 5–20 см, длина от первых метров до нескольких десятков метров. Границы прожилков с вмещающей породой ровные, но наблюдаются и случаи постепенных переходов (табл. I)¹. Весьма характерна кулисообразная форма прожилков (рис. 4).

4. Пегматиты района горы Аллуайв залегают в виде жил, прожилков и шпировидных обособлений мощностью до нескольких десятков сантиметров – первых метров среди пойкилитовых сиенитов нижней и средней частей дифференцированного комплекса. Главные минералы пегматитов – калиевый полевой шпат, нефелин, содалит (гакманит), натродэвин, щелочные амфибол и пироксен; менее широко распространены анальцим, *вуоннемит*, *ломоносовит-мурманит*, натролит, альбит, *уссингит*, серандит, лоренценит, *лампрофиллит*, астрофиллит, нептунит, *катаплеит*, *илерит*, *гейдоннеит*, эвдиалит, *паракелдышит*, апатит, сфен, ильменит, пиррофанит, *пирротин*, троилит, молибденит, сфалерит (клеюфан); еще более редки лопарит, лейфит, эпидимит, аллуайвит, стенструпин. Наиболее поздняя ассоциация минералов приурочена к осевой части пегматитовых тел и представлена *виллиомитом*, *когаркоитом*, тонкоигльчатый и волокнистый эгирином, местами *сирлезитом*, нейборитом, *термонатритом*, *натрофосфатом*, *сидоренкином* и *настрофитом*.

4а. Приведенные выше данные получены на несколько измененном материале, собранном на отвале. Непосредственно в горных выработках

¹ Таблицы I–VIII см. в конце книги.



Р и с. 4. Натролит-уссингитовые прожилки, по [37]

1 — уртит; 2 — фойяит; 3 — полевошпатовый ийолит; 4 — натролит-уссингитовые прожилки; 5 — трещины отдельности

на горе Аллуайв автором изучены интенсивно минерализованные пегматиты, практически не затронутые процессами выветривания, среди которых различаются: 1) относительно маломощные (до 5–10, реже 20 см) тела калишпатового состава с содалитом, нефелином, иногда анальцимом, канкринитом, *уссингитом*, *эвдиалитом*, *катаплеитом*, *цирконом*, *лампрофиллитом*, *лоренценитом*, местами обильными выделениями солевых минералов — *виллиомита*, *когаркоита*, *криолита*, *термонатрита*, *нахколита* или *троны*, в ассоциации с которыми находятся *сидоренки*, альбит, эгирин, серандит и множество других минералов, включая новые; 2) более мощные (до 0,5–0,8 м), существенно уссингитовые тела с калиевым полевым шпатом, нефелином, содалитом, канкринитом, эгирином, щелочным амфиболом и большим набором других минералов: *беловит*, альбит, натролит, *чкаловит*, *тугстунит*, *паракелдышит*, *терскит*, *катаплеит*, *серандит*, *лоренценит*, *ломоносовит*, *вуоннемит*, *эпистоилит*, *борнеманит*, *нептунит*, *лейкосфенит*, *стенструтин*, *макатит*, *сажинит*, *полилитгонит*, *когаркоит*, *виллиомит*, *галит*, *натрит*, *трона*, *термонатрит*, кварц, *эрдит*, *сфалерит*, *галенит* и ряд других.

Проявления ультраагпаитовых пород в Хибинском массиве. Ниже охарактеризованы пегматиты с карбонатами и фосфатами натрия (5), *чкаловитом* и щелочными цирконо- и титаносиликатами (6), вскрытые горными выработками на горизонтах +530 и +470 м горы Расвумчорр, а также жильные образования существенно силикатного (7) и карбонатного (8) состава, вскрытые бурением в различных точках центральной дуги массива.

5. Субвертикально падающее пегматитовое тело горизонта +530 м рассекает уртиты лежащего бока крупной залежи апатит-нефелиновых пород месторождения Расвумчорр. Тело мощностью 2–3 м сложено грубозернистым (5–15 см) агрегатом нефелина, *гакманита*, калиевого полевого шпата, щелочного амфибола, *эгири*-диоксида, *энигматита*, *эвдиалита*. Спорадически в интерстициях между зернами указанных минералов и в виде псевдоморфоз по ним, а также гнездообразных обособлений отмечаются скопления волокнистого и игольчатого эгирина, *лампрофиллита*,

ломоносовита, щербаковита, фосинаита, дельхайелита, натролита, пектолита, а также виллиомита, натрита, термонатрита, натрофосфата, олимпита, шафрановскита, сидоренкита, расвумита, джерфшерита, пирротина, молибденита, сфалерита, галенита. В участках развития поздних минералов интенсивно проявилось замещение эвдиалита цирсиалитом и ловозеритом.

6. На горизонте +470 м горы Расвумчорр вскрыта серия секущих уртиты пегматитовых жил мощностью 20–40 см, сложенных преимущественно минералами двух разновозрастных ассоциаций — первичной пегматитовой (микроклин, нефелин, содалит, Mg-астрофиллит, энigmatит, эгирин, эвдиалит, *лампрофиллит, ломоносовит*) и наложенной на нее трещинам более поздней *виллиомитовой* (с *чкаловитом*, пектолитом, альбитом, натролитом, сфалеритом, галенитом, *натрофосфатом*). Локально в пегматитах проявлен своеобразный тип еще более поздней минерализации, представленной псевдоморфозами желтого баритолампрофиллита и волокнистого лоренценита по бурому лампрофиллиту и гейдоннеита и вадеита по эвдиалиту.

7. По данным изучения kernового материала, ультращелочная минерализация весьма характерна для многочисленных жил и прожилков пегматитов и гидротермалитов, секущих рисчорриты, ийолит-уртиты и контактирующие с ними нефелиновые сиениты на протяжении всей центральной дуги Хибин. Жильные образования слагаются адуляровидным ортоклазом, нефелином, содалитом, волокнистым и игольчатым эгирином, пектолитом, дельхайелитом, натролитом, *ломоносовитом*, *Ва-лампрофиллитом, щербаковитом, вадеитом*, катаплеитом, эвдиалитом с развитыми по нему псевдоморфозами *цирсиалита (ловозерита)* и других цирконосиликатов, водорастворимыми *виллиомитом, натрофосфатом, натритом, термонатритом* и др.

8. Жильные образования этого типа отличаются от предыдущих присутствием значительных количеств Na- и NaCa-карбонатов, наличием NaFe-карбонатов, NaCa-фосфатов, местами виллиомита или нейборита. Обычно скопления содовых и других солевых минералов приурочены к центральной части прожилков, тогда как в зальбандах развиты скопления анальцима, натролита, канкринита, калиевого полевого шпата, темной слюды. Минерализация прожилков носит относительно низкотемпературный характер: вместо щелочных цирконосиликатов в них присутствует циркон, развиты такие необычные для нефелин-сиенитовых дериватов минералы, как *шортит* и *гейлюссит*. Здесь же обнаружено множество других, в большинстве случаев очень редких минералов.

8а. В 1986 г. автором установлен существенно новый для Хибин тип эндогенных щелочно-карбонатных образований, связанный в основном со скоплениями *пирссонита* $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Проявление вскрыто на большой глубине от поверхности, на северо-западном фланге Кукисвумчоррского апатитового месторождения при проходке квершлага на горизонте +252 м. Представлено не затронутыми выветриванием пегматоидными породами эгирин-гакманит-калишпатового состава, местами сильно катаклазированными, несущими интенсивную гнездовую и прожилковую карбонатную минерализацию, которая прослежена по выработке на несколько десятков метров. Наряду с пирссонитом, носителями содо-

вой минерализации являются *трона* и *термонаитрит*, частично *натрон*, а также встреченные в резко подчиненных количествах *нахколит*, *шортит*, *бербанкит* и *боншдетит*. Широким распространением пользуется *виллиомит*. Породо- и жилообразующие минералы представлены содалитом (гакманитом), нефелином, калиевым полевым шпатом, альбитом, натролитом, анальцимом, канкринитом, эгирином, амфиболом, виноградовитом; второстепенные и аксессуарные: *тулюокит*, *эвальдит*, флюорит, пектолит, эпидимит, лоренценит, эвдиалит, титанит, *лампрофиллит*, ловчоррит, ильменит, молибденит, пирит.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ УЛЬТРААГПАИТОВЫХ ПОРОД В ЗОНЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ МАССИВОВ

Анализ имеющихся фактических данных [109, 142, 168 и др.] и результаты палеогеологических реконструкций [180, 195, 210] свидетельствуют об исключительно широком распространении ультраагпаитовых образований в каждом из рассматриваемых массивов. К ним принадлежат не только пегматиты и гидротермалиты, вскрытые на глубине, но и большая часть хорошо изученных и наиболее интересных в минералогическом отношении тел подобных пород, выходящих на дневную поверхность, где они сильно изменены и лишены значительной части высокощелочных минералов.

В Ловозерском массиве к этим образованиям могут быть отнесены в первую очередь тела пегматитов и гидротермалитов, обнажающихся на горах Малый Пункаруайв, Карнасурт (2-й Восточный ручей), Аллуайв (цирки Раслака), в среднем течении р. Чинглусуай и ряде других районов массива, где они, как и изученные автором образования глубоких зон, в основном приурочены к породам верхней части дифференцированного комплекса. По условиям залегания, форме, размерам, внутреннему строению, составу главных и многих второстепенных минералов сравниваемые образования глубоких и верхних зон массивов, несомненно, относятся к единому типу. Их различает, по существу, только отсутствие в телах, выходящих на поверхность, водорастворимых и малостойких минералов при наличии признаков (псевдоморфозы, пустоты выщелачивания и т.п.) первоначального присутствия таких минералов.

В Хибинах к ультраагпаитовым могут быть отнесены крупные поля пегматитов и гидротермалитов, обнажающихся в карьерах и подземных выработках на горах Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр, Эвслогчорр, Коашва, Ньоркпахк, ущелья Гакмана и Ферсмана. Особенно широко они развиты в апикальной части интрузии рисчорритов и ийолит-уртитов, вблизи залежей апатит-нефелиновых руд. Таковы пегматит штольни Материальной на горе Юкспор и пегматитовое поле Апатитового цирка на горе Расвумчорр. Вопросы минералогии пегматитов и гидротермалитов этого района с большой детальностью рассмотрены в работах [109, 161 и др.]. Несколько иной тип высокоагпаитовых образований представлен серией пегматитовых жил с келдышитовой минерализацией в районе "Молибденового рудника" (2-й Восточный цирк горы Тахтарвумчорр) [216].

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРААГПАИТОВЫХ ПОРОД ИЗ РАЗНЫХ МАССИВОВ

Около половины всех минералов, установленных в ультраагпаитовых пегматитах и гидротермалитах, встречены как в Ловозерском, так и в Хибинском массивах; несомненно, что дальнейшие исследования приведут к расширению списка минералов, общих для этих массивов. Если исключить из рассмотрения специфические для Хибин высококалийевые минералы, то минералогическое родство ультраагпаитовых дериватов двух массивов выступит еще более отчетливо. Это тесное родство поздне- и послемагматических образований соседних массивов, контрастирующее с их резко различной минерагенической специализацией — фосфатной для Хибин и редкометалльной для Ловозера — обращало на себя внимание всех исследователей Хибино-Ловозерского комплекса, но еще не нашло удовлетворительного объяснения.

Но имеются и существенные различия. Для Ловозерского массива характерны широкое развитие уссингита и виллиомита, повышенная роль минералов Sr, TR, Nb, Zr, для Хибинского — широкое развитие минералов группы соды и других карбонатов, повышенная роль минералов K, Ba и Ti. Значительное число очень редких калиевых и калийсодержащих минералов (вадеит, хибинскит, костылевит, щербаковит, ферсманит, канасит, расвумит и др.) в пегматитах и гидротермалитах Хибин указывает на принадлежность последних к калиевой ветви ультраагпаитов в противоположность натриевой ветви, характерной для Ловозера. Однако и в Хибинском массиве преобладающая часть высокощелочных минералов представлена соединениями натрия, общими для двух массивов; таковы натросилит, натисит, натрофосфат, ломоносовит, вуоннемит, цирсианит, казаковит, паракелдышит и др. Резко выраженной натриевая специфика ультращелочной минерализации Хибин и Ловозера согласуется с концепцией полярности химических связей, в соответствии с которой, по Л.Н. Когарко [75], при кристаллизации агпаитовой щелочной магмы основная часть калия расходуется на образование породообразующих алюмосиликатов, а натрий прогрессивно накапливается в остаточной жидкости с образованием широкого ряда своих соединений в поздне- и послемагматических дериватах.

Некоторые особенности минерализации сравниваемых массивов обусловлены различной степенью агпаитности слагающих их пород. Так, в Хибинском массиве, породы которого менее агпаитны ($K_a = 1,0-1,2$), ультращелочная минерализация распространена на сравнительно ограниченной площади (район центральной дуги) и представлена в основном жильными пегматитовыми и гидротермальными дериватами. В Ловозерском массиве ($K_a = 1,3-1,6$) эта минерализация развита практически повсеместно, причем как в пегматитах и гидротермалитах, так и непосредственно в породах поздних интрузивных фаз. К верхней части дифференцированного комплекса приурочены, в частности, обогащенные ломоносовитом, мурманитом и виллиомитом горизонты фойяитов, протягивающиеся по всей площади массива [24]. Ловозерит-мурманитовые порфириовидные люавриты, залегающие вдоль контакта дифференцированного комплекса с перекрывающим его комплексом эвдиалитовых люавритов, слагают крупные жилы, пласты, штоки, дайки и рассматриваются как перспективный тип минерального сырья на широкий круг полезных компонентов [143].

Значительная часть проявлений ультращелочной минерализации в рассматриваемых массивах имеет наложенный характер и представлена гидротермальными жилами и прожилками, секущими породы и пегматиты умеренной щелочности. Если в Ловозерском массиве генетическая связь этой минерализации с вмещающими их породами и пегматитами, как правило, не вызывает сомнений, то в Хибинском массиве, где контраст в составе разновозрастных минеральных комплексов выражен более резко, эта связь довольно проблематична. Некоторые исследователи [8, 9] ее отрицают и подчеркивают преимущественную приуроченность ультраагпайтовых ассоциаций минералов к эпигенетическим жилам, которые рассматриваются как имеющие совершенно иную, нежели пегматиты, природу. Однако, по мнению автора, существование такой связи вполне вероятно, поскольку, по данным других исследователей (Л.С. Бородин, 1957 г.; М.Д. Дорфман, 1972 г. и др.), образование пегматитов и эпигенетических жил Хибинского массива отвечает последовательным этапам развития единого поздне-послемагматического процесса.

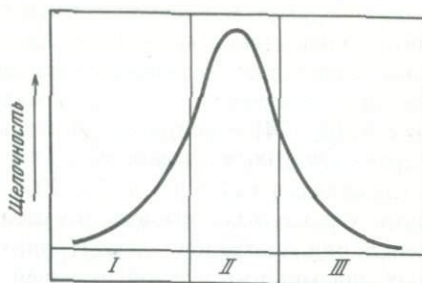
Несмотря на отмеченное выше своеобразие минералогии и минерации Ловозерского и Хибинского массивов, как высокощелочная, так и рудная минерализация этих массивов имеет много общих особенностей, обусловленных вероятной связью того и другого массива с кристаллизацией единой родоначальной магмы [5, 142 и др.] и подчеркиваемой рядом исследователей [12, 75, 84, 75 и др.] общностью механизма формирования этих массивов как расслоенных интрузивов. Известно, [272], что пегматитам подобных интрузивов вне зависимости от их формационной принадлежности присущ целый ряд общих особенностей, в том числе: приуроченность к каждой пачке расслоенных пород только ей присущих пегматитовых образований, не повторяющихся в других частях стратифицированного разреза, преимущественное развитие пегматитов по границам крупных макрослоев, характеризующих главные этапы физико-химической эволюции расплава, существенное по сравнению с вмещающими породами возрастание роли продуктов кристаллизации остаточных (интеркумулусных) жидкостей. Как показывает анализ имеющихся данных, перечисленные и другие особенности дериватов расслоенных интрузивов могут быть распространены на ультраагпайтовые пегматиты и гидротермалиты, специфика которых состоит не только в их аномальной обогащенности щелочными и летучими компонентами, но и (см. гл. IV) в тесной пространственной и парагенетической связи с горизонтами магматических пород, максимально насыщенных промышленно ценными минералами.

ОБ ЭКСТРЕМУМЕ ЩЕЛОЧНОСТИ АГПАЙТОВОГО ПРОЦЕССА

В строении интенсивно минерализованных пегматитовых тел рассматриваемых массивов обычно принимает участие несколько одновременных ассоциаций минералов, различающихся содержанием натрия и других сильных оснований, что свидетельствует о значительном диапазоне вариаций химизма, в частности щелочности среды в ходе минералообразующего процесса. Как показывает анализ имеющихся фактических данных, при всем разнообразии минеральных ассоциаций последовательность их смены в различных телах подчинена общей закономерности, позволяющей отра-

Рис. 5. Волна щелочности агпаитового процесса

I—III — стадии процесса минералообразования



зить наиболее существенные особенности процесса формирования пегматов с помощью единого графика щелочность—время. Кривая изменения щелочности на этом графике (рис. 5) имеет характер высокой волны. Она разделена на три отрезка, отвечающих последовательным стадиям процесса минералообразования: I — возрастающей щелочности; II — максимальной щелочности; III — понижающейся щелочности. Продукты I стадии обычно слагают краевые зоны сложных пегматов или целиком тела незональных пегматов, тогда как продукты II и III стадий локализуются преимущественно в центральных ядрах тел или накладываются на более ранние минеральные комплексы пород и пегматов по системе трещин с образованием "эпигенетических жил" (Л.С. Бородин, 1957 г.). По особенностям минерального состава продукты I стадии обычно довольно близки вмещающим породам, а продукты II и III стадий значительно от них отличаются.

Минералогическое своеобразие пегматов определяется характером наиболее щелочных ассоциаций II стадии, отражающей высшую ступень эволюции конкретной пегматовой системы, степень максимального обогащения минералообразующего раствора щелочными металлами, а также летучими и редкими элементами. Стадия III по концентрации сильных оснований примерно соответствует предыдущей, но является более низкотемпературной, характеризуется повышенной активностью воды и кислотных компонентов. На этой стадии обычно образуются цеолиты, развиваются псевдоморфозы гидратированных титано-, ниобо- и цирконосиликатов по соответствующим высокощелочным аналогам, происходит отложение минералов лития, бериллия и бора — весьма дефицитных элементов нефелин-сиенитовых магм. Вместе с ними из остаточного раствора выделяются необычные для более высокотемпературных ассоциаций минералы свободного кремнезема (кварц, халцедон), а также редкоземельные минералы, существенно обогащенные иттрием и тяжелыми лантаноидами (доннейт, эвальдит и др.).

Наличие резко выраженного максимума щелочности — универсальное явление в эволюции агпаитовых систем. Его сущность, как следует из основ теоретической и экспериментальной петрологии, заключается в различном влиянии температуры на активности основных и кислотных компонентов в растворе (расплаве): константы диссоциации кислот резко уменьшаются с ростом температуры, и в надкритических условиях сильная кислота становится малоионизированной слабой кислотой, вследствие чего щелочность агпаитового расплава возрастает с накоплением в нем сильных осно-

ваний; однако с падением температуры доминирующим фактором становится возрастание активности кислотных компонентов, вследствие чего знак изменения щелочности расплава меняется на обратный. С позиций "волны щелочности" хорошо объясняется подмеченное еще А.Е. Ферсманом [110, 174] развитие миаскитовых ассоциаций минералов в цеолитных ядрах агпаитовых пегматитов, на что обращалось внимание и авторами ряда последующих работ [8, 9, 75, 109, 142, 147]. В осевых зонах изученных нами тел ультраагпаитовых пегматитов и гидротермалитов также встречен целый ряд минералов — апатит, циркон, ильменит, биотит и т.п., типоморфных для миаскитов с той разницей, что здесь они находятся в необычных парагенезисах с щелочными солями натрия — термонатриитом, троней, виллиомитом, когаркоитом и др.

Глава II

ВОДОРАСТВОРИМЫЕ И МАЛОСТОЙКИЕ МИНЕРАЛЫ КАК ВАЖНЕЙШИЕ СЛАГАЕМЫЕ И ИНДИКАТОРЫ УЛЬТРААГПАИТОВЫХ ПОРОД

ВОДОРАСТВОРИМЫЕ МИНЕРАЛЫ

Среди характерных минералов ультраагпаитов насчитывается около 40 малостойких (табл. 2), из которых около половины легко растворимы в воде, т.е. представляют собой минеральные соли. В основном это натриевые соли слабых и средних кислот — угольной, кремневой, фосфорной, фтористоводородной, причем многие из них относятся к солям 2-го типа, растворимость которых понижается с ростом температуры (Л.Н. Когарко, 1961 г.; В.М. Валяшко, 1971 г.). Это расширяет температурный интервал их кристаллизации, начинающейся на позднемагматическом этапе и продолжающейся до температур эпитермальных и гипергенных процессов. Отрицательный температурный коэффициент растворимости в воде имеют, в частности, натрит, натросилит, олимпит, тенардит, когаркоит и виллиомит. Для последнего минерала из Ловозера температура гомогенизации газовой-жидкой включений колеблется от 520 °С и выше (фойяиты дифференцированного комплекса [75]) до 60–65 °С (шириковидные обособления виллиомита из пегматитового горизонта того же комплекса, по Ф.Я. Корытову, 1986 г.).

Солевые минералы обычно концентрируются в осевых частях пегматитовых тел и гидротермальных прожилков, либо образуют интерстициальную вкрапленность в некоторых типах магматических пород. Так, согласно [24], в пойкилитовых содалитовых сиенитах и фойяитах дифференцированного комплекса Ловозерского массива содержится до 5% виллиомита, выделения которого заполняют промежутки между зернами породообразующих и редкометаллических минералов. Наличие в массивной магматической породе виллиомита (растворимость в воде при комнатной температуре 43 г/л) — весьма примечательное явление, удовлетворительно объяснимое на основе теории растворимости солей 2-го типа. Не менее характерным, однако, является присутствие виллиомита в пегматитах и гидротермали-

Таблица 2. Водорастворимые и малостойкие минералы ультраагпаитовых пород

Минерал	Формула	Минерал	Формула
<i>Карбонаты</i>		Казаковит	$\text{Na}_6 \text{MnTiSi}_6 \text{O}_{18}$
Натрит*	$\text{Na}_2 \text{CO}_3$	Паракеддышит	$\text{Na}_2 \text{ZrSi}_2 \text{O}_7$
Термонаит*	$\text{Na}_2 \text{CO}_3 \cdot \text{H}_2 \text{O}$	Келдышит	$\text{Na}_3 \text{HZr}_2 (\text{Si}_2 \text{O}_7)_2$
Натрон (сода) *	$\text{Na}_2 \text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2 \text{O}$	Шафрановскит	$\text{Na}_2 \text{H}_2 \text{MnSi}_3 \text{O}_9 \cdot \text{H}_2 \text{O}$
Трона*	$\text{Na}_3 \text{H}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2 \text{O}$	Ильмайокит	$\text{Na}_2 \text{TiSi}_3 \text{O}_9 \cdot 6\text{H}_2 \text{O}$
Вегшайдерит*	$\text{Na}_5 \text{H}_3 (\text{CO}_3)_4$	<i>Фосфаты</i>	
Нахколит*	NaHCO_3	Натрофосфат*	$\text{Na}_7 (\text{PO}_4)_2 \text{F} \cdot 19\text{H}_2 \text{O}$
Шортит	$\text{Na}_2 \text{Ca}_2 (\text{CO}_3)_3$	Олимпит*	$\text{Na}_3 \text{PO}_4$
Пирссонит*	$\text{Na}_2 \text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2 \text{O}$	Фосинаит	$\text{Na}_3 (\text{Ca}, \text{Ce})\text{SiPO}_7$
Гейлюссит	$\text{Na}_2 \text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2 \text{O}$	Настрофит	$\text{Na}(\text{Sr}, \text{Ba})\text{PO}_4 \cdot 9\text{H}_2 \text{O}$
Fe-эйтелит*	$\text{Na}_2 (\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$	Набафит	$\text{NaBaPO}_4 \cdot 9\text{H}_2 \text{O}$
Ферротихит*	$\text{Na}_6 \text{Fe}_2 (\text{CO}_3)_4 (\text{SO}_4)$	Нахпоит*	$\text{Na}_2 \text{HPO}_4$
Баренцит	$\text{Na}_7 \text{AlH}_2 (\text{CO}_3)_4 \text{F}$	Дорфманит*	$\text{Na}_2 \text{HPO}_4 \cdot 2\text{H}_2 \text{O}$
Давсонит	$\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$	<i>Сульфаты</i>	
Сидоренкит	$\text{Na}_3 \text{Mn}(\text{CO}_3)(\text{PO}_4)$	Тенардит*	$\text{Na}_2 \text{SO}_4$
Бонштедтит	$\text{Na}_3 \text{Fe}(\text{CO}_3)(\text{PO}_4)$	Когаркоит*	$\text{Na}_3 \text{FSO}_4$
<i>Силикаты</i>		<i>Сульфиды</i>	
Натросилил*	$\text{Na}_2 \text{Si}_2 \text{O}_5$	Расвумит	$\text{KFe}_2 \text{S}_3$
Ревдит*	$\text{Na}_2 \text{Si}_2 \text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2 \text{O}$	Мурунскит	$\text{K}_2 \text{Cu}_3 \text{FeS}_4$
Канемит	$\text{NaHSi}_2 \text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2 \text{O}$	Эрдит	$\text{NaFeS}_2 \cdot 2\text{H}_2 \text{O}$
Паранатролит	$\text{Na}_2 \text{K}_x (\text{Al}, \text{Si})_5 \text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2 \text{O}$	<i>Галогениды</i>	
Ломоносовит	$\text{Na}_{10} \text{Ti}_4 \text{Si}_4 \text{P}_2 \text{O}_{26}$	Виллиомит*	NaF
Вуоннемит	$\text{Na}_{11} \text{TiNb}_2 \text{P}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{25} \text{F}$	Галит*	NaCl
Цирсианалит	$\text{Na}_6 \text{CaZrSi}_6 \text{O}_{18}$	Криолит	$\text{Na}_3 \text{AlF}_6$

* Минералы, легко растворяющиеся в воде.

тах, в частности наличие значительных его концентраций в пегматитовых горизонтах верхней части дифференцированного комплекса Ловозерского массива. По наблюдениям автора, в приуроченных к этим горизонтам шпировидных обособлениях пегматоидных пород встречаются гнезда крупнокристаллического темно-вишневого виллиомита диаметром до нескольких десятков сантиметров. К гнездам виллиомита приурочены крупные выделения гакманита, натролита, анальцима и термонаитрита. Таким образом, представление о запрещенности парагенезиса виллиомит-натролит, сформировавшееся у ряда исследователей на ранней стадии изучения Ловозерского массива, не подтверждается данными по минералогии ультраагпаитов глубоких зон массива. Тесный парагенезис виллиомита с натролитом установлен нами также и в не затронутых выветриванием пегматитах и гидротермалитах Хибинского массива.

Еще большего внимания заслуживают обнаруженные в дифференциатах щелочных магм натросилит $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$, натрит Na_2CO_3 и олимпит Na_3PO_4 , представляющие собой самые щелочные из когда-либо встреченных в природе силикат, карбонат и фосфат натрия. Особые свойства этих солей проявляются в том, что при стандартных условиях они экстремально растворимы в воде (до 500–1000 г/л) и дают резкую щелочную реакцию с фенолфталеином, а насыщенные ими силикатные расплавы и надкритические водные растворы характеризуются чрезвычайно высокой реакционной способностью, используемой, в частности, в гидротермальном синтезе при выращивании кристаллов многих труднорастворимых соединений [94]. До их открытия саму возможность выделения подобных солей в качестве кристаллических фаз горных пород было трудно предсказать на основе существующих представлений (О.Ф. Таттл, 1961 г.; Дж. Гиттинс, 1983 г.). В настоящее время реальность существования натросилита и других малостойких ультращелочных солей как природных минералов подтверждена их повторными находками в каждом из рассматриваемых массивов.

Так, натросилит, первоначально описанный в ультраагпайтах Ловозера как минералогическая редкость [167], позднее был обнаружен автором во многих точках этого массива, а также в Хибинах [194]. В крупных выделениях (от 1–3 до 20–30 см) он отмечен только в первом массиве — в уссингитовых прожилках, секущих расслоенные уртит–фойяит–луявриты (табл. I, б), и в пегматитовом горизонте из верхней части расслоенного комплекса, где натросилит, местами играющий роль породобразующего минерала, слагает крупные монокристалльные блоки с пойкилитовыми включениями микроклина, уссингита, анальцима, эгирина, натрита, виллиомита, витусита, вуоннемита, цирсиалита, казаковита, ольгита, расвумита, многих других ультращелочных минералов. В свежем сколе натросилит — бесцветный, водяно-прозрачный минерал со слюдоподобной спайностью. Он чрезвычайно гигроскопичен и при хранении в естественных условиях довольно быстро покрывается белым налетом вторичных гидросиликатов натрия. При повышенной влажности воздуха натросилит легко переходит в клееподобное "жидкое стекло", потеки которого на стенках выработок и буровом керне могут служить прямым признаком его присутствия в исходной породе. Искусственный аналог натросилита может быть получен из гидротермальных растворов в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ при температурах 250–650 °С [94]. Для его образования в гидротермальных условиях необходима высокая концентрация NaOH (15–30%) при концентрации SiO_2 в растворе не ниже 68%.

Натрит — характерный минерал ультраагпайтов Ловозера и Хибин [193]. В первом массиве установлен в тесных срастаниях с натросилитом в пегматитовом горизонте и уссингитовых прожилках; здесь же отмечено развитие натрита и его моногидратного аналога термонатрита в виде анхимономинеральных прожилков мощностью до 0,5–1 см, секущих уртит–фойяит–луявриты (табл. II, а). Для второго массива характерно развитие натрита и термонатрита в виде сложных прожилков, где эти минералы находятся в тесных срастаниях с другими высокощелочными карбонатами (шортитом, боншtedтитом), фосфатами (стронцийапатитом, накафитом, нефедовитом), галогенидами (виллиомитом, нейборитом) сульфидами (расвуми-

том, джерфшеритом), силикатами (КПШ, альбитом, анальцимом, канкринитом, биотитом, Mg-астрофиллитом). Силикаты преимущественно приурочены к зальбандам, а карбонаты и галогениды — к осевой зоне прожилков; в пегматитах отмечены графические сростания карбонатов натрия с виллиомитом (табл. II, б, в); характерно также развитие натрита вместе с термонатритом, виллиомитом и другими минералами поздних ассоциаций в виде гнездообразных и прожилково-вкрапленных обособлений среди минералов ранних ассоциаций (табл. III, а, б).

Олимпит установлен в пегматитах и уссингитовых прожилках того и другого массивов в тесных сростаниях с натросилитом, натритом, фосинаитом, шафрановскитом и другими ультранатриевыми минералами [195, 214]. Образует зерна неправильной формы до 3–5 мм. В свежем сколе бесцветный, прозрачный, со стекляннм блеском, раковистым изломом. Сильно гигроскопичен; на воздухе быстро мутнеет, замещаясь порошокватым агрегатом нахпоита (дорфманита) и соды.

Состав, свойства, парагенезис, характер выделений рассмотренных минералов вполне однозначно свидетельствуют об их кристаллизации из эндогенных расплавов-растворов. Такое же происхождение имеют остальные солевые минералы ультраагпаитовых пород, не затронутых процессами выветривания. Все они образуют хорошо окристаллизованные зерна или плотные зернистые агрегаты, тогда как гипергенные и переотложенные разновидности минеральных солей обычно представлены натечными или порошокватыми выделениями, различными налетами и выцветами (табл. III, в). Масс-спектрометрические исследования (см. ниже) показали, что изотопные характеристики углерода и кислорода щелочных карбонатов из свежевскрытых проявлений ультраагпаитовых пород находятся в диапазоне вариаций, соответствующем глубинному, вероятно мантийному, источнику углекислоты этих карбонатов.

О физико-химических условиях формирования солевой минерализации можно судить также по условиям гидротермального синтеза аналогов характерных минералов ультраагпаитов состава $\text{Na}_x\text{M}_y\text{Si}_p\text{O}_q$ ($\text{M} = \text{Mn}$, TR , Ti , Zr и др.) с использованием насыщенных растворов Na_2CO_3 , NaF и NaOH [94]. Несмотря на то что при $T = 400\text{--}500^\circ\text{C}$, $P = 1\text{--}2$ кбар концентрации насыщения водных растворов в отношении Na_2CO_3 и NaF могут достигать 50% и выше¹, даже при таких высоких концентрациях солей гидротермальный синтез позволяет получить лишь умеренно щелочные аналоги природных соединений, тогда как ультращелочные соединения синтезируются лишь в высококонцентрированных растворах или расплавах NaOH . В частности, в титаносиликатной системе для синтеза натрасита $\text{Na}_2\text{TiSiO}_5$ требуются растворы NaOH с концентрацией не ниже 35–38%, тогда как максимально щелочной фазой при более низких концентрациях едкого натра или при использовании насыщенных растворов Na_2CO_3 является лоренценит $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9$. В еще более "мягких" условиях, при ис-

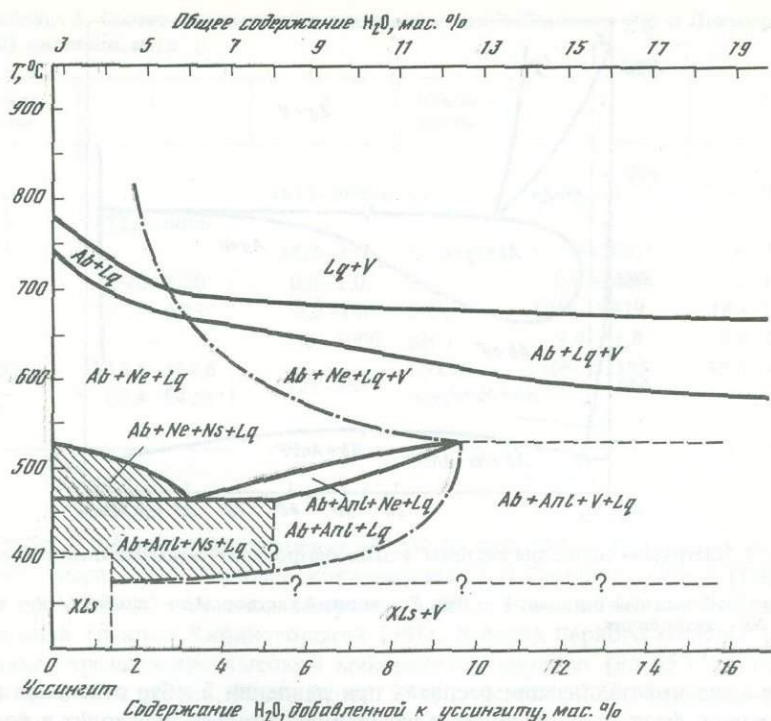
¹ Следует учитывать, что, согласно имеющимся экспериментальным данным [39, 40, 94] и общим представлениям физической химии растворов, присутствие растворенного компонента повышает критические температуры и давления воды по сравнению с таковыми чистой воды; для систем щелочь–вода, соль(1)–вода в области насыщенных растворов критические явления отсутствуют; введение щелочей или солей первого типа (например, K_2CO_3) в системы соль(2)–вода увеличивает растворимость солей второго типа при повышенных температурах.

пользовании насыщенных растворов NaF, т.е. более сильной, чем угольная, фтористоводородной кислоты, в качестве наиболее щелочной фазы в этой системе синтезируется нарсарсуцит $\text{Na}_2\text{TiSi}_4\text{O}_{11}$, который существенно обеднен натрием по сравнению с натиситом и лоренценитом. Вероятно, и в составе природных расплавов-растворов, формирующих ультраагпаитовые породы, наряду с щелочными солями, активное участие принимают гидроксиды натрия и калия. Подтверждением этого служит наличие щелочей в боковой цепи специфических для ультраагпаитов уссингита $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{NaOH}$ и литосита $2\text{KAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{KOH}$, которые отличаются от всех известных алюмосиликатов самой высокой натриевой и калиевой агапайностью ($\text{Na}/\text{Al} = 2$, $\text{K}/\text{Al} = 1,5$).

Высокие концентрации хлоридов, фторидов, сульфатов и карбонатов натрия в поздних дифференциатах нефелин-сиенитовых магм привели к образованию в расщепляемых массивах весьма своеобразных типов горных пород — содалитовых, нозеановых, канкринит-вишневитовых сиенитов, виллиомитсодержащих фойяитов, натритсодержащих ричсорритов и ийолит-уртитов. В генезисе некоторых из этих пород большая роль отводится процессам расслоения первоначально гомогенных магматических расплавов на жидкости существенно силикатного и существенно солевого состава [75, 77, 92, 98, 100 и др.] .

Значительна, по-видимому, роль солей и в генезисе весьма специфических уссингитовых пород, сравнительно широко распространенных только в Ловозерском и Илимаусакском массивах, где с ними связан наиболее интересный и разнообразный комплекс ультращелочных акцессорных минералов. До находок натросилита и других силикатов натрия физико-химические условия образования этих пород оставались нерасшифрованными. Попытки подойти к этой проблеме путем изучения системы уссингит–вода [313] не увенчались успехом, поскольку выяснилось, что уссингит не устойчив в поле своего состава (рис. 6). По мнению авторов цитируемой работы, для решения данной петрологической проблемы необходимы эксперименты с пересыщенными натрием составами, что подтверждается нашими наблюдениями [199, 201], согласно которым в присутствии натросилита светлоцветные пороодообразующие минералы субщелочного состава, в частности полевые шпаты, нефелин и анальцит, интенсивно замещаются уссингитом, характеризующимся, как уже отмечалось, самым высоким среди алюмосиликатов Na/Al отношением. Другими словами, условием, благоприятным, а возможно, и необходимым для образования уссингита, является пересыщенность расплава-раствора в отношении $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$. Известно [75], что процесс дифференциации агапайтовых магм сопровождается прогрессивным накоплением силиката натрия в остаточном расплаве. Как показывают данные о распространенности натросилита, при благоприятных условиях на конечных стадиях этого процесса концентрация силиката натрия в расплаве достигает насыщения, что и отражается в преимущественной приуроченности уссингита к центральным ядрам пегматитовых тел или к самостоятельным эпигенетическим жилам¹. С другой сто-

¹ По данным [297, 318], в жилах уссингита Илимаусакского массива содержатся многочисленные пустоты, свидетельствующие о первоначальном присутствии натросилита и других водорастворимых минералов.



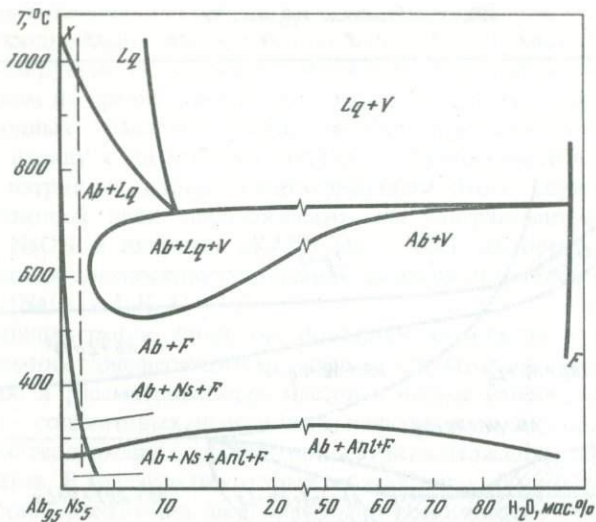
Р и с. 6. Фазовые отношения в системе уссингит—вода [313]

Lq — расплав, V — пар, Ab — альбит, Ne — нефелин, Anl — анальцит, Ns — натросилит, область устойчивости которого выделена штриховкой, Xls — кристаллы уссингита; штрих-пунктиром обозначена кривая насыщенного пара

роны, незначительная роль силикатов натрия в ультраагпайтах Хибин, по-видимому, может служить хорошим объяснением нехарактерности уссингита для жильных образований данного массива, что до последнего времени оставалось большой загадкой.

Обнаружение природных скоплений натросилита имеет и более широкое петрологическое значение¹, поскольку подтверждает правомерность выводов из результатов изучения модельных систем агпайтового типа с участием дисиликата $Na_2Si_2O_5$ и, в частности, окончательно решает длительный спор о характере перехода высокощелочных алюмосиликатных расплавов в гидротермальный раствор в пользу непрерывности этого процесса [38, 49, 75, 98, 201, 285 и др.]. Экспериментально непрерывный переход расплавов в гидротермальный раствор без отделения воды в газовую фазу зафиксирован в системе альбит—натросилит—вода [311], что отражено на рис. 7: в разрезе, содержащем 95% альбита, 5% натросилита и 2% H_2O (точка

¹ Экспериментальная и теоретическая петрология широко использует дисиликат натрия при исследовании фазовых отношений в щелочных породах и обсуждении вопросов их генезиса. Так, в качестве упрощенного модельного аналога агпайтовой нефелин-сиенитовой магмы принят расплав эвтектики нефелин—альбит— $Na_2Si_2O_5$ [78 и др.];



Р и с. 7. Диаграмма состояния системы альбит–натросилит–вода (частный разрез) [75, 311]

Lq – силикатный расплав, V – пар, F – водный раствор, Ab – альбит, Anl – анальцит, Ns – натросилит

Х) в ходе кристаллизации расплава при давлении 5 кбар отделения воды в паровую фазу не происходит и расплав непрерывно переходит в водный раствор. Как подчеркивается в работе [75], такой характер перехода расплава в водный раствор еще более вероятен для системы нефелин–натросилит–вода, что может служить причиной широкого развития пегматоидных образований на поздних стадиях формирования массивов агпаитовых нефелиновых сиенитов и объясняет трудность проведения четкой грани между магматической и гидротермальной стадиями минералообразования в породах этих массивов. На этой основе могут быть найдены новые пути решения важнейших проблем петрологии, включая проблему связи магматизма и метасоматизма в генезисе щелочных пород и их месторождений.

Анализ имеющихся данных о распространенности солевых компонентов в виде самостоятельных минералов и составных частей сложных соединений (содалита, ломоносита и т.п.) свидетельствует о весьма важной роли этих компонентов на всех стадиях дифференциации агпаитовой магмы и участия в формировании ультраагпаитовых пород Хибин и Ловозера многокомпонентных силикатно-солевых расплавов-рассолов, кристаллизация которых, по-видимому, растянулась на несколько геологических периодов и, полностью не завершившись, получила продолжение в широком проявлении процессов замещения, растворения и переотложения вещества в верхней зоне массивов. К результатам этих процессов относятся явления всгущивания первоначально монолитных пород, развитие в выработках обильных натечных образований, сложенных вторичными силикатами, карбонатами, сульфатами и галогенидами натрия, формирование высокоминерализованных вод уникально высокой щелочности (рН до 12,0), значительное обогащение редкими элементами почв и растений [43, 142 и др.]

Таблица 3. Состав высокоминерализованных вод Хибинского (1) и Ловозерского (2) массивов, мг/л

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
Na ⁺	272,8–6806	1615–26260	Cl ⁻	8,88–14,20	8–85
K ⁺			SO ₄ ⁻	17,28–203,7	0–200
Ca ⁺⁺	1,20–3,20	0,0–1,0	F ⁻	0,0–2400	150–15000
Mg ⁺⁺	0,12–0,73	0,0–140	SiO ₂	1916–9579	140–13000
Al ⁺⁺⁺	—	6–1000	pH	9,9–11,8	9,9–12,0
HCO ₃ ⁻	518,5–563,6 } 62,4–8490 }	1425–2666	Сухой остаток	1308–17355	39,0–65000
CO ₃ ⁻					

В табл. 3 представлен химический состав застойных рудничных вод из горных выработок Ловозерского массива (Е.И. Семенов, 1960; С.Р. Крайнов и др., 1969 г.) и высокоминерализованных скважинных вод Хибинского массива (данные Хибиногорской ГРП). В водах первого массива, отличающихся чрезвычайно высокой минерализованностью (до 65 г/л), содержится до 26 г/л натрия, 15 г/л фтора, 13 г/л кремния, 2,6 г/л суммы карбонат-ионов, 1 г/л алюминия, повышенные количества редких элементов (Li, Rb, Ti, Nb, TR, Zr), второго массива (сухой остаток 13,1–17,4 г/л) — до 6,8 г/л натрия, 9,0 г/л суммы карбонат-ионов, 9,6 г/л кремния, 2,4 г/л фтора. Эти данные заслуживают особенно большого внимания в связи с тем, что все подземные воды Балтийского щита, глубоко промытого талыми водами ледника и атмосферными осадками, относятся к наименее минерализованным водам мира (И.Ф. Вовк, 1982 г.).

МАЛОСТОЙКИЕ ТИТАНО- И ЦИРКОНОСИЛИКАТЫ

Активное взаимодействие с водой — характерная особенность многих высокощелочных минералов, подвергающихся растворению или изменению в эпитермальном и гипертермальном процессах. Впервые на эту особенность обратила внимание И.Д. Борнеман-Старынкевич (1946 г.) при изучении титаносиликатов ломоносвит-мурманитового ряда. Большое число примеров стадийного замещения безводных минералов различных классов декационированным гидратными аналогами рассмотрено Е.И. Семеновым (1960 г. и др.).

Среди характерных минералов ультраагпаитов особое место занимают аномально щелочные казаковит $\text{Na}_6\text{MnTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ и цирсианалит $\text{Na}_6\text{CaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$, принадлежащие семейству ловозерита. Детальное изучение этих минералов позволило автору установить необычное явление — самопроизвольный переход безводных ультращелочных титано- и цирконосиликатов в низкощелочные водородсодержащие аналоги в естественных

атмосферных условиях [183, 228]. Указанный переход может быть описан как реакция взаимодействия пересыщенной натрием твердой фазы с покрывающей ее зерна пленкой атмосферной влаги:



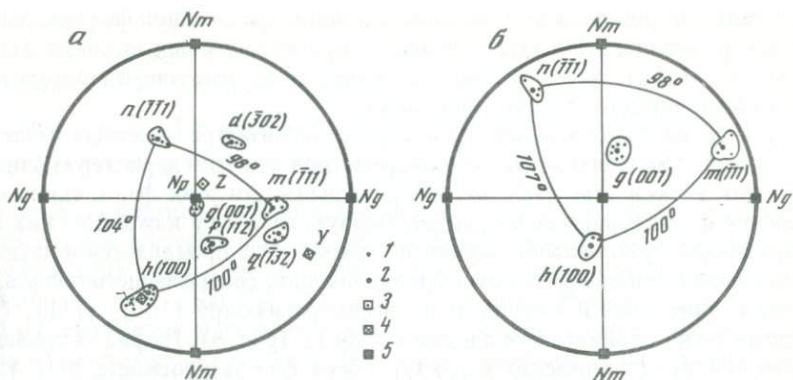
Изменению казаковита и цирсиналита сопутствует быстрое помутнение свежих сколов минералов вследствие развития налетов соды — продукта взаимодействия едкого натра поверхностной пленки с атмосферной углекислотой по схеме $2\text{NaOH} + \text{CO}_2 = \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. За несколько месяцев хранения минералов в обычных условиях толщина содовых оторочек на их зернах достигает 0,1–0,5 мм. При этом у каждого из них существенно изменяются ИК-спектры с появлением полос поглощения карбонат-иона, а на рентгенограммах порошка появляются линии тисиналита и ловозерита и ослабляются линии высокощелочной протофазы. Согласно [27, 128, 131], низкая устойчивость казаковита и цирсиналита обусловлена особенностями их кристаллической структуры, в которой нарушен локальный баланс валентностей, нормализующийся при замещении части атомов натрия на протоны. Вследствие этого тисиналит и ловозерит в отличие от своих высокощелочных аналогов вполне устойчивы в атмосферных условиях.

Несколько иное поведение присуще высокощелочным минералам семейств кельдышита и ломоносавита, которые устойчивы в атмосферных условиях, но легко гидратируются в эпитермальном и гипергенном процессах по следующим реакциям: паракельдышит + вода → кельдышит + NaOH, кельдышит + вода → фаза М34 + NaOH, ломоносавит + вода → мурманит + Na_3PO_4 , вуоннемит + вода → эпистолит + Na_3PO_4 .

В результате подобных реакций образуется особый класс гомоосевых псевдоморфоз [179, 183, 191], в которых вторичные минералы наследуют от первичных не только химическую, но и структурную основу. Возникают эволюционные ряды (казаковит → тисиналит, цирсиналит → ловозерит, паракельдышит → кельдышит → М34, ломоносавит → мурманит, вуоннемит → эпистолит), в которых каждому вторичному минералу соответствует вполне определенный протоминерал. Наличие тесного структурного родства между вторичными минералами и соответствующими предшественниками непосредственно следует из геометрического подобия их элементарных ячеек. Так, в основе строения всех минералов семейства ловозерита лежит единая "простейшая" элементарная ячейка с параметрами $a = 7,3\text{--}7,4\text{Å}$, $\alpha = 88\text{--}89^\circ$ (Н.М. Черницова и др., 1975 г.). Перпендикулярно тройной оси указанной ячейки располагаются слои из дискретных Ti (Zr)-октаэдров, которые связаны между собой дискретными кольцами $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$, где 6 из 18 атомов кислорода являются "немостиковыми". Наличие у части Si-тетраэдров "свободных" вершин обеспечивает легкость разворота тетраэдров и изменение геометрии ловозеритового кольца, которое при одновременном и согласованном вращении всех полиэдров протекает с сохранением симметрии $\bar{3}m$. Этот эффект наглядно проявляется в образовании гомоосевых псевдоморфоз ловозерита по цирсиналиту (табл. IV, а) и тисиналиту по казаковиту, которое сопровождается скачкообразным уменьшением размера элементарной ячейки (см. табл. 21). Совпадение

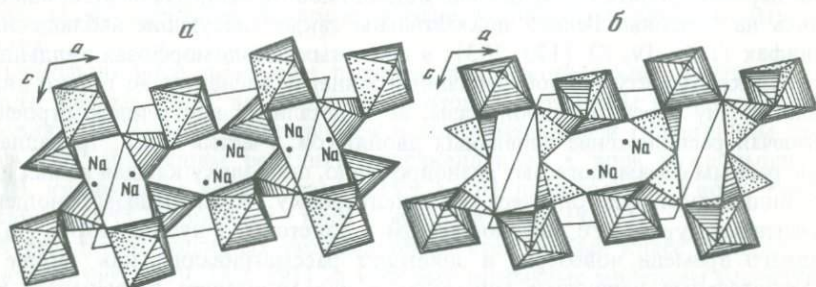
кристаллографических осей исходной и новообразованной фаз доказываются микроскопическим исследованием: при скрещенных николях участки зерен, сложенные ловозеритом или тисиналитом, погасают одновременно с реликтами цирсиалита или казаковита.

Для триклинных келдышита и паракелдышита при заметных различиях в величинах линейных и угловых параметров решетки характерна близость объемов ячейки (см. табл. 8). О принадлежности этих фаз к единому семейству структурных типов свидетельствует наличие у каждой из них ярко выраженной тригональной псевдосимметрии. Она проявляется в характерном расположении сферического треугольника, связывающего полюса трех систем совершенной спайности по псевдоромбоздру (100), (111), (111) относительно двойниковой плоскости (001) (рис. 8). На рис. 9 приведены проекции кристаллических структур обеих фаз на плоскость XOZ [178]. Мотив структуры почти одинаков, за исключением некоторого различия в координатах атомов. Так же как и в паракелдышите, основу структуры келдышита составляет трехмерный каркас смешанного типа из Zr-октаэдров и диортогрупп Si_2O_7 , в котором все немостиковые атомы кислорода диортогрупп одновременно являются вершинами Zr-октаэдров. Каркас содержит два типа крупных пустот, заполненных атомами Na. При замещении паракелдышита келдышитом часть атомов Na выщелачивается, обмениваясь на протоны. Весьма показательны также следующие наблюдения в шлифах (табл. IV, б) [179, 203]: в неполных псевдоморфозах келдышита по паракелдышиту новообразованный минерал наследует не только внешнюю форму зерен исходной фазы, но и детали их внутреннего строения, включая расположение первичных двойников. Участки зерен, принадлежащие разным фазам, погасают одновременно, поскольку каждая из них имеет индивидуальную оптическую ориентировку. Аналогичные отношения связывают мурманит с ломоносовитом и эпистолит с вуоннемитом. До недавнего времени ловозерит и эпистолит рассматривались как вполне самостоятельные первичные минералы, а для мурманита допускалась возможность как первичной кристаллизации, так и развитие путем псевдоморфизации ломоносовита. В настоящее время назрела необходимость пересмотра всех этих представлений в пользу единой вторичной природы водородсодержащих аналогов ультращелочных минералов, которые мы предлагаем выделить в особую генетическую группу "трансформационных" минеральных видов [179, 182, 191 и др.]. Их своеобразие состоит в том, что в отличие от обычных минералов, способных кристаллизоваться из расплавов или растворов, они образуются только путем псевдоморфизации соответствующих минералов-предшественников. Однозначное соответствие первичных и вторичных минералов рассмотренных рядов может служить основой для получения надежных данных об эволюции процессов минералообразования в пространстве и времени, а также реставрации первичного минерального состава пород и руд по вторичным продуктам. В частности, породы и дериваты, содержащие ловозерит, келдышит, мурманит и эпистолит, необходимо рассматривать как измененные ультраагпаты, первоначально содержавшие цирсиалит, паракелдышит, ломоносовит и вуоннемит. К подобным образованиям могут быть отнесены, например, ловозерит-мурманитовые луявриты (III интрузивная фаза Ловозерского массива), которые на ранней стадии формирования имели существ-



Р и с. 8. Кристаллооптические диаграммы паракелдышита (а) и келдышита (б) со сферическими треугольниками, связывающими полюса совершенной спайности по псевдоморфобдзу

1, 2 – полюса плоскостей спайности и срastания (экспериментальные точки и усредненные положения); 3, 4 – кристаллографические оси; 5 – оси оптической индикатрисы



Р и с. 9. Проекция кристаллических структур паракелдышита (а) и келдышита (б) на плоскость ac [178]

венно цирсианалит-ломоносовитовый состав и, очевидно, характеризовались более высоким, чем в настоящее время, коэффициентом агпаитности. В связи с отмеченным весьма парадоксальным представляется факт отсутствия в породах Илимаусакского массива высокощелочных аналогов давно найденных здесь ловозерита, мурманита и эпистолита. Исследования последних лет, выполненные на свежем материале, привели к обнаружению в массиве ломоносавита (по: S. Karup-Møller, 1983 г.) и вуонне-мита (по: J.G. Ronsbo et al., 1983 г.). Нет сомнений, что этот пробел будет успешно восполнен и в отношении цирсианалита.

Выделение трансформационных минеральных видов вносит существенный вклад в разработку общей концепции наследования в минералогенезисе [210, 278]. Первостепенное значение исследованию псевдоморфоз как источника информации о последовательности минералообразования придавал В.И. Вернадский, что нашло отражение в его представлениях о "каолиновом ядре" алюмосиликатов. Свое развитие они получили в работах

А.Е. Ферсмана о мутабильных процессах, трудах И.И. Гинзбурга и Е.Г. Куковского, посвященных преобразованиям минералов в корях выветривания, многих других работах, в том числе посвященных экспериментальному исследованию квазиизоструктурных превращений минералов в твердом состоянии [162, 176, 222 и др.]

Плодотворным для развития концепции наследования в минералогенезе является представление о минералах как клатратных соединениях. К ним, как известно, относят соединения, кристаллизующиеся только в присутствии определенных компонентов-модификаторов (ионов Na, K, Li, Rb, Cs, Sr, Ba, молекул H_2O , NaCl, Na_3PO_4 , групп SO_4 , CO_3 и т.п.), располагающихся в полостях каркаса, в межслоевых пространствах или в каналах структуры. Указанные компоненты служат не только наполнителем, но и шаблоном, по которому строится остов структуры. Структурный остов таких соединений, однажды возникнув, в дальнейшем сохраняет свою устойчивость при существенных колебаниях состава компонентов-модификаторов.

Среди природных соединений едва ли не половина, в том числе большинство представителей "Второй главы" кристаллохимии силикатов (по Н.В. Белову) — цеолиты, фельдшпатоиды, слюды, многочисленные титано-, ниобо-, цирконосиликаты — относятся к клатратным или клатратоподобным. Одна из актуальных проблем в исследовании таких соединений — разработка критериев, с помощью которых удалось бы связать их типоморфные особенности с определенными стадиями онтогенеза [36]. Если на стадии зарождения (роста) эти особенности в значительной мере определяются концентрацией компонентов-модификаторов в минералообразующей среде, то на стадии изменения в посткристаллизационный период они определяются прежде всего устойчивостью и свойствами (молекулярно-ситовыми, ионообменными и т.п.) сформировавшихся структурных остовов. Примерами существенного изменения состава природных клатратов в отношении компонентов-наполнителей при сохранении состава и строения структурного остова могут служить ионный обмен в минералах, а также образование конституционных (гомоосевых) псевдоморфоз вторичных минералов по соответствующим первичным структурным аналогам. С точки зрения технологической минералогии важное значение имеет тот факт, что термохимической обработкой (обезвоживанием, выщелачиванием и т.п.) можно получить структурный остов клатрата в чистом виде. Образующиеся при этом вещества находятся в метастабильном состоянии и обладают повышенной химической и каталитической активностью. Термохимическая обработка соединений клатратной структуры находит широкое применение при получении на основе природных минералов новых материалов с заданными свойствами [33, 165, 166, 261].

НОВЫЙ ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ТИП МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СОДЫ

Наличие минералов группы соды¹ в Хибинском и Ловозерском массивах эпизодически фиксировалось (Е.И. Семеновым, П.К. Семеновым, М.Д. Дорфманом, И.В. Буссен и др.) примерно с 1950 г., однако ранее они

¹ К этой группе обычно относят простые и сложные карбонаты натрия.

совершенно не привлекали к себе внимания с практической точки зрения, поскольку рассматривались в основном как вторичные или сезонные, имеющие крайне ограниченное распространение. Полученные за последние годы данные о широком распространении гипогенных карбонатов натрия потребовали коренного пересмотра сложившихся представлений о характере и масштабах содоносности массивов. В результате детальных минералогических работ автором обоснована перспективность исследования Хибин и Ловозера с целью открытия месторождений природной соды нового генетического типа [196]. Особое значение для решения вопроса о природе содовой минерализации имело открытие в породах глубоких зон массивов скоплений нового безводного карбоната натрия — натрита [193] — природного аналога той самой "кальцинированной соды", которую получают в промышленных масштабах путем сплавления известняка и поваренной соли по реакции $\text{CaCO}_3 + 2\text{NaCl} = \text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{CaCl}_2$. Состав, парагенезис, онтогенетические и другие особенности этого легко растворимого в воде минерала вполне определенно свидетельствуют о его кристаллизации из эндогенных расплавов-рассолов. Такую природу имеют и другие носители содовой минерализации, из которых важнейшими являются термонатрит, трона, пирсонит и, возможно, натрон. Наиболее значительные скопления этих минералов выявлены в Хибинском массиве (типы 8 и 8а), на площади развития рисчорритов и ийолит-уртитов. В указанном комплексе ниже зоны выветривания, на глубинах от 200–500 м до 1–2 км буровыми скважинами и выработками вскрыты блоки пород мощностью в десятки и сотни метров с интенсивной содовой минерализацией прожилково-вкрапленного типа. Такая минерализация установлена автором в свежем керне скважин, пробуренных в районе гор Эвеслогчорр, Коашва, Ньюркапахк, Суолуайв, Партомчорр, Рестиныйн, т.е. практически по всей центральной дуге длиной около 75 км при мощности от 1 до 6 км, а также обнаружена в глубоких выработках на горах Кукисвумчорр, Юкспор и Расвумчорр. С учетом объема продуктивных на соду пород, слагающих крупнейшую в мире ийолит-уртитовую интрузию, масштабы развития эндогенной содовой минерализации в Хибинском массиве оцениваются автором [196] как весьма крупные.

В Ловозерском массиве наибольшие концентрации карбонатов натрия приурочены к пойкилитовым содалитовым сиенитам, фойяитам и люавритами верхней части дифференцированного комплекса и к развитым в этих породах пегматитам, усингитовым, анальцимовым и натролитовым прожилкам. Встречены также прожилки, целиком сложенные натритом и термонатритом (см. табл. II, а). Однако в этом массиве, в отличие от Хибинского, существенная часть избытка натрия ультращелочной магмы зафиксирована вместе с фтором в виде скоплений виллиомита, тогда как карбонаты натрия представлены в подчиненных количествах. Обогащенные виллиомитом пойкилитовые содалитовые сиениты, фойяиты и люавриты слагают в верхней части разреза дифференцированного комплекса несколько горизонтов, протягивающихся на десятки километров по всей площади массива. Почти по всей его площади прослеживаются также приуроченные к этой части разреза горизонты пегматоидных пород, насыщенных виллиомитом и другими водорастворимыми минералами. На отдельных участках таких горизонтов встречаются изометричные (до 1 м в поперечнике) и линзообразные (диаметром до 10–50 м) тела крупнозернистых, существен-

но виллиомитовых пород с натролитом, гакманитом и термонаритом. Виллиомит — весьма перспективный тип содового сырья. Продукты растворения этого минерала необходимо утилизировать, поскольку они представляют, с одной стороны, большую опасность как источник загрязнения прилегающих к массиву водных бассейнов, а с другой — бесспорную ценность как вид сырья для безотходного производства соды и остро дефицитных фторпродуктов [196]. Учитывая отсутствие в СССР крупных озерных месторождений соды, на которых базируется производство соды за рубежом [1, 121, 298, 308], следует обратить особое внимание на уникальные скопления природных карбонатов и фторидов натрия в щелочных массивах Хибино-Ловозерского комплекса.

Для установления генетической природы и выявления условий формирования содовой минерализации Хибин и Ловозера проведено комплексное изотопно-углеродное и изотопно-кислородное изучение большой группы минералов этих массивов и некоторых минералов из осадков содовых озер [10, 11]. Как следует из полученных данных (табл. 4), щелочные карбонаты ультраагапитов, общие для обоих массивов, в частности натрит и термонарит, имеют близкие изотопные характеристики. Сидоренкиты несколько различаются только изотопным составом углерода, а шортит Хибинского массива по изотопным характеристикам близок к шортикам из других щелочных массивов, но в то же время существенно отличается от шортика осадочной формации Грин-Ривер. Точно так же трона Хибинского массива значительно отличается от троны оз. Магади, т.е. однотипные минералы эндогенного и экзогенного происхождения четко различаются по изотопно-углеродным и изотопно-кислородным характеристикам.

Интересно отметить, что изотопный состав углерода термонарита ($N^{\circ} 27$ в табл. 4), образовавшегося при атмосферном выветривании цирсиалита, характеризуется величиной $\delta^{13}C = 8,8^{\circ}/_{00}$, что соответствует значениям $\delta^{13}C$ углекислого газа современных промышленных городов, а изотопный состав кислорода этой соды определяется величиной $\delta^{18}O = +21,5^{\circ}/_{00}$, которая хорошо согласуется со значением $\delta^{18}O = +21,3^{\circ}/_{00}$, полученным расчетным путем при условии, что "атмосферный" термонарит образуется по гидrolитически-углекислотному механизму: 1) цирсиалит + $3H_2O =$ ловозерит + $3NaOH$, 2) $2NaOH + CO_2 = Na_2CO_3 \cdot H_2O$. В то же время натрон ($N^{\circ} 14$), выполняющий крупные полости в глубоких зонах Хибинского массива (гора Кукисвумчорр) и, вероятно, имеющий эндогенное происхождение, имеет совершенно иные изотопные характеристики: $\delta^{13}C = -4,7^{\circ}/_{00}$ и $\delta^{18}O = +14,8^{\circ}/_{00}$, которые находятся в диапазоне вариаций $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$, установленных для всех изученных первичных содовых минералов Хибин: $\delta^{13}C = -0,9 \div -6,1^{\circ}/_{00}$ и $\delta^{18}O = +7,9 \div +16,4^{\circ}/_{00}$, что соответствует справочным данным для изотопного состава ювенильного углерода и кислорода.

Обнаружение обильных скоплений первичных содовых минералов в глубоких зонах Хибин и Ловозера и изотопные доказательства глубинного источника углерода щелочных карбонатов имеют важное петрогенетическое и прогнозное значение. Полученные данные коренным образом меняют существующие представления о нехарактерности минералов, содержащих CO_2 , для агапитовых пород. Указанные представления, как теперь очевидно, сложились при изучении верхней зоны массивов, являющейся зоной

Таблица 4. Характеристики $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (в ‰) минералов Хибин, Ловозера и других объектов

№ п/п	Минерал	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	№ п/п	Минерал	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	№ п/п	Минерал	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
	<i>Хибиньы</i>			32	"	-3,5	+13,2	62	Термонаит	-1,8	+9,8
1	Бербанкит	-3,2	+10,7	33	"	-3,8	+13,3	63	"	+0,7	+10,6
2	"	-2,9	+9,1	34	Шортит	-2,6	+8,8	64	Белянкинит	-	+3,7
3	"	-6,1	+8,5	35	"	-4,0	+10,1	65	Грумантит	-	+8,6
4	Бонштедтит	-2,9	+10,2	36	"	-2,6	+8,3	66	Зорит	-	+5,9
5	"	-3,4	+8,4	37	"	-2,7	+10,3	67	Карнасуртит	-	+11,6
6	"	-3,2	+10,8	38	"	-1,7	+10,7	68	Ловдарит	-	+10,5
7	Гейлюссит	-0,9	+14,5	39	"	-1,5	+11,6	69	Макатит	-	+7,2
8	Давсонит	-4,6	+16,4	40	Амицит	-	+5,6	70	Маунтинит	-	+5,9
9	Кальцит	-1,8	+15,3	41	Анальцим	-	+8,5	71	Мурманит	-	+2,6
10	Натрит	-3,9	+10,0	42	Виноградовит	-	+2,7	72	"	-	+4,7
11	"	-4,4	+10,6	43	Дельхайелит	-	+3,2	73	Натролит	-	+5,4
12	"	-4,4	+11,0	44	М34	-	+3,8	74	"	-	+9,6
13	"	-5,5	+13,0	45	Ловозерит	-	+9,3	75	"	-	+11,4
14	Натрон	-4,7	+14,8	46	"	-	+4,4	76	"	-	+10,3
15	Олигонит	-6,3	+9,8	47	Натролит	-	+6,0	77	Натрофосфат	-	+1,4
16	Пирссонит	-1,1	+11,9	48	"	-	+5,8	78	"	-	-1,3
17	"	-1,1	+12,8	49	Натрофосфат	-	-2,8	79	Пенквилксит	-	+8,5
18	"	-1,3	+12,4	50	"	-	-0,7	80	Полилитионит	-	+15,6
19	"	-1,1	+12,4	51	Паранатролит	-	+5,9	81	Ревдит	-	+8,7
20	"	-1,7	+12,4	52	Пектолит	-	+5,1	82	Серандит	-	+5,8
21	Сидоренкит	-2,0	+8,4	53	Томсонит	-	+9,2	83	Уссингит	-	+9,1
22	Синхизит	-4,2	+12,2	54	Фенаксит	-	+6,7	84	Эвдиалит	-	+4,3
23	Термонаит	-3,4	+11,5	55	Юкспорит	-	+8,3	85	Эпидидимит	-	+9,4
24	"	-2,0	+9,2								
25	"	-2,0	+7,9								
26	"	-1,6	+9,2	56	Натрит	-3,7	+9,5	86	Бредлиит	-1,1	+21,0
27	"	-8,8	+21,5	57	Натродэвин	-4,9	+9,6	87	Трона	+2,8	+34,1
28	Трона	-3,2	+10,5	58	"	-5,8	+10,5	88	Шортит	+0,5	+24,2
29	"	-3,6	+12,7	59	ОН-канкринит	-0,3	+8,7	89	"	-2,7	+14,6
30	"	-3,6	+13,5	60	Si-канкринит	-	+5,0	90	"	-3,0	+11,9
31	"	-4,4	+12,5	61	Сидоренкит	-4,3	+8,3	91	"	-6,1	+11,2

Анализы выполнены в лаборатории изотопной геологии ИЛСАН СССР.

Примечание. Места взятия образцов: Кукисвумчорр - 1, 2, 4, 14, 16-20, 25-27, 29-33, 38-40, 42, 48, 51; Тульпихт - 3, 8, 15, 22; Олений ручей - 5, 7, 9, 11-13, 34; Вуоннемиок - 6, 10, 35, 36, 54; Расвумчорр - 21, 23, 45-47, 49, 52, 53; Юкспор - 24, 43, 50, 55; Рестиныон - 28, 37; Рисчорр - 41; Тахтарвумчорр - 44; Карнасурт - 56, 58, 59, 62-64, 67, 72-74, 76-78, 81, 83, 85; жила Юбилейная на горе Карнасурт - 66, 68, 70, 75, 79, 80, 82, 84; Аллуайв - 57, 60, 61, 65, 69, 71; содоносные отложения формации Грин-Ривер - 86, 88 и оз. Магади - 87; карбонатитовые комплексы Вуориярви - 89 и Ковдор - 90; Вишневогорский миаситовый комплекс - 91.

Таблица 5. Характеристика $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (в ‰) содовых минералов из карбонатитового штока Хибин (1), центральной дуги Хибин (2), Ловозерского массива (3)

	1	2	3
	от-до (среднее)	от-до (среднее)	от-до (среднее)
$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	-6,1 ÷ -4,6(-5,3)	-6,1 ÷ -0,9(-2,8)	-4,3 ÷ +0,7(-2,3)
$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	+8,5 ÷ +16,4(+12,4)	+7,9 ÷ +14,8(+11,1)	+8,3 ÷ +10,6(+9,5)

выщелачивания карбонатов натрия¹. В какой-то мере эти данные заставляют более внимательно отнестись к вопросу о составе корневых частей Ловозерской и Хибинской интрузий, где, по результатам геофизических исследований [151], залегают породы с низкой плотностью (около 2,60 г/см³), почти совпадающей с плотностью натрита (2,54 г/см³). Эти данные существенно укрепляют позиции петрологов, указывающих на важную роль углекислоты и углеводородов в составе нефелинитовых магм [5, 38, 75, 300 и др.].

Вполне возможно, что высокая содоносность пород центральной дуги Хибин обусловлена их переработкой "карботермальными" растворами, генетически связанными с породами карбонатитовой интрузии. Такое предположение согласуется с приведенными данными по изотопии углерода и кислорода. Если их сопоставить в обобщенном виде по группам изученных образцов (табл. 5), то выявляется отчетливая и, несомненно, имеющая глубокий генетический смысл закономерность, состоящая в том, что на фоне сравнительной близости изотопных характеристик всех первичных содовых минералов Хибин и Ловозера имеет место последовательное возрастание значений $\delta^{13}\text{C}$ и понижение значений $\delta^{18}\text{O}$ в ряду карбонатитовый шток Хибин → район центральной дуги того же массива → Ловозерский массив.

Геолого-петрологические аспекты генетической связи содовой минерализации с породами карбонатитового комплекса рассмотрены в [151] в связи с выделением этих пород в качестве "третьей интрузивной фазы" Хибинского массива. На наличие такой связи указывают также некоторые чисто минералогические критерии, в частности: а) присутствие в породах карбонатитовой интрузии залива Тульилухт ряда натрийсодержащих карбонатов и фторидов — давсонита, бербанкита, криолита [54, 79], встреченных автором вместе с минералами группы соды в нескольких точках центральной дуги массива; б) повышенное количественное содержание и качественное разнообразие щелочных карбонатов в районах юго-восточного (Коашва, Ньюрпакх, Олений ручей) и северо-восточного (Рестиньон) флангов ийолит-уртитовой дуги массива, находящихся на кратчайших расстояниях от карбонатитовой интрузии. В самом деле, именно в этих районах центральной дуги Хибин автором сделаны разнообразные находки щелочных

¹ Этот вывод справедлив и в отношении массива Илимаусак. Согласно данным проф. Х. Соренсена (устное сообщение), первая глубокая выработка в этом массиве пересекла породы, обогащенные карбонатами натрия, которые отмечались ранее [318] лишь как минералогическая редкость.

карбонатов, в том числе представляющих собой новые минеральные виды и разновидности: натрит, ферротихит, бонштедтит, баренцит, Fe-эittelит, шортит, гейлюссит.

В разработке научных основ поисков месторождений природной соды рассматриваемого типа важное значение имеет выяснение вопроса о взаимоотношениях содовой минерализации с некоторыми специфическими типами пойкилитовых пород и редкометалльно-фосфатным оруденением массивов. Большого внимания заслуживают, в частности, эксперименты (см. прим. к стр. 29), демонстрирующие влияние солей 1-го типа (K_2CO_3 и т.п.) на повышение растворимости солей 2-го типа (Na_2CO_3 и т.п.) в высокотемпературных водных растворах. Одним из следствий такого взаимовлияния является то, что в щелочно-карбонатных системах любые процессы, приводящие к кристаллизации минералов калия, должны способствовать выпадению карбонатов натрия. Вполне закономерна поэтому приуроченность повышенных концентраций содовых минералов к калишпатизированным разностям ийолит-уртитов центральной дуги Хибин, что до сих пор не находило удовлетворительного объяснения.

Значительный интерес представляют данные о поведении апатита в ассоциациях с щелочными карбонатами в природных и экспериментальных системах. Анализ минеральных парагенезисов свидетельствует о неустойчивости апатита обычного состава в ассоциациях с ультращелочными минералами, в частности о запрещенности парагенезиса апатит-натрит. В качестве "заместителей" апатита в таких ассоциациях выступает большая группа натриевых и натрийсодержащих фосфатов, силикато- и карбонатфосфатов. Устойчивыми фазами с апатитовым типом структуры в этих ассоциациях являются NaCeSr- и SrCa-аналоги апатита — беловит и стронций-apatит. Первый из них характерен для Ловозерского массива, обогащенного редкими землями, второй — для Хибинского массива. В Хибинском массиве, богатом минералами кальция, автором описаны накафит Na_2CaPO_4F , нефедовит $Na_5Ca_4(PO_4)_4F$ и арктит $Na_5BaCa_7(PO_4)_6F_3$. Два первых минерала, кроме самостоятельных выделений, образуют псевдоморфозы по апатиту при наложении ультращелочной минерализации на породы умеренной щелочности. В этом аспекте большой интерес представляют результаты экспериментального изучения фазовых отношений в фосфат-карбонат-фторидно-натриевых системах [51, 73 и др.]: доказана, в частности, неустойчивость апатита в присутствии натрита при повышенных температурах и определена роль виллиомита как катализатора реакции разложения апатита натритом.

В свете рассмотренных данных о поведении апатита в природных и экспериментальных системах с карбонатами натрия остаются труднообъяснимыми факты распространения содовой минерализации, представленной термонатритом, натроном или тронной, на значительные объемы апатит-нефелиновых пород хибинских апатитовых месторождений (Коашва, Олений ручей и др.). Вполне возможно, что содовая минерализация этого типа, имеющая характер тонкой интерстициальной вкрапленности, является наложенной, сравнительно низкотемпературной и развивается при термодинамических условиях, допускающих сосуществование апатита с минералами группы соды. Косвенным подтверждением такой возможности может служить отсутствие в указанных породах существенных

скоплений щелочных фосфатов и других ультращелочных минералов, характерных для ассоциаций натрита. В то же время вряд ли случайно, что апатит из подобных пород отличается повышенной стронциеносностью [65, 114].

Выше приводились примеры нахождения натрита в тесных сростаниях с плотным тонкозернистым термонатритом. Очевидно, при образовании таких сростков кристаллизация карбонатов натрия из материнского расплава-раствора начиналась в форме натрита и заканчивалась в форме термонатрита, а количественные соотношения фаз определялись исходным содержанием воды в системе. При существенно пониженных термодинамических параметрах представляется вполне реальным осаждение из подобного раствора и десятиводного карбоната натрия — натрона как одного из конечных продуктов далеко зашедшего процесса дифференциации ультращелочной магмы.

В рассматриваемых массивах наряду с гипогенными распространены гипергенные минералы группы соды, но химическую основу последних, по-видимому, составляют перетолженные компоненты минералов первой группы, а не продукты взаимодействия нефелина с фтористоуглекислыми грунтовыми водами, как это принимается в работе [45]. Так, в старых штольнях горы Карнасурт (Ловозеро), пройденных среди ультраапаитовых пород, были описаны натечные выделения "натроопала", представляющего собой богатое натрием и фтором стекловатое кремнеземистое вещество [30]. Вместе с натроопалом встречены сталактиты длиной до 20 см, состоящие из чередующихся концентрически-скорлуповатых слоев опала и содовых минералов, среди которых диагностированы трона, натрон и термонатрит [13, 45, 138]. Позднее здесь же на стенках и кровле свежих выработок нами наблюдались участки интенсивного вспучивания пород, сложенные влажной на ощупь, рыхловатой массой натрона с включенными в нее обломками кристаллов виллиомита и других минералов. При этом обращала на себя внимание весьма характерная деталь — отсутствие следов растворения раздробленных кристаллов виллиомита. После расчистки таких участков было установлено, что натрон является вторичным минералом, образующимся в результате атмосферной гидратации плотного первичного термонатрита. Последний характерен для свежевскрытых шпировидных пегматитов, в которых он выполняет интерстиции между блоковыми кристаллами виллиомита, натролита и гакманита.

Аналогичную природу имеют выделения перетолженных гидрокарбонатов натрия на керне пород с вкраплениями первичных содовых минералов. Свежий керн таких пород под действием атмосферных агентов очень быстро теряет свою монолитность и через несколько недель или месяцев хранения на открытом воздухе превращается в тонкощебенчатую дресву, причем на начальной стадии выветривания столбики керна растрескиваются, сильно увеличиваются в объеме и деформируются. Это обусловлено почти пятикратным возрастанием объема твердой фазы в ряду натрит—термонатрит—натрон, мольные объемы которых равны соответственно 69,1, 90,9 и 325 Å³.

Тем не менее часть вторичной содовой минерализации, возможно весьма значительная, имеет совершенно иную природу, что доказано нами путем эксперимента над типичным образцом содоносных пород месторождения

Таблица 6. Характеристики $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (в ‰) содовых выцветов на керне скв. 1723 (Хибины)*

№ п/п	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	№ п/п	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
1	-9,2	+22,9	3	-9,6	+23,9
2	-8,6	+24,4	4	-9,4	+25,8

*Анализы выполнены в лаборатории изотопной геологии ИЛСАН СССР

Олений ручей в Хибинах. Исходный образец (неравномернозернистый полевошпатсодержащий ийолит-уртит с глубины 1390 м) представлял собой монолитный столбик породы, на поверхности которого имелись сугробообразные выцветы гидрокарбонатов натрия, приуроченные к микро-трещинам породы и интерстициям зерен породообразующих минералов. После удаления первоначальных наростов соды образец периодически смачивали из пипетки дистиллированной водой, оставляли для просушки в естественных условиях и в течение 1 месяца периодически снимали с поверхности вновь образующиеся выцветы, которые были подвергнуты изотопному анализу (табл. 6). Порядковые номера проб в приводимой таблице соответствуют последовательности отбора проб: в каждой из них объединены наросты гидрокарбонатов, собранные соответственно за 1-ю, 2-ю, 3-ю и 4-ю недели месяца. Рентгенографический анализ показал, что каждая из четырех проб соответствует термонариту. Как следует из сравнения полученных результатов с данными табл. 4, по своим изотопным характеристикам содовые выцветы, образовавшиеся на поверхности керна, существенно отличаются от гипогенных карбонатов натрия, но аналогичны выделениям соды, образующимся по гидролитически-углекислотному механизму при атмосферном выветривании цирсиалита (см. № 27 в табл. 4). Следовательно, изученные содовые выцветы не могут рассматриваться как критерий переотложения предполагавшихся тонких вкраплений в породе гипогенных карбонатов натрия, а, вероятно, представляют собой продукт взаимодействия NaOH с атмосферной углекислотой.

Источниками NaOH в процессах эпигенетического содообразования могут служить некоторые высокощелочные силикаты (цирсиалит, казаковит и др.), гидролизующиеся по реакции типа высокощелочной минерал + H_2O = субщелочной минерал + NaOH. Близкая к этой точке зрения высказывается также Ю.Л. Капустиным (1975 г.). Но подобные минералы с ультравысоким содержанием натрия пользуются ограниченным распространением и не могут объяснить интенсивное развитие содовой минерализации, прослеженной по керну многочисленных буровых скважин. Это вновь возвращает нас к представлениям М.Д. Дорфмана и др. [45] о возможности образования содовых минералов при взаимодействии нефелина с фтористоуглекислыми грунтовыми или поверхностными водами по реакции $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 + 12\text{NaF} + 8\text{CO}_2 + 4\text{H}_2\text{O} = 2(3\text{NaF} \cdot \text{AlF}_3) + 8\text{NaHCO}_3 + 2\text{SiO}_2$. Правда, указанная реакция, согласно цитируемой работе, идет только в кислой среде, что не соответствует реальной обстанов-

ке. Наши эксперименты, проведенные с использованием нефелина из Хибин и Вишневых гор (Урал), подтверждают возможность протекания подобной реакции и при $pH > 7$. В опытах при комнатной температуре и свободном доступе атмосферного воздуха автором установлено, что осадки водных вытяжек, полученных из суспензий нефелина и виллиомита в отдельности, не содержат карбонатов натрия, тогда как аналогичные осадки из смешанных суспензий этих минералов содержат карбонаты натрия, бурно вскипающие в слабой лимонной кислоте. Таким образом, в формировании содовой минерализации Хибин и Ловозера наряду с эндогенными принимают участие экзогенные процессы, роль которых необходимо учитывать при изучении содоносности этих массивов.

О КОНВЕРГЕНЦИИ УЛЬТРАЩЕЛОЧНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ДЕРИВАТАХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ И ОТЛОЖЕНИЯХ СОДОВЫХ ОЗЕР

В геологической литературе уже подчеркивалось значительное сходство минерального состава поздних дериватов агапитовых нефелиновых сиенитов, с одной стороны, и молодых или современных отложений содовых озер типа формации Грин-Ривер в США и оз. Магади в Кении — с другой [147, 298, 308–310 и др.]. Результаты наших исследований позволили значительно расширить список минералов, общих для сравниваемых объектов [207]. Так, из приводимого ниже общего списка аутигенных минералов формации Грин-Ривер, включающего 77 видов, подавляющее большинство — 65 минералов (полужирным) — имеют своих аналогов в нефелин-сиенитовых дериватах и только 12 видов пока что не обнаружены в последних¹:

Окислы — анатаз, кварц, нордстрандит, халцедон;

Карбонаты — арагонит, баритокальцит, бербанкит, бредлиит, буркеит, вегшайдерит, витерит, гейлюссит, давсонит, доломит, кальцит, магнезит, маккелвинит, натрон, нахколит, норсетит, нортупит, Fe-нортупит, пирссонит, сидерит, стронцианит, термонатрит, тихит, трона, шортит, эвальдит, зйтелит;

Боросиликаты — гаррелсит, лейкофенит, ридмерджнерит, сирлезит;

Титаносиликаты — виноградовит, лабунцовит;

Цирконосиликаты — катаплеит, эльпидит;

Прочие силикаты — альбит, анальцим, апофиллит (?), биотит, гармотом-уэлсит, гидробиотит, иллит, каолинит, клиноптилолит-морденит, лафлинит, магнезиоарфведсонит, монтмориллонит, натролит, нонтронит, ортоклаз, сепиолит, стевенсит, тальк, хлорит, эгирин;

Фосфаты — апатит, коллофан;

Сульфаты — астраханит, барит, гипс, сидеритил, ссо-мольнокит, старкеит, целестин;

Галогениды — галит, криолит, нейборит, флюорит;

Сульфиды — вюртцит, марказит, пирит, пирротин;

Элементы — сера.

Особый интерес вызывает обнаружение в нефелин-сиенитовых дериватах

¹ Отложения формации содержат также углеводороды: абелсонит, альбертит, джилсонит, инграмит, кероген, озокерит, таббиит, уинтаит, ютаит.

большой группы карбонатов и других солей натрия – шортита, пирсонита, гейлюссита, давсонита, термонаритта, троны, нахколита, Fe-эittelита, ферротихита (железистый аналог тихита), бонштедтита и сидоренкита (железистый и марганцевый аналоги бредлиита), доннейта (стронциевый аналог маккелвиита), виллиомита, галита, когаркоита, тенардита, макатита, канемита, а в содоносных отложениях – многих силикатных минералов, характерных для нефелин-сиенитовых дериватов – магнезиоарфведсонита, эгирина, калиевого полевого шпата, альбита, анальцима, виноградовита, лабунцовита, лейкофенита, катаплеита, эльпидита и др. Сходство сравниваемых образований дополняется тем, что и в осадочных отложениях в соответствии с правилом полярности химических связей [78, 169 и др.] высокощелочные минералы имеют резко натриевую специфику, тогда как практически весь калий расходуется на образование полевых шпатов.

Большое сходство минерального состава сравниваемых типов природных объектов – яркий пример конвергенции гипогенных и гипергенных процессов минералообразования [207, 271]. Оно свидетельствует о том, что кристаллизация минералов на конечных стадиях формирования агпаитовых нефелиновых сиенитов и отложений содовых озер происходила в довольно близких физико-химических условиях, в частности при резко повышенной щелочности минералообразующей среды. Отсюда понятно отсутствие минерализации, типичной для формации Грин-Ривер, в обычных соленосных формациях, где натрий и калий нейтрализованы сильными кислотами и связаны преимущественно в форме сульфатов и хлоридов.

Наиболее существенные отличительные особенности минерального состава сравниваемых образований заключаются в следующем. Для нефелин-сиенитовых дериватов характерны разнообразие редкометалльных (Nb, Zr, TR) и фосфатных минералов и присутствие низкокремнистых алюмосиликатов (уссингита, натролита), часто содержащих в "боковой цепи" щелочные соли Na_2CO_3 , Na_2S , NaF , Na_3PO_4 (ломоносовит, стенструпин, натродэвин). Для отложений содовых озер характерны развитие высококремнистых цеолитов, разнообразие минералов В, Mg, Са, бедность минералами Fe, Mn, иногда Al. К этому можно добавить, что образования первого типа содержат большое число ультранатриевых солевых минералов, крайне неустойчивых в естественных атмосферных условиях (натрит, натросилит, олимпит, цирсианит), тогда как в образованиях второго типа широко распространены кислые соли (в том числе трона, нахколит), более устойчивые в этих условиях. По сравнению с карбонатами нефелин-сиенитовых дериватов ($\delta^{13}\text{C} = -6,3 \div +0,7$, $\delta^{18}\text{O} = +7,9 \div +16,4$ ‰ (см. табл. 4) карбонаты содовых отложений ($\delta^{13}\text{C} = -1,1 \div +2,8$, $\delta^{18}\text{O} = +21,0 \div +34,1$ ‰) обогащены тяжелыми изотопами углерода и кислорода.

Проиллюстрированная аналогия в минеральном составе нефелин-сиенитовых дериватов и отложений содовых озер представляет интерес не только в чисто научном плане, но и с практической точки зрения, поскольку она открывает большие возможности для обнаружения целого ряда минералов, включая промышленно ценные, в принципиально иной геологической обстановке, тем самым указывая новые направления поисков месторождений полезных ископаемых. В этой связи особого внимания заслуживает наличие в массивах агпаитовых нефелиновых сиенитов условий, благоприятных для образования минералов группы соды. Принимая во внимание ги-

гантские запасы природной соды, заключенные в отложениях формации Грин-Ривер (порядка 100 млрд т), следует, по нашему мнению, положительно оценить перспективы поисков промышленных месторождений этого дефицитного сырья в щелочных массивах Хибино-Ловозерского комплекса.

Гипогенные карбонаты и другие солевые минералы распространены не только в массивах агпаитовых пород. Они обнаружены также в глубоких зонах некоторых массивов миаскитовых нефелиновых сиенитов (шортит, трона, гейлюссит, астраханит, глауберит, мирабилит, тенардит [265]¹), щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (шортит, бонштедтит и др. [152, 211]. Кроме того, известно [116], что сульфат кальция ангидрит образует значительные скопления в нижних горизонтах и подрудных толщах эндогенных месторождений меди, свинца, цинка, золота, молибдена и др. в различных металлогенических провинциях Союза и мира. Все это свидетельствует об универсальной роли подвижных солей в процессах рудообразования, в частности при переносе рудного вещества, что позволяет рассматривать солевые минералы как индикаторы оруденения, а в отдельных случаях — рассчитывать на возможность обнаружения месторождений минеральных солей новых генетических и промышленных типов. Следует, однако, учитывать, что в отличие от большинства рудных месторождений гранитоидного ряда, в образовании которых важнейшую роль в качестве минерализаторов играют сильные кислоты (HCl, H₂SO₄ и др.), месторождения фосфатов и литофильных редких металлов, связанные с агпаитовым магматизмом, образуются при существенной роли щелочей и слабых кислот (NaOH, KOH, HF, H₂CO₃, H₃PO₄, H₂Si₂O₅). Важную роль солей в процессах рудообразования в последние годы неоднократно подчеркивал Е.И. Семенов [145, 146], по мнению которого каждому типу месторождений должен соответствовать свой тип солевой минерализации.

Глава III

ПОЛИМИНЕРАЛЬНОСТЬ АССОЦИАЦИЙ КАК ХАРАКТЕРНАЯ ОСОБЕННОСТЬ УЛЬТРААГПАИТОВЫХ ПОРОД

Свыше 450 названий минеральных видов и разновидностей внесено к настоящему времени в кадастр минералов Хибино-Ловозерского комплекса (табл. 7)², значительно превосходящего в этом отношении любые другие массивы или месторождения мира, включая знаменитые Лонгбан в Швеции — 240 минералов [283], Цумеб в Намибии и Сентилер в Канаде —

¹ Часть этих минералов образовалась в результате выветривания пород после их попадания в отвал.

² При составлении таблицы наряду с оригинальными данными использованы списки минералов, опубликованные в [4, 54, 103, 109, 142, 146, 171]. Минералы со сложными радикалами включены в один из выделенных классов с учетом рекомендаций [34, 124].

Оксиды

- Куприт (X66) Cu_2O
 Бромеллит (X66) BeO
 Хризоберилл (X7) BeAl_2O_4
 Корунд (X, Л17) Al_2O_3
 Гематит (X, Л14) Fe_2O_3
 Эсכולаит (X66) Cr_2O_3
 Ильменит (X, Л13) FeTiO_3
 Пирофанит (X, Л13) MnTiO_3
 Шпинель (X7) MgAl_2O_4
 Герцинит (X7) FeAl_2O_4
 Fe-франклинит (Л166) $\text{Zn}(\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{O}_4$
 Магнетит (X2, 3, Л13, 4) Fe_3O_4
 Титаномагнетит (X2, 3, Л13, 4) $(\text{Fe}, \text{Ti})_3\text{O}_4$
 Хромит (X7) $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Cr}_2\text{O}_4$
 Хромпикотит (X7) $(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$
 Ульвошпинель (X4) Fe_2TiO_4
 Гетит (X, Л15а) FeOOH
 Диаспор (X, Л16а) AlOOH
 Нордстрандит** (X, Л166) $\text{Al}(\text{OH})_3$
 Бёмит (X, Ла) AlOOH
 Гиббсит (X, Л15а) $\text{Al}(\text{OH})_3$
 Пиролоюзит*** (X56, Л166) MnO_2
 Псиломелан*** (X56, Л15а) $(\text{Ba}, \text{H}_2\text{O})_2\text{Mn}_5\text{O}_{10}$
 Криptomелан (X, Л156, 6а) $\text{K}_2\text{MnMn}_7\text{O}_{16}$
 Голландит (Л166) $\text{BaMnMn}_7\text{O}_{16}$
 Тодорокит (X, Л15а) $\text{CaMn}_4\text{O}_9 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
 Бернессит (Л15а) $\text{Mn}_2\text{Mn}_3\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Вернадит (Л16а) $\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
 Кварц (X, Л15а, 7) SiO_2
 Халцедон (X, Л15а) $\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 Кристобалит (Л166) SiO_2
 Опал (X, Л15а) $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
 Перовскит (X, Л14, 7) CaTiO_3
 Кнопит (X, Л14, 7) $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Ce})(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Fe})\text{O}_3$
 Лопарит (X4, Л13, 4) $(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Na})(\text{Nb}, \text{Ti})\text{O}_3$
 Ниоболопарит (X, Л16а) $(\text{Na}, \text{Ce})(\text{Ti}, \text{Nb})\text{O}_3$
 Иринит (X6а) $(\text{Na}, \text{Ce}, \text{Th})(\text{Ti}, \text{Nb})\text{O}_3$
 Луэшит (Л166) NaNbO_3
 Анатаз (X, Л15а) TiO_2
 Брукит (X, Л16а) TiO_2
 Рутил (X, Л17) TiO_2
 Ильменорутил (X, Л16а) $(\text{Ti}, \text{Fe}, \text{Nb})\text{O}_2$
 Прайдерит (X66) $(\text{K}_2, \text{Ba})\text{Fe}_2\text{Ti}_6\text{O}_{16}$
 Кафетит (X66) $\text{CaFe}_2\text{Ti}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 М1*(X66) $\text{CaCe}(\text{Ti}, \text{Nb})_{10}\text{O}_{23} \cdot n\text{H}_2\text{O} (?)$

Таблица 7 (продолжение)

Белянкинит (X, Л15а) $\text{CaTi}_6\text{O}_{13} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
 Герасимовскит (Л15а) $\text{TiNb}(\text{OH})_9$,
 Эшинит (X7) CeTiNbO_6
 Давидит (Л7) $\text{Fe}_9(\text{U, Ce})\text{Ti}_{12}\text{O}_{38}$
 Фергюсонит (X7) TRNbO_4
 Пирохлор (X, Л14) $\text{NaCaNb}_2\text{O}_6\text{F}$
 Бетафит (X6а, Л17) $(\text{Na, Ca, U})_2(\text{Nb, Ta, Ti})_2\text{O}_6\text{F}$
 Циркелит (X, Л17) $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$
 Полимигнит (X7) $(\text{TR, Ca, Th})(\text{Zr, Ti, Nb})_2\text{O}_6$
 Кальциртит** (X7) $\text{CaZr}_3\text{TiO}_9$
 Бадделеит (X7) ZrO_2
 Касситерит (X66) SnO_2
 Молибдит (X66) MoO_3
 Mn-ферберит (Л166) $(\text{Fe, Mn})\text{WO}_4$
 Вульфенит (X66) PbMoO_4

Карбонаты

Натрит* (X2, Л13) Na_2CO_3
 Термонатрит (X2, Л13) $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 Натрон (сода) (X, Л13) $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
 Трона (X3, Л15а) $\text{Na}_3\text{H}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Вегшайдерит** (Л15а) $\text{Na}_5\text{H}_3(\text{CO}_3)_4$
 Нахколит**** (X6а, Л15а) NaHCO_3
 Пирссонит** (X4, Л15а) $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Гейлюссит** (X66) $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 Шоргит** (X2, Л16а) $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$
 Кальцит (X2, Л166) CaCO_3
 Mn-кальцит (X2) $(\text{Ca, Mn})\text{CO}_3$
 Магнезит (X, Л16а) MgCO_3
 Родохрозит** (X5а, Л16а) MnCO_3
 Fe-родохрозит (X3) $(\text{Mn, Fe})\text{CO}_3$
 Сидерит**** (X4, Л166) FeCO_3
 Олигонит (X3) $(\text{Fe, Mn})\text{CO}_3$
 Кутнагорит (X3) $\text{Ca}(\text{Mg, Mn})(\text{CO}_3)_2$
 Mn-анкерит (X3) $\text{Ca}(\text{Fe, Mg, Mn})(\text{CO}_3)_2$
 Стронцианит (X5а) SrCO_3
 Арагонит (X7) CaCO_3
 Церуссит (X, Л166) PbCO_3
 Баритокальцит** (X5а) $\text{BaCa}(\text{CO}_3)_2$
 Малахит (X6а) $\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$
 Фатерит (X66) CaCO_3
 Fe-эйтелит* (X66) $\text{Na}_2(\text{Mg, Fe})(\text{CO}_3)_2$
 Ферротихит* (X66) $\text{Na}_6\text{Fe}_2(\text{CO}_3)_4(\text{SO}_4)$
 M2* (Л15а) $\text{Na}_6\text{Mn}_2(\text{CO}_3)_4(\text{SO}_4)$
 Сидоренкит* (X, Л15а) $\text{Na}_3\text{Mn}(\text{CO}_3)(\text{PO}_4)$
 Бонштедтит* (X5а) $\text{Na}_3\text{Fe}(\text{CO}_3)(\text{PO}_4)$
 FeMn-брелдиит* (X6а) $\text{Na}_3(\text{Mg, Fe, Mn})(\text{CO}_3)(\text{PO}_4)$

- Баренцит* (X6a) $\text{Na}_7\text{AlH}_2(\text{CO}_3)_4\text{F}_4$
 Давсонит (X3) $\text{NaAlCO}_3(\text{OH})_2$
 Бербанкит (X3, Л6а) $(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Sr}, \text{Ca}, \text{TR}, \text{Ba})_3(\text{CO}_3)_5$
 Ва-бербанкит (X5а) $(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ca}, \text{TR})_3(\text{CO}_3)_5$
 М3* (Л6б) $\text{Na}_3(\text{Sr}, \text{TR}, \text{Ca}, \text{Ba})_3(\text{CO}_3)_5$
 М4* (Л6а) $\text{Na}_3(\text{Sr}, \text{TR}, \text{Ba}, \text{Ca})_3(\text{CO}_3)_5$
 Ремондит** (X6б) $\text{Na}_3(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Sr}, \text{Na}, \text{Ba})_3(\text{CO}_3)_5$
 Карбоцернаит (X6а) $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Ca}, \text{Sr}, \text{TR})(\text{CO}_3)_2$
 Бастнезит (Л6а) CeCO_3F
 Паризит (X6а) $\text{CaCe}_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$
 Синхизит (X3) $\text{CaCe}(\text{CO}_3)_2\text{F}$
 Хуанхит (X6а) $\text{BaCe}(\text{CO}_3)_2\text{F}$
 Анкилит (X6а, Л6б) $\text{SrCe}(\text{CO}_3)_2\text{OH} \cdot \text{H}_2\text{O}$
 Эвальдит** (X6а) $\text{Ba}(\text{Na}, \text{Ca}, \text{TR})(\text{CO}_3)_2$
 Доннейит** (X6а) $(\text{Na}, \text{TR})\text{Sr}(\text{CO}_3)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 М5* (X6а) $(\text{Na}, \text{TR})\text{Sr}(\text{CO}_3)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 М6* (Л15б) $\text{Na}_{50}\text{Ba}_2\text{TR}_4(\text{CO}_3, \text{HCO}_3, \text{OH}, \text{F}, \text{SO}_4, \text{Cl})_x; x \approx 45$
 М7* (Л6а) $\text{Na}_3\text{Y}(\text{CO}_3)_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 М8* (Л6а) $\text{Na}_3\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Ca})(\text{CO}_3)_3\text{F}$
 Тулиокиит (X5а) $\text{Na}_6\text{BaTh}(\text{CO}_3)_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

Силикаты

- Натросилиит*** (X6б, Л3) $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$
 Ревдит* (X6б, Л6а) $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 Грумантит* (Л6а) $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 Макатит** (Л6а) $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Канемит** (Л6а) $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 М9* (X6б) $\text{Na}_8\text{KSi}_9\text{O}_{18}(\text{OH})_9 \cdot 19\text{H}_2\text{O}$
 Чкаловит*** (X5б, Л3, 4) $\text{Na}_2\text{BeSi}_2\text{O}_6$
 Эпидидимит (X, Л15а) $\text{NaHBeSi}_3\text{O}_8$
 Эвдидимит (X, Л6б) $\text{NaHBeSi}_3\text{O}_8$
 Ловдарит (Л15б) $\text{Na}_3\text{KBe}_2\text{Si}_7\text{O}_{18} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 Лейфит (X6б, Л6а) $\text{Na}_6\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{19}\text{F}_2$
 Туттупит (X, Л6а) $\text{Na}_4\text{BeAlSi}_4\text{O}_{12}\text{Cl}$
 Барилит (X6б) $\text{BaBe}_2\text{Si}_2\text{O}_7$
 Лейкофан (X, Л6а) $\text{NaCaBeSi}_2\text{O}_6\text{F}$
 Бертрандит (X6б, Л15б) $\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$
 Сферобертрандит (X, Л6а) $\text{Be}_5\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_4$
 Бериллит (X, Л6а) $\text{Be}_3\text{SiO}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Гентгельвин (Л6а) $\text{Zn}_4\text{Be}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{S}$
 Виллемит (X6б) Zn_2SiO_4
 Каламин (X, Л6б) $\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 Силлиманит (X7) Al_2SiO_5
 Андалузит (X7) Al_2SiO_5
 Топаз (X6б) $\text{Al}_2\text{SiO}_4\text{F}_2$
 Аллофан (X, Л6а) $m\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot q\text{H}_2\text{O}$

Таблица 7 (продолжение)

Сирлезит** (Л56)	$\text{NaBSi}_2\text{O}_5(\text{OH})_2$
Ридмерджнерит** (Л66)	NaBSi_3O_8
Кальборсит* (Х66)	$\text{K}_6[\text{Al}_4\text{Si}_6\text{O}_{20}][\text{B}(\text{OH})_4]\text{Cl}$
Альбит (X, Л1, 2)	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
Олигоклаз (X, Л7)	$\text{Ab}_{70-90}\text{An}_{10-30}$
Андезин (X, Л7)	$\text{Ab}_{50-70}\text{An}_{30-50}$
Лабрадор (X, Л7)	$\text{Ab}_{30-50}\text{An}_{50-70}$
Микроклин (X, Л1, 2)	KAlSi_3O_8
Ортоклаз (X2, Л3)	KAlSi_3O_8
Санидин (X2-4, Л7)	KAlSi_3O_8
Анортоклаз (X7)	$(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$
Стрональсит** (Х66)	$\text{Na}_2\text{SrAl}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$
Нефелин (X, Л1)	$\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$
Кальсит (Х6а)	KAlSiO_4
Лейцит (Х66)	KAlSi_2O_6
Литосит* (Х66)	$\text{K}_3[\text{HAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{13}]$
Уссингит (Х6а, Л2, 3)	$\text{Na}_2\text{AlSi}_3\text{O}_8\text{OH}$
Содалит (X, Л1)	$\text{Na}_8(\text{AlSiO}_4)_6\text{Cl}_2$
Гакманит (X, Л2)	$\text{Na}_8(\text{AlSiO}_4)_6(\text{Cl}_2, \text{S})$
Нозеан (Л1, 2)	$\text{Na}_8(\text{AlSiO}_4)_6\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Канкринит (X, Л2, 3)	$\text{Na}_6\text{Ca}_2(\text{AlSiO}_4)_6(\text{CO}_3)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Вишневит (Л2, 3)	$\text{Na}_8(\text{AlSiO}_4)_6\text{SO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Натродэвин (Л2, 3)	$\text{Na}_8(\text{AlSiO}_4)_6\text{CO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
М10* (Л2, 3)	$\text{Na}_8(\text{AlSiO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
М11* (Л2, 3)	$\text{Na}_7\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24}(\text{CO}_3) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Анальцим (X, Л2, 3)	$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Амичит** (Х6а)	$\text{K}_2\text{Na}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Натролит (X, Л2, 3)	$\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Тетранатролит (X, Л6а)	$\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Паранатролит** (X, Л5а)	$\text{Na}_2\text{K}_x\text{Al}_{2+x}\text{Si}_{3-x}\text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
М12*	$\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Гоннардит (Х66)	$\text{Na}_2\text{CaAl}_4\text{Si}_6\text{O}_{20} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Мезолит (Х6а)	$\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Al}_6\text{Si}_9\text{O}_{30} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Томсонит (X, Л6а)	$\text{NaCa}_2\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Эдингтонит (Х6а)	$\text{BaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Тетраэдингтонит** (Х66)	$\text{BaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Шабазит (X, Л5а)	$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Гмелинит (Л6а)	$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
М13* (Л66)	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})\text{AlSi}_2\text{O}_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Ломонтит (Л66)	$\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Левин (Л66)	$\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Мерпинонт** (Х66)	$(\text{K}, \text{Ba})_2\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Филлипсит (Х5а, Л66)	$\text{KCaAl}_3\text{Si}_5\text{O}_{16} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
М14* (Х66)	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ba})_2\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{16} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
М15* (Х66)	$(\text{Ba}, \text{K}, \text{Na})\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
М16* (Х66)	$(\text{Na}, \text{Ba}, \text{K})\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
М17* (Х66)	$(\text{Ba}, \text{Sr}, \text{K})\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Гейландит (X, Л66)	$\text{CaAl}_2\text{Si}_7\text{O}_{18} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Перлилит (X6a)	$\text{K}_9\text{NaCaAl}_{12}\text{Si}_{24}\text{O}_{72} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$
Канасит (X3, 5a)	$\text{K}_2\text{Na}_4\text{Ca}_5\text{Si}_{12}\text{O}_{30}\text{F}_4$
Дельхайелит (X3, 5a)	$\text{K}_3\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Si}_7\text{AlO}_{19}(\text{F}, \text{Cl})_2$
Гидродельхайелит (X5a)	$\text{KCa}_2\text{Si}_7\text{AlO}_{17}(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Маунтинит (Л6a)	$\text{KNa}_3\text{Ca}_2\text{Si}_8\text{O}_{20} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Апофиллит (X, Л3, 5a)	$\text{KCa}_4\text{Si}_8\text{O}_{20}\text{F} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Пектолит (X2, 3, Л5a)	$\text{NaCa}_2\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})$
Денисовит (X5a)	$\text{KCa}_2\text{Si}_3\text{O}_8(\text{F}, \text{OH})$
Шизолит (X, Л5a)	$\text{Na}(\text{Ca}, \text{Mn})_2\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})$
Серандит (X, Л5a)	$\text{Na}(\text{Mn}, \text{Ca})_2\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})$
Агреллит** (X3, 4)	$\text{NaCa}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}$
Таумасит** (X56)	$\text{Ca}_3(\text{SiO}_3)(\text{CO}_3)(\text{SO}_4) \cdot 14\text{H}_2\text{O}$
Цеофиллит (X6a)	$\text{Ca}_4\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH}, \text{F})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Волластонит (X6a)	CaSiO_3
Куспидин** (X56)	$\text{Ca}_4\text{Si}_2\text{O}_7\text{F}_2$
M18* (X66)	$\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{ZrSi}_4\text{O}_{14}\text{F}_4$
Форстерит (X, Л7)	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$
Фаялит (X, Л7)	$(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{SiO}_4$
Монтichelлит (X7)	CaMgSiO_4
Глаукохроит** (X66)	CaMnSiO_4
Мелилит (X7)	$(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Mg}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7$
Окерманит (X7)	$\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$
Хондродит*** (X, Л7)	$\text{Mg}_5\text{Si}_2\text{O}_8\text{F}_2$
Кордиерит (X7)	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$
Альмандин (X7)	$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Гроссуляр (X66)	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Андрадит (X7)	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Шорломит (X7)	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{TiSi}_2\text{O}_{12}$
Раит (X, Л6a)	$\text{Na}_4\text{Mn}_3\text{Si}_6(\text{O}, \text{OH})_{24} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
M19* (X66)	$\text{Na}_2\text{Mn}_2\text{Si}_4\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Пиросмалит** (X66)	$\text{Fe}_8\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH}, \text{Cl})_{10}$
Шафрановскит* (X, Л6a)	$\text{Na}_2\text{H}_2(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Si}_3\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$
M20* (X6a)	$\text{Na}_2\text{H}_2(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Si}_3\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$
M21* (X6a)	$\text{NaH}_2\text{Fe}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_9 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Захаровит* (X, Л6a)	$\text{Na}_4\text{Mn}_5\text{Si}_{10}\text{O}_{24}(\text{OH})_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
M22* (Л5a)	$\text{NaF}_2^{2+}\text{Fe}_3^{3+}\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{OH})_6$
M23* (X56)	$\text{NaCaMn}_5\text{Fe}_3^{3+}\text{Al}_3\text{Si}_4\text{O}_{22} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
M24* (X56)	$\text{Na}_4\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_3^{3+}\text{TiSi}_6\text{O}_{24}(\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
M25* (X56)	$\text{NaKCaFe}_2^{3+}\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Фенаксит (X5a)	$\text{KNaFeSi}_4\text{O}_{10}$
M26* (Л66)	$\text{KNaMnSi}_4\text{O}_{10}$
M27* (X56)	$(\text{K}, \text{Na})_3(\text{Fe}, \text{Al})_3\text{Si}_8\text{O}_{22} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Эгирин (X, Л11, 2)	$\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$
Диопсид (X, Л7)	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$
Геденбергит (X7)	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$
Авгит (X, Л7)	$(\text{Ca}, \text{Mg})_2(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$
Клиноэнстатит (X7)	MgSiO_3

Гиперстен (X7) FeSiO_3
Арфведсонит (X, Л1-4) $\text{Na}_3(\text{Mg, Fe})_4\text{FeSi}_5\text{O}_{22}\text{F}_2$
Эккерманит (X, Л1-4) $\text{Na}_3\text{Mg}_4\text{AlSi}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$
Рибекит (Л2-4) $\text{Na}_2\text{Fe}_3\text{Fe}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$
Магнезиокатофорит (X, Л2-4) $\text{Na}_2\text{CaMg}_4\text{FeAlSi}_7\text{O}_{22}\text{F}_2$
Рихтерит (X2-4) $\text{Na}_2\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{F}_2$
Эденит (X7) $\text{NaCa}_2\text{Mg}_2\text{AlSi}_7\text{O}_{22}\text{F}_2$
Гастингсит (X, Л7) $\text{NaCa}_2(\text{Mg, Fe})_4\text{FeAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}\text{F}_2$
Керсутит (X7) $\text{NaCa}_2(\text{Mg, Fe})_4\text{TiAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{23}\text{F}$
Актинолит (X7) $\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Тремолит (X7) $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Флогопит (X, Л7) $\text{K}(\text{Mg, Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH, F})_2$
Биотит (X1-4, 7, Л4, 7) $\text{K}(\text{Fe, Mg})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{F, OH})_2$
МgTi-аннит (X7) $\text{K}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg, Ti, Fe}^{3+})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Спидофиллит (X, Л5a) $\text{K}(\text{Mg, Fe, Li})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{F, OH})_2$
Тайниолит (X, Л5a) $\text{KLiMg}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$
Полилитионит (X5a, Л3) $\text{KLi}_2\text{AlSi}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$
Мусковит (X7) $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH, F})_2$
Гидромусковит (X, Л3) $\text{K}_{<1}\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Иллит (X6a) $\text{KAl}_2\text{Si}_7\text{O}_{20}(\text{OH})_4$
Селадонит (X, Л3) $\text{K}(\text{Mg, Fe})\text{FeSi}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Парагонит (X7) $\text{NaAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{F, OH})_2$
M28* (Л66) $\text{Na}_2\text{AlSi}_4\text{O}_{10}(\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Сапонит (X3, Л6a) $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Бейделлит (X3, Л66) $\text{Al}_2(\text{Al, Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Соконит (Л6a) $\text{Zn}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Монтмориллонит (X, Л3) $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Монтронит (X3, Л5a, 7) $\text{Fe}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Тальк (X66) $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Гизингерит (X, Л3) $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Натрогизингерит (X, Л3)
Неококит (X, Л3) $\text{Mn}_2\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Диккит (X7) $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
Каолинит (X3, Л5a) $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
Хризотил (X7) $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
Галлуазит (X3, Л5a) $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Fe-амезит (Л6a) $(\text{Fe, Mg})_2\text{Al}_2\text{SiO}_5(\text{OH})_4$
Клинохлор (X6a) $\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Стильпномелан (X, Л6a) $\text{KFe}_4\text{AlSi}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Сепиолит (Л6a) $(\text{Mg, Mn, Fe})_4\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Пальгорскит (Л6a) $(\text{Mg, Mn, Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Иофортьерит (Л6a) $\text{Mn}_5\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Церит (Л66) $\text{Ce}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})$
Сажинит* (Л6a) $\text{Na}_3\text{CeSi}_6\text{O}_{15} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
M29* (Л66) $\text{Ce}_2\text{Si}_6\text{O}_{15}$
Нордит*** (X56, Л5a) $\text{Na}_3\text{CeSrZnSi}_6\text{O}_{17}$
Гадолинит (X7) $\text{FeBe}_2\text{Y}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$

Таблица 7 (продолжение)

Ортит (Л7) $\text{CaFeCeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{OH}$
Эпидот (X7) $\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{OH}$
Мозандрит (ринколит) (X, Л4, 7) $\text{Na}_2\text{Ca}_4\text{CeTiSi}_4\text{O}_{15}\text{F}_3$
Ловчоррит (X3, Л4, 7) $\text{Na}_2\text{Ca}_4\text{CeTiSi}_4\text{O}_{15}\text{F}_3$
Гетценит (X6а, Л66) $\text{NaCa}_6\text{TiSi}_4\text{O}_{15}\text{F}_3$
Илимаусит (X6а) $\text{KNa}_3\text{Ba}_2\text{CeFeNb}_2\text{Si}_8\text{O}_{28} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
М30* (X66) $\text{K}_2\text{NaBa}_2\text{Ce}(\text{Ti}, \text{Fe})_2\text{Si}_8\text{O}_{24}(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Карнасуртит (Л6а) $\text{Ce}_2\text{Al}_2\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{P}_2\text{O}_{23} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Вудьяврит (X6а) $\text{Ce}_2\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{O}_{15} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$
Чевкинит (X7) $\text{Fe}_2\text{Ce}_4\text{Ti}_3\text{Si}_4\text{O}_{22}$
Перьерит (X7) $\text{Fe}_2\text{Ce}_4\text{Ti}_3\text{Si}_4\text{O}_{22}$
Тундрит (X66, Л6а) $\text{Na}_2\text{Ce}_2\text{TiSiO}_6(\text{CO}_3)_2$
Лапландит* (Л66) $\text{Na}_4\text{CeTiSi}_7\text{PO}_{22} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
М31* (Л56) $\text{Na}_3\text{CeTiSi}_6\text{O}_{17} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
М32* (Л5а) $(\text{Na}, \text{Ce}, \text{Th}, \text{Ti}, \text{Si}, \text{C})_x\text{O}_y \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Умбозерит* (Л6а) $\text{Na}_3\text{Sr}_4\text{ThFeSi}_8\text{O}_{24}(\text{OH})$
М33* (Л6а) $\text{Na}_4\text{Th}_3\text{Si}_8\text{O}_{24}$
Фосинаит* (X, Л6а) $\text{Na}_3(\text{Ca}, \text{Ce})\text{SiPO}_7$
Клинофосинаит* (X6а) $\text{Na}_3\text{CaSiPO}_7$
Стенструпин (Л5а, 6а) $\text{Na}_3\text{MnCeSi}_2\text{PO}_9(\text{OH})_3$
Торит (X, Л6а) ThSiO_4
Гидроторит (X, Л6а) $\text{ThSiO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Циркон (X3, Л5а) ZrSiO_4
Паракелдышит* (X, Л3, 4) $\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$
Келдышит* (Л3, 4) $\text{Na}_3\text{HZr}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2$
М34* (X3, 4, Л6а) $\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Хибинскит* (X66) $\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$
Катаплеит (X, Л3, 4) $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Гейдоннеит** (X56, Л66) $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
М35* (Л5а) $\text{Na}_{2-x}(\text{Zr}, \text{Mn})\text{Si}_3(\text{O}, \text{OH})_9 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
М36* (Л5а) $\text{Na}_2(\text{Zr}, \text{Fe})\text{Si}_3(\text{O}, \text{OH})_9 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Илерит** (Л6а) $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Терскит* (Л6а) $\text{Na}_4\text{ZrSi}_6\text{O}_{16} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
М37* (Л5а) $\text{Na}_4\text{ZrSi}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Эльпидит (X, Л6а) $\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Петарасит** (X6а) $\text{Na}_2\text{Zr}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}\text{Cl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Умбит* (X6а) $\text{K}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Параумбит* (X66) $\text{K}_3\text{HZr}_2(\text{Si}_3\text{O}_9)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Костылевит* (X6а) $\text{K}_4\text{Zr}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Вадеит (X3, 4, Л66) $\text{K}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9$
Власовит*** (X, Л5а) $\text{Na}_2\text{ZrSi}_4\text{O}_{11}$
Эвдиалит (X3, 4, Л2, 3) $\text{Na}_4\text{Ca}_2\text{FeZrSi}_{8+x}(\text{O}, \text{OH}, \text{Cl})_{24+y}$
М38* (Л13) $\text{Na}_{16}\text{Ca}_5\text{Mn}_2(\text{Zr}, \text{Nb})_3\text{Si}_{24}\text{O}_{66}(\text{OH})_6\text{Cl}$
Аллуайвит* (Л6а) $\text{Na}_9\text{Ca}_6(\text{Ti}, \text{Nb})_3\text{Si}_{26}\text{O}_{74}\text{Cl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Цирсиналит**** (X, Л3, 4) $\text{Na}_6\text{CaZrSi}_6\text{O}_{18}$
М39* (Л5а) $\text{Na}_8\text{ZrSi}_6\text{O}_{18}$
М40* (Л4, 5а) $\text{Na}_{<6}(\text{Mn}^{2+}, \text{Mn}^{4+}, \text{Ca})_{<1}\text{ZrSi}_6(\text{O}, \text{OH})_{18}$
Ловозерит (X, Л3, 4) $\text{Na}_3\text{CaZrSi}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_3$

M41* (J15a)	$\text{Na}_5\text{ZrSi}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_3$
Казаковит*	(X, J13, 4) $\text{Na}_6\text{MnTiSi}_6\text{O}_{18}$
M42* (X56)	$\text{Na}_6(\text{Fe}, \text{Mn})\text{TiSi}_6\text{O}_{18}$
Тисиналит*	(X, J16a) $\text{Na}_3\text{MnTiSi}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_3$
M43* (X56)	$\text{Na}_3(\text{Fe}, \text{Mn})\text{TiSi}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_3$
Коашвит	(X6a) $\text{Na}_6\text{CaTiSi}_6\text{O}_{18}$
Имандрит*	(X6a) $\text{Na}_{12}\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})_2$
M44* (X66)	$\text{Na}_7\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Zr}, \text{Ti}, \text{Y})\text{Si}_6\text{O}_{18}$
M45* (X66)	$\text{Na}_7\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Zr}, \text{Ti}, \text{Y})\text{Si}_6\text{O}_{18}$
Зорит	(J16a) $\text{Na}_2(\text{Ti}, \text{Nb})\text{Si}_2\text{O}_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Ильмайоки	(J16a) $\text{Na}_2\text{TiSi}_2\text{O}_9 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Пенквилксит*	(J156) $\text{Na}_4\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{22} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
M46* (5a)	$\text{KNa}_2(\text{Ti}, \text{Nb})_4\text{Si}_2\text{O}_{13}(\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Виноградовит	(X, J14, 5a) $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{O}_{13} \cdot \text{H}_2\text{O}$
M47* (J16a)	$\text{Na}_3\text{LiTi}_2\text{Si}_4\text{O}_{14} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
M48* (X56)	$\text{NaTi}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$
M49* (X56)	$\text{Na}_{12}\text{K}_6\text{FeTiSi}_{14}\text{O}_{40} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$
Чинглузит	(X, J16a) $\text{Na}_2\text{Mn}_2(\text{Ti}, \text{Zr})_2\text{Si}_6\text{O}_{21} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
Ферсманит	(X3) $\text{Na}_5\text{Ca}_{11}\text{Ti}_5\text{Nb}_3\text{Si}_8\text{O}_{46}\text{F}_2$
Титанит	(сфен) (X2, J13) CaTiSiO_5
M50* (X6a)	$\text{Ca}_4\text{TiSi}_4\text{O}_{14} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Ловенит	(X, J16a, 7) $\text{NaCa}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_8\text{F}$
Титаноловенит	(X, J16a, 7) $\text{NaCaMnTiSi}_2\text{O}_8\text{F}$
Розенбушит	(X, J16a, 7) $\text{Na}_5\text{Ca}_7\text{Zr}_3\text{TiSi}_8\text{O}_{31}\text{F}_5$
Велерит	(X, J16a, 7) $\text{Na}_2\text{Ca}_4\text{ZrNbSi}_4\text{O}_{17}\text{F}$
Сейдозерит	(J16a) $\text{Na}_8\text{Mn}_2\text{Zr}_3\text{Ti}_3\text{Si}_8\text{O}_{32}\text{F}_4$
Лабунцовит	(X, J15a) $\text{K}_2\text{Na}_2\text{BaTi}_4\text{Si}_8\text{O}_{27} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Ненадкевичит	(X, J16a) $\text{NaNbSi}_2\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Тинаксит	(X5a) $\text{Na}_3\text{MnTiSi}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_3$
M51* (X3)	$(\text{K}, \text{Na})_3\text{TiNbSi}_4\text{O}_{14}$
Натисит***	(X, J16a) $\text{Na}_2\text{TiSiO}_5$
M52* (X6a)	$\text{Na}_2\text{TiSiO}_5$
Лоренценит	(рамзаит) (X, J13) $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9$
Нарсарсуки	*** (X56, J15a) $\text{Na}_2\text{TiSi}_4\text{O}_{11}$
Комаровит	(J156) $(\text{H}, \text{Na}, \text{Ca})_2(\text{Nb}, \text{Ti})_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$
M53* (X56)	$\text{Na}_4\text{CaTiNb}_3\text{Si}_2\text{O}_{18}\text{F} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Юкспорит	(X3) $\text{KNaCa}_2\text{TiSi}_4\text{O}_{12}\text{OHF}$
Щербаковит	(X3, 5a, J166) $\text{K}_6\text{Na}_6\text{BaTi}_6\text{Nb}_2\text{Si}_{16}\text{O}_{56}$
Лейкосфенит	(X66, J15a) $\text{Na}_4\text{BaTi}_2\text{B}_2\text{Si}_{10}\text{O}_{30}$
Энигматит	(X, J13, 4) $\text{Na}_2\text{Fe}_5\text{TiSi}_6\text{O}_{20}$
Манганнептунит	(X, J13, 4) $\text{KNa}_2\text{LiMn}_2\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}$
Нептунит	(J166) $\text{KNa}_2\text{LiFe}_2\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{24}$
Лампрофиллит	(X, J13, 4) $\text{Na}_6\text{Sr}_3\text{FeTi}_6\text{Si}_8\text{O}_{34}\text{F}_2$
Баритолампрофиллит	(X4, 5a, J16a) $\text{Na}_6\text{Ba}_3\text{FeTi}_6\text{Si}_8\text{O}_{34}\text{F}_2$
M54* (J156)	$\text{Na}_6\text{Ba}_3\text{MnTi}_6\text{Si}_8\text{O}_{34}\text{F}_2$
Астрофиллит	(X2-4, J13, 4) $\text{K}_2\text{NaFe}_7\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{27}(\text{OH})_2\text{F}$
Куплетский	(X, J16a) $\text{K}_2\text{NaMn}_7\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{27}(\text{OH})_2\text{F}_2$

Таблица 7 (продолжение)

Mg-астрофиллит (X3, 4)	$K_2 Na_2 Mg_2 Fe_2 Ti_2 Si_8 O_{27} (OH)_4$
Ломоносовит (X5a, Л13)	$Na_{10} Ti_4 Si_4 P_2 O_{26}$
Беталомоносовит (X, Л5a)	$Na_6 H_4 Ti_4 Si_4 P_2 O_{26}$
Вуоннемит* (X6a, Л13)	$Na_{11} TiNb_2 Si_4 P_2 O_{25} F$
Борнеманит* (Л16a)	$Na_7 BaTi_2 NbSi_4 PO_{21} F$
M55* (X56)	$Na_7 Ba_3 Ti_2 NbSi_4 P_2 O_{26}$
Соболевит* (Л166)	$Na_{14} CaMgTi_4 Si_4 P_4 O_{34} F_2$
M56* (Л166)	$Na_{14} CaMgTi_4 Si_4 P_4 O_{34} F_2$
M57* (Л166)	$Na_{17} Ca_3 Mg(Ti, Mn)_4 Si_4 P_6 O_{40} F_6$
Эпистолит (Л13)	$Na_5 TiNb_2 Si_4 O_{17} F \cdot 4H_2O$
Мурманит (X5a, Л13)	$Na_4 Ti_4 Si_4 O_{18} \cdot 4H_2O$

Фосфаты

Олимпит* (X, Л6a)	$Na_3 PO_4$
Натрофосфат**** (X6a, Л6a)	$Na_7 (PO_4)_2 F \cdot 19H_2O$
Нахпоит* (X, Л6a)	$Na_2 HPO_4$
Дорфманит**** (X, Л6a)	$Na_2 HPO_4 \cdot 2H_2O$
Накафит* (X56, 6a)	$Na_2 CaPO_4 F$
Нефедовит*(X6a)	$Na_5 Ca_4 (PO_4)_4 F$
Арктит* (X6a)	$Na_5 BaCa_7 (PO_4)_4 F_3$
Ольгит* (X66, Л6a)	$Na(Sr, Ba)PO_4$
M58* (Л166)	$Na(Ba, Sr)PO_4$
Настрофит* (Л6a)	$Na(Sr, Ba)PO_4 \cdot 9H_2O$
Набафит*(X66)	$Na(Ba, Sr)PO_4 \cdot 9H_2O$
Витусит* (X66, Л6a)	$Na_3 Ce(PO_4)_2$
Беловит (X, Л6a)	$NaCeSr_3 (PO_4)_3 F$
Стронцийапатит** (X6a)	$(Sr, Ca)_5 (PO_4)_3 F$
Апатит (X2-4, Л13-4)	$Ca_5 (PO_4)_3 F$
CeSr-апатит (X, Л13-4)	$(Ca, Na, Ce, Sr)_5 (PO_4)_3 F$
Sr-апатит (X3-4, Л14, 5a)	$(Ca, Sr)_5 (PO_4)_3 F$
Са-пироморфит (Л6a)	$(Pb, Ca)_5 (PO_4)_3 OH$
Бритолит (X7)	$Ca_2 Ce_3 (SiO_4)_3 F$
M59* (X66)	$(Ce, Ca, Sr)_5 (SiO_4)_3 F$
M60* (X66)	$(Ca, Sr, Ce)_5 (PO_4)_3 F$
Франколит (X3, Л15a)	$Ca_5 (PO_4)_3 (CO_3, OH, F)$
Ксенотим (X7)	YPO_4
Монацит (X, Л6a, 7)	$CePO_4$
Рабдофанит (X66, Л6a)	$CePO_4 \cdot H_2O$
Sr-флоренсит (Л166)	$(Ce, Sr)Al_3 (PO_4)_2 (OH)_6$
Ярозит (Л166)	$KFe_3 (SO_4)_2 (OH)_6$
Отенит (Л17)	$Ca(UO_3)_2 (PO_4)_2 \cdot 12H_2O$

Сульфаты

Когаркоит (Л6a)	$Na_3 FSO_4$
Тенардит** (X66, Л6a)	$Na_2 SO_4$
Барит (X6a, Л166)	$BaSO_4$
Гипс (X7)	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$

Таблица 7 (продолжение)

Мелантерит** (X56) $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
 Роченит** (X56) $\text{FeSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 Англезит (Л66) PbSO_4

Галогениды

Виллиомит (X3, 4, Л2, 3) NaF
 Галит (X66, Л6а) NaCl
 Нейборит** (X, Л6а) NaMgF_3
 Криолит (X6а, Л5а) Na_3AlF_6
 Флюорит (X3, Л5а) CaF_2

Сульфиды, арсениды

Эрдит** (Л6а) $\text{NaFeS}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 М61* (X66) $\text{Na}_3\text{Fe}_7\text{S}_5$
 Расвумит**** (X4, Л6а) KFe_2S_3
 Мурунскит** (X6а) $\text{K}_2\text{Cu}_3\text{FeS}_4$
 Джерфишерит (X4, Л6а) $\text{K}_6\text{Na}(\text{Fe}, \text{Cu})_{24}\text{S}_{26}\text{Cl}$
 Ковеллин (X, Л66) CuS
 Халькозин (X6а) Cu_2S
 Сфалерит (X, Л3) ZnS
 Марматит (X3) $(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$
 Халькопирит (X4, Л6а) CuFeS_2
 Борнит (X6а) Cu_5FeS_4
 М62* (X66) Cu_4FeS_4
 Валлерит (Л66) $\text{CuFeS}_2 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2$
 Троилит (X, Л6а) FeS
 Пирротин (X3, 4, Л4) Fe_{1-x}S
 Клинопирротин (X66) Fe_{1-x}S
 Пентландит (X6а) $(\text{Fe}, \text{Co}, \text{Ni})_9\text{S}_9$
 Кубанит (X6а, 7, Л66) CuFe_2S_3
 Макинавит (X, Л6а) FeS
 Пирит (X3, 4, Л4) FeS_2
 Ульманнит (X66) NiSbS
 Марказит (X4, Л6а) FeS_2
 Галенит (X, Л4) PbS
 Молибденит 2Н (XЛ4) MoS_2
 Молибденит 3R** (XЛ5а) MoS_2
 Арсенопирит (X7, Л66) FeAsS
 Миллерит (Л66) NiS
 Никелин (Л66) NiAs
 Леллингит (Л6а) FeAs_2
 Саффорит (X, Л6а) CoAs_2
 Скуттерудит (X66) CoAs_3

Самородные элементы

Графит (X4) C
 Сера (X66, 7) S
 Железо (X7) Fe
 Золото (X7) Au

Соединения углерода

Муассанит (X7) SiC

Битуминозные вещества¹ (X, Лба, б)

¹ В том числе антраксолит, импсонит, карбоцер, альбертит, оксикерит, гуминокерит, мальта, асфальт и др. Условно к этой же группе могут быть отнесены нефть, газы закрытых пор и свободной фазы (этан, метан и др.).

П р и м е ч а н и е. Отмечены минералы, установленные и изученные при участии автора: одной звездочкой (*) новые (включая потенциально новые) виды и разновидности, двумя (**) первые находки в СССР и Хибино-Ловозерском комплексе, тремя (***) и четырьмя (****) звездочками первые находки соответственно в Хибинском (X) и Ловозерском (Л) массивах. По характеру и степени распространенности выделены минералы: 1 — главные пороодообразующие, 2 — главные и второстепенные послемагматических образований, отдельных типов массивных пород, 3 — второстепенные и акцессорные массивных пород, иногда образующие значительные скопления в пегматитах и гидротермалитах, 4 — второстепенные и акцессорные пород, 5 — редкие в макроскопических выделениях, 6 — очень редкие, обычно в микроскопических выделениях, 7 — характерные для контактовых пород, ксенолитов, даек и т.п., а — встреченные в нескольких точках, б — встреченные в единственной точке. Вертикальной чертой объединены изоморфные и близкие по структуре минералы.

около 200 минералов в каждом [290, 303]. По основным классам химических соединений они распределяются следующим образом: окислы — 60, карбонаты — 50, силикаты — 272, фосфаты — 27, сульфаты — 7, галогениды — 5, сульфиды и арсениды — 30, самородные — 4, соединения углерода — 10.

Основная часть минералов, перечисленных в табл. 7, выявлена при изучении пегматитов и гидротермалитов. Известно, что эти образования распределены в массивах весьма неравномерно. Обычно они концентрируются в верхних и краевых частях отдельных комплексов. Так, по [142, 147], в Ловозерском массиве наибольшее количество пегматитов и гидротермалитов приурочено к породам верхней части дифференцированного комплекса, причем могут быть выделены небольшие участки, где на площади менее 1 км² сосредоточено до 90% всего количества минералов, встреченных в массиве, общая площадь которого составляет 650 км². В Хибинах, как уже отмечалось, максимальное развитие пегматитовых и гидротермальных образований и наибольшее разнообразие минералов наблюдается в породах комплекса рисчорритов и ийолит-уртитов, слагающих центральную дугу массива. К этим же зонам массивов в основном приурочены описанные в главе I тела пегматитов и гидротермалитов с не затронутой выветриванием ультраагпаитовой минерализацией.

УЛЬТРААГПАИТОВЫЕ ПОРОДЫ КАК ИСТОЧНИК ОТКРЫТИЙ НОВЫХ МИНЕРАЛОВ

Начиная с экспедиций В. Рамзая (1890-е годы) по настоящее время в Хибино-Ловозерском комплексе установлено 90 новых минеральных видов, получивших самостоятельные названия¹. В истории их открытий могут быть выделены следующие три периода:

¹ См. приложение в конце книги.

1) 1890–1941 гг. — 12 минералов: гетценит, лампрофиллит, ловозерит, лопарит, манганнептунит, мурманит, нордит, титаноловениит, ферсманит, чинглузит, чкаловит, юкспорит;

2) 1950–1969 гг. — 22 минерала: баритолампрофиллит, беловит, белянкинит, бериллит, беталомоносовит, виноградовит, власовит, герасимовскит, канасит, карнасуртит, когаркоит, куплетскит, лабунцовит, ломоносовит, Mg-астрофиллит, ненадкевичит, сейдозерит, сферобертрандит, тутгупит, тундрит, фенаксит, щербаксовит;

3) 1970–1989 гг. — 56 минералов¹: аллуайвит*, арктиит*, баренцит*, бонштедтит*, борнеманит*, витусит*, вуоннемит*, гидродельхайелит, грумантит*, денисовит, дорфманит, сахаровит*, зорит, ильмайоит, имандрит*, казаковит*, кальборсит*, келдышит*, клинофосинаит*, коашвит, комаровит, костылевит*, лапландит*, литосит*, ловдарит, набафит*, накафит*, настрофит*, натисит, натрит*, натросилит, натрофосфат, нахпоит*, нефедовит*, олимпит*, ольгит*, паракелдышит*, параумбит*, пенквилксит*, перлиалит, раит, расвумит, ревдит*, сажинит*, сидоренкиит*, соболевит*, терскит*, тисиналит*, тулюокит, умбит*, умбозерит*, ферротихит*, фосинаит*, хибинскит*, цирсиалит, шафрановскит*.

Дополнительно в изученных массивах автором обнаружены десятки весьма редких минералов, в том числе ранее неизвестные в СССР: амичит, FeMn-бредлиит, вегшайдерит, гейдоннеит, тригональный и триклинный доннейит, илерит, канемит, макатит, мерлиноит, паранатролит, петарасит, пирссонит, ремонтит, стрональсит, шортит, эвальдит, Fe-эйтелит, эрдит. Впервые для Хибино-Ловозерского комплекса нами установлены агреллит, баритокальцит, гейлюзит, глаукохроит, кальциртит, купсидин, мелантерит, молибденит 3R, мурунскит, нейборит, нордстрандит, пиросмалит, ридмерджерит, родохрозит, роценит, сирлезит, стронцийпатит, таумасит, тенардит. Из минералов, ранее не отмечавшихся в каждом отдельном массиве, наиболее интересны для Ловозера находки дорфманита, натрофосфата, нахколита, расвумита, цирсиалита, для Хибин — власовита, нарсарсукита, натисита, натросилита, нордита, чкаловита. Еще около 50 потенциально новых минералов автора находятся в процессе исследования, материалы по большей их группе переданы для апробации в КНМ Международной минералогической ассоциации. Из-за отсутствия официально утвержденных названий в приводимых ниже описаниях эти минералы обозначены условно как M1, M2, M3 и т.д.

Кратко остановимся на методических особенностях проведенных исследований. Экспрессная диагностика основной части прозрачных минералов проводилась кристаллооптическими методами непосредственно в полевых условиях. Использование бинокля, поляризационного микроскопа и стандартного набора иммерсионных жидкостей позволяло за один рабочий день производить до 200 и более минералоопределений. Надежность визуальной и инструментальной оптической диагностики систематически контролировалась рентгенографическим методом в лаборатории кристаллохимии ИМГРЭ, частично в лаборатории физических методов исследования пород, руд и минералов Геологического института КНЦ АН СССР. В каждой лаборатории при массовой работе использовались стандартные

¹ Звездочкой отмечены минералы, установленные и изученные автором или при его творческом участии.

камеры типа РКД-57,3 мм, а сам процесс диагностики осуществлялся путем визуального сравнения полученных и эталонных дебаграмм [50]. В необходимых случаях сравнивались расчетные данные для наиболее интенсивных линий и весь набор диагностических констант с учетом их информативности на основе современных справочных руководств [83, 108, 124, 172, 175, 319].

Детальное исследование новых минералов проводилось в соответствии с требованиями к характеристике таких объектов [118]. Для большей их части выполнен полный цикл исследований — от определения состава и свойств до расшифровки кристаллической структуры¹. При этом наряду с традиционными применялись современные высокоразрешающие приборы и методы, в том числе электронные микронзонды, монокристалльные автодифрактометры, лазерный спектральный анализ, высоковольтная электронография, электронная микроскопия с микродифракцией, федоровский и теодолитно-иммерсионный методы, а также методы инфракрасной, люминесцентной, мёссбауэровской спектроскопии, являющиеся мощным инструментом в решении широкого круга минералогических задач [28, 29, 35, 81, 99, 227 и др.].

Для минералов ультраапатитовых образований специфичными являются невысокая плотность (ниже 3,0–2,5 г/см³), легкая изменчивость в атмосферных условиях, для многих из них — высокая растворимость в воде. Это вызывало необходимость использования при выделении монофракций и изучении минералов наряду с методом тяжелых фракций [95] других методов и неводных сред. Наиболее эффективным оказался массовый просмотр образцов под биноклем с одновременной диагностикой минералов в иммерсии. Как правило, такая работа проводилась сразу после сбора очередной партии образцов, благодаря чему имелась возможность отобрать дополнительные образцы по свежим следам и быстро освободиться от малоинтересного материала. Все это в сочетании с большим опытом автора в проведении тонких минералогических исследований определило их высокую эффективность.

ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ

Последовательность приводимого далее описания минералов в целом соответствует порядку их перечисления в табл. 7, составленной на основе химической классификации. В пределах отдельных классов и групп минералы расположены в порядке возрастания валентности катионов. Из-за ограниченности объема книги относительно детально в ней описана лишь примерно 1/4 минералов, перечисленных в таблице. Кроме наиболее характерных, новых и потенциально новых, в их число входят некоторые широко известные минералы, характеризующие ультраапатиты, не затронутые процессами выветривания. Большинство же жильобразующих минералов глубоких зон массивов практически не отличаются от их аналогов из верхней зоны, описанных ранее в [109, 142] и других источниках. В связи с уни-

¹Отбор монокристаллов, пригодных для рентгеноструктурного анализа, производился автором при массовом просмотре зерен в иммерсионных препаратах. Благодаря этому во многих случаях определение кристаллической структуры минералов значительно опережало график традиционных исследований, что стимулировало эти исследования и в решающей степени способствовало утверждению новых минералов.

Таблица 8. Диагностические свойства новых минералов*

Название Формула	Сингония Пр.гр.	a α	b β
1	2	3	4

Карбонаты

Натрит Na ₂ CO ₃	Мон. —	8,906 —	5,238 101,35
Баренцит Na ₇ AlH ₂ (CO ₃) ₄ F ₄	Трик. P1	8,806 119,32	6,735 97,33
Ферротихит Na ₆ Fe ₂ (CO ₃) ₄ SO ₄	Куб. Fd3	13,962 —	— —
Сидоренкит Na ₃ MnCO ₃ PO ₄	Мон. P2 ₁ /m	8,997 —	6,741 90,7
Бонштедтит Na ₃ FeCO ₃ PO ₄	Мон. P2 ₁ /m	8,921 —	6,631 90,42

Силикаты

Ревдит Na ₂ Si ₂ O ₅ · 5H ₂ O	Трик. P1, P1	27,54 90	10,01 97,25
Грумантит NaHSi ₂ O ₅ · H ₂ O	Ромб. Fdd2	15,979 —	18,25 —
Литосит K ₃ [NaAl ₂ Si ₄ O ₁₃]	Мон. P2 ₁	15,197 —	10,233 90,21
Кальборсит K ₆ [Al ₄ Si ₆ O ₂₀][B(OH) ₄]Cl	Тетр. P4 ₂ c	9,851 —	— —
Шафрановскит Na ₂ H ₂ (Mn, Fe)Si ₃ O ₉ · H ₂ O	Триг. P31m, P3m1	14,58 —	— —
Захаровит Na ₄ Mn ₅ Si ₁₀ O ₂₄ (OH) ₆ · 6H ₂ O	Триг. P31m, P3m1	14,58 —	— —
Сажинит Na ₃ CeSi ₆ O ₁₅ · 6H ₂ O	Ромб. Pmm2	7,50 —	15,62 —
Пенквилксит Na ₄ Ti ₂ Si ₆ O ₂₂ · 5H ₂ O	Ромб. Pmm	8,72 —	16,33 —
Фосинаит Na ₃ (Ca, Ce)SiPO ₇	Ромб. P2 ₂ 1 2 ₁	12,231 —	14,670 —
Клинофосинаит Na ₃ CaSiPO ₇	Мон. P2/c	7,303 —	12,201 91,93
Вуоннемит Na ₁₁ TiNb ₂ Si ₄ P ₂ O ₂₅ F	Трик. P1	5,53 94	7,16 96
Борнеманит Na ₇ BaTi ₂ NbSi ₄ PO ₂₁ F	Ромб. —	5,48 —	7,10 —
Соболевит Na ₁₄ CaMgTi ₄ Si ₄ P ₄ O ₃₄ F ₂	Трик. P1	7,078 90,01	5,411 93,19
Лапландит Na ₄ CeTiSi ₇ PO ₂₂ · 5H ₂ O	Ромб. —	7,27 —	14,38 —
Аллуайвит Na ₁₉ Ca(Ti, Nb) ₃ Si ₂₆ O ₇₄ Cl · 2H ₂ O	Триг. R3m	14,046 —	— —

c γ	V Z	D H	n _p n _g	n _m 2V	Интенсивные линии рентгено- граммы**
5	6	7	8	-9	10

6,045	276,5	2,54	1,410	1,535	2,962, 2,602, 2,545,
—	4	3,5	1,543	28(-)	2,366, 2,254, 2,175
6,472	329,4	2,56	1,358	1,479	2,887, 2,778, 2,658,
92,50	1	3	1,530	63(-)	2,316, 2,169, 1,870
—	2721,7	2,79	1,550	1,550	4,18, 2,68, 2,47,
—	8	4	1,550	—	2,36, 1,958, 1,614
5,163	313,1	3,0	1,521	1,563	8,97, 3,36, 2,99,
—	2	3	1,585	68(-)	2,69, 2,243, 1,682
5,151	304,7	2,95	1,520	1,568	8,923, 3,318, 2,662,
—	2	4	1,591	68(-)	2,578, 2,146, 1,658
6,96	1871,2	1,94	1,469	1,482	13,4, 4,46, 3,79,
100,47	8	2	1,490	75(-)	3,34, 2,879, 2,501
7,169	2090,6	2,21	1,494	1,507	6,20, 6,05, 4,46,
—	16	4,5	1,523	85(+)	3,505, 3,087, 3,006
8,435	1311,7	2,51	1,510	1,513	3,46, 3,26, 3,16
—	2	5,5	1,527	47(+)	3,07, 2,82, 2,10
13,060	1267,4	2,5	1,525	1,525	3,44, 3,26, 3,08,
—	.2	6	1,525	0(+)	2,94, 2,79, 2,24
21,01	3867,8	2,76	1,570	1,587	10,8, 10,54, 3,60,
—	6	2,5	1,587	0(-)	3,51, 2,975, 2,787,
37,7	6940,2	2,6	1,535	1,565	12,57, 3,427, 3,160,
—	9	2	1,565	0(-)	3,064, 2,820, 2,631
7,35	861,05	2,61	1,525	1,528	7,25, 5,23, 3,37,
—	2	2,5	1,544	47(+)	3,23, 2,552, 2,003
7,38	1050,9	2,6	1,637	1,640	8,2, 3,37, 3,32,
—	2	5	1,662	42(+)	3,10, 3,07, 2,84
7,234	1298	3,0	1,570	1,572	7,44, 6,92, 3,62,
—	8	3,5	1,573	70(-)	3,51, 2,74, 2,566
14,715	1310,4	2,88	1,557	1,561	2,724, 2,639, 2,550,
—	8	4	1,567	80(+)	2,031, 1,838, 1,823
14,55	571,5	3,11	1,638	1,656	7,10, 4,25, 2,87,
90	1	4,5	1,683	80(+)	2,75, 2,65, 1,789
48,2	1875,4	3,50	1,682	1,695	24,1, 8,04, 3,44,
—	4	4	1,720	40(+)	3,02, 2,682, 1,610
40,618	1553,5	3,03	1,627	1,686	3,18, 2,913, 2,896,
90,00	2	4,5	1,690	29(-)	2,691, 1,771, 1,671
22,25	2326,1	2,83	1,568	1,584	3,78, 3,34, 3,25,
—	4	2,5	1,585	28(-)	3,01, 2,82, 1,780
60,60	1035,4	2,76	1,618	1,618	7,14, 4,30, 2,960,
—	6	5-6	1,626	0(+)	2,825, 2,148, 1,762

Таблица 8 (окончание)

1	2	3	4
Паракелдышит Na ₂ ZrSi ₂ O ₇	Трик. P1	9,31 94,25	5,42 115,33
Келдышит Na ₃ NZr ₂ (Si ₂ O ₇) ₂	Трик. P1	9,00 92	5,34 116
Хибинскит K ₂ ZrSi ₂ O ₇	Мон. C2/m	19,22 2	11,10 116,5
Казаковит Na ₆ MnTiSi ₆ O ₁₈	Триг. R3m	10,188 —	— —
Тисиналит Na ₃ MnTiSi ₆ O ₁₈ (OH) ₃	Триг. R3m	10,02 —	— —
Имандрит Na _{1,2} Ca ₃ Fe ₂ [Si ₆ O ₁₈] ₂	Ромб. Pmm	10,331 —	10,546 —
Умбит K ₂ ZrSi ₃ O ₉ ·H ₂ O	Ромб. P2 ₁ 2 ₁ 2 ₁	10,208 —	13,241 —
Параумбит K ₃ NZr ₂ [Si ₃ O ₉] ₂ ·nH ₂ O	Ромб. —	10,34 —	13,29 —
Костылевит K ₄ Zr ₂ [Si ₆ O ₁₈]·2H ₂ O	Мон. P2 ₁ /a	13,171 —	11,727 105,26
Терскит Na ₄ ZrSi ₆ O ₁₆ ·2H ₂ O	Ромб. Pnc2	14,12 —	14,69 —
Умбозерит Na ₃ Sr ₄ ThFeSi ₈ O ₂₄ OH		Рентгеноаморфный	
<i>Фосфаты</i>			
Олимпит Na ₃ PO ₄	Ромб. Pnma, Pn2 ₁ a	10,154 —	14,819 —
Нахпоит Na ₂ HPO ₄	Мон. P2 ₁ m, P2 ₁	5,47 —	6,84 116,33
Накафит Na ₂ CaPO ₄ F	Ромб. Cmma, C2ma	10,644 —	24,423 —
Нефедовит Na ₅ Ca ₄ (PO ₄) ₄ F	Тетр. I4	11,644 —	— —
Арктит Na ₅ BaCa ₇ (PO ₄) ₆ F ₃	Триг. R3m	7,078 —	— —
Ольгит Na(Sr, Ba)PO ₄	Триг. P3	5,558 —	— —
Настрофит Na(Sr, Ba)PO ₄ ·9H ₂ O	Куб. P2 ₁ 3	10,559 —	— —
Набафит Na(Ba, Sr)PO ₄ ·9H ₂ O	Куб. P2 ₁ 3	10,711 —	— —
Витусит Na ₃ Ce(PO ₄) ₂	Ромб. Pca2 ₁	14,091 —	5,357 —

*Включены только минералы, установленные и изученные при непосредственном участии автора.

**Подчеркнуты линии максимальной интенсивности.

5	6	7	8	9	10		
6,66 89,58	302,8 2	3,33 5	1,670 1,718	1,697 83(-)	4,22, 2,91,	4,17 2,704,	3,96, 2,671
6,96 88	300,4 1	3,22 4,5	1,662 1,710	1,682 83(+)	4,18, 2,97,	4,12, 2,677,	3,99, 2,631
14,10 —	2692,1 16	3,4 5	1,665 1,715	1,715 11(-)	2,95, 1,630,	2,76, 1,381,	2,133, 1,252
13,075 —	1175,3 3	2,91 4	1,635 1,658	1,658 0(-)	3,60, 2,60,	3,28, 2,52,	3,17, 1,816
12,88 —	1119,9 3	2,59 5	1,580 1,620	1,620 0(-)	5,20, 3,18,	3,60, 2,90,	3,27, 2,59
7,426 —	809,1 1	2,93 4	1,605 1,612	1,608 72(+)	3,97, 2,63	3,73 1,853,	3,33, 1,520
7,174 —	969,7 4	2,79 4,5	1,696 1,619	1,610 80(-)	6,56, 3,02,	5,91, 2,87,	3,31, 1,797
14,55 —	1999,4 4	2,67 4,5	1,588 1,610	1,601 82(-)	6,46, 3,01,	5,95, 2,90,	3,34, 2,56
6,565 —	978,2 2	2,74 5	1,595 1,610	1,598 48(+)	6,42, 3,336,	5,86, 3,087,	5,60, 2,802
7,51 —	1557,8 4	2,71 5	1,576 1,584	1,582 53(-)	4,09 3,257,	3,324 3,186,	3,299, 2,615
Рентгеноаморфный 3,60 5			1,640 1,640	1,640 —			
10,143 —	1526,2 16	2,8 4	1,510 1,512	1,510 46(+)	4,18 2,582,	3,70, 2,531,	3,58, 2,433
5,45 —	182,75 2	2,58 —	1,480 1,530	1,500 80(+)	4,00, 2,73,	3,86 2,66,	2,81, 2,44,
7,098 —	1845,2 16	2,85 3	1,508 1,520	1,515 80(-)	3,51, 2,649,	3,054, 2,005,	3,049, 1,762
5,396 —	731,60 2	3,01 4,5	1,571 1,590	1,571 0(+)	3,73, 2,508,	2,772, 2,290,	2,703, 1,877,
41,203 —	1787,6 6	3,13 5	1,577 1,578	1,578 0(-)	13,80 3,06,	3,54, 2,804,	3,43, 2,746
7,037 —	188,3 2	3,94 4,5	1,619 1,623	1,623 0(-)	6,99 1,982	2,842, 1,647,	2,763, 1,607
— —	1177,25 4	2,05 2	1,502 —	1,502 —	5,21, 3,49,	4,67, 2,54,	3,69, 1,953
— —	1228,8 4	2,3 2	1,504 1,504	1,504 —	5,36 2,866,	4,81 2,598,	3,575 2,102
18,740 —	1414,6 8	3,7 4,5	1,602 1,654	1,650 30(-)	6,51, 2,798,	4,61, 2,692,	3,49, 2,133

кальностью Хибин и Ловозера автор счел также целесообразным привести в данной книге описание ряда попутно изученных минералов, непосредственно не относящихся к ультраагпаитовым ассоциациям, но впервые установленных в пределах этих массивов.

Поскольку минералы, получившие самостоятельные названия, прошли апробацию в национальной и международной комиссиях по новым минералам и их детальные описания опубликованы в центральных научных журналах, в данной работе доказательств новизны минералов, как правило, не приводится. Все новые минералы, открытые при участии автора, в сжатой форме охарактеризованы в табл. 8, которая составлена с учетом унификации представления диагностических свойств минералов, приспособленной для использования в современных информационно-диагностических системах [108, 172]. В приводимых описаниях отражены наиболее примечательные особенности минералов, большое внимание уделено проблеме типоморфизма, являющейся одной из важнейших в современной минералогии [33, 120, 122, 270, 271, 277 и др.]. Кроме табл. 8, основные данные о составе (в мас.%) и свойствах описываемых минералов сведены в табл. 9—28, где буквы *D* и *H* обозначают соответственно плотность (в г/см³) и твердость (в кгс/мм² или в единицах шкалы Мооса); параметры элементарной ячейки (*a*, *b*, *c*) и межатомные расстояния (*d*) выражены в ангстремах. В обозначении сингоний приняты следующие сокращения: куб. — кубическая, триг. — тригональная, гекс. — гексагональная, тетр. — тетрагональная, ромб. — ромбическая, мон. — моноклиная. Прочие сокращения: пр.гр. — пространственная группа, э.я. — элементарная ячейка, н.р.о. — нерастворимый остаток, п.п.п. — потеря при прокаливании.

Окислы

Минералы класса окислов, насчитывающего 60 представителей (см. табл. 7), наиболее характерны для самых ранних и самых поздних стадий формирования ультраагпаитовых дериватов. Их скопления преимущественно приурочены к приконтактовым зонам и центральным ядрам сложных пегматитов. Некоторые минералы этого класса, например, окислы и гидрокислы марганца, совершенно отсутствуют в зонах массивов, не затронутых процессами выветривания, и, очевидно, являются гипергенными. Новые минералогические данные, приводимые в настоящем разделе, в основном получены автором при изучении продуктов эпитермальных и гипергенных процессов. Диагностика описываемых минералов подтверждена рентгенографическим и оптическим методами.

Нордстрандит Al(OH)₃, ранее неизвестный в Хибинско-Ловозерском комплексе, установлен автором в существенно полевошпатовых пегматоидных прожилках с ильменитом, сфеном, сейдозеритом, ловенитом, катаплеитом, секущих пойкилитовые фельдшпатоидные сиениты на горе Сенгисчорр (Ловозеро)¹, и в давсонитсодержащих карбонатах залива Тульилухт

¹ Диагностирован в образцах коллекционера-любителя М.Ф. Коробицына, в сборах которого автором дополнительно установлены эрдит, ридмерджерит, груманит, набафит, К-гмелинит. Ряд новых и редких минералов установлен в образцах, собранных И.М. Тимошенковым (ольгит), В.П. Власюком (ревдит), В.П. Павловым (хондродит), А.Д. Тимченко (эвальдит, шортит, родохрозит), А.С. Подлесным (баритокальцит, доннейт, таумасит), П.М. Уткиным (нордит).

(Хибины). В первом районе он представлен сферолитовыми корками толщиной 2–3 мм, выстилающими пустоты в осевой части полевошпатовых прожилков, во втором – сферолитами и слюдоподобными агрегатами. Бесцветный, светло-кремовый, с шелковистым или перламутровым блеском. Оптически одноосный или слабо двуосный положительный, $n_p \approx \approx n_m = 1,575-1,580$, $n_g = 1,595$.

Бемит $AlOON$, ранее описанный в Ловозерском массиве [142], обнаружен нами в Хибинах (гора Партомчорр), в пектолит-натролитовых прожилках, секущих ийолит-уртиты. Встречен в буровом керне с глубины 93,5 м. Образует агрегат разноориентированных желтоватых пластинок с совершенной слюдистой спайностью. Оптически двуосный, положительный, с малым углом $2V$, $n'_p = 1,660$, $n'_g = 1,670$.

Пиролозит MnO_2 и *псиломелан* $(Ca, H_2O)_2Mn_5O_{10}$, известные в Ловозерском массиве [24, 142], впервые установлены нами в Хибинах. Оба минерала встречаются в альцимовой зоне пегматита горы Айкуайвенчорр в тесных сростаниях друг с другом. Образуют конкреции неправильной формы размером до нескольких сантиметров в поперечнике. Основную часть выделений составляет сажисто-черный, с матовым блеском скрытокристаллический псиломелан, на который с поверхности и по трещинам нарастает серебристо-черный, с полуметаллическим блеском пиролозит. В Хибинах отмечены также криптомелан и тодорокит [109, 142], но наиболее разнообразно окислы и гидроокислы марганца представлены в Ловозерском массиве (см. табл. 7). Как показали наши исследования, соединения высоковалентного марганца практически отсутствуют в зонах массивов, не затронутых процессами выветривания, но характерны для измененных ультраагпаитовых пегматоидов с серандитом и другими минералами двухвалентного марганца.

Кварц SiO_2 оригинального типа обнаружен автором в ультраагпаитах Ловозера (Аллуайв) в виде скоплений водно-прозрачных идеально образованных двухосных кристаллов длиной до 0,5–1 мм в плотном гипогенном термонатрите, образующем совместные выделения с сидоренкитом, альбитом, когаркоитом и виллиомитом в осевой зоне полевошпатовых пегматоидных прожилков. В Хибинском массиве значительное развитие друзового кварца отмечено нами в районе находки доннейита на горе Кукисвумчорр.

Брукит TiO_2 встречен нами в буровом керне района горы Рестиньон (Хибины) вместе с баренцитом, шортитом, бербанкитом, троней, нейборитом и другими высокощелочными минералами в не затронутых выветриванием альцимовых прожилках, где он представлен обильными скоплениями ограненных изометричных кристаллов бутылко-зеленого цвета размером от 0,1–1 до 2–3 мм.

MI $CaCe(Ti, Nb)_{10}O_{23} \cdot nH_2O(?)$ встречен автором в пегматитах горы Расвумчорр (Хибины) в виде сферолита диаметром 1,5 мм, включенного в натролит. Красно-оранжевый, с алмазным блеском, занозистым изломом. Просвечивает, в тонких сколах прозрачный. $H \approx 5$. $D = 3,6 \text{ г/см}^3$, $(-)\ 2V = 20^\circ$, $N > 1,8$, двупреломление высокое. Монокристаллы индивиды сферолита имеют форму плоских иголок, удлинённых по Nm . По данным предварительного микророндового анализа, минерал содержит (в мас.%): CaO 4–6, Fe_2O_3 0,4–0,5, La_2O_3 2,6–2,8, Ce_2O_3 6,3–8,5, TiO_2 54,9–57,0, Nb_2O_5 4,4–5,6. По дебаеграмме (интенсивные линии: 7,62–3,26–

2,800—2,575—1,923) он близок к кафетиту и, возможно, является его редкоземельным аналогом.

Кальциртит $\text{CaZr}_3\text{TiO}_9$ диагностирован нами в процессе микрозондового исследования рудных минералов купсидинсодержащих метасоматитов Хибин (см. ниже). По данным единичного анализа, он содержит (аналитик Л.И. Полежаева, в мас.%): CaO — 12,61, MgO — 0,15, MnO — 0,10, FeO — 1,59, Al_2O_3 — 0,32, SiO_2 — 0,34, TiO_2 — 17,30, ZrO_2 — 67,69, сумма 100,10.

Карбонаты

Относящиеся к этому классу минеральные виды и разновидности Хибинско-Ловозерского комплекса включают 50 представителей, причем более половины из них составляют щелочные карбонаты, список которых за последние годы был утроен прежде всего в результате открытия в ультраагпайтовых породах большой группы новых минералов.

Натрит Na_2CO_3 — новый карбонат, названный по ведущему компоненту химической формулы [193]. Характерен для ультраагпайтов Ловозера и Хибин, где является одним из главных носителей гипогенной содовой минерализации (см. гл. II). Состав и основные свойства минерала охарактеризованы в табл. 8 и 9. Внешне он напоминает кальцит: в свежих сколах это бесцветный, редко желтоватый или розоватый, прозрачный или слегка мутноватый минерал с тусклым стеклянным блеском, совершенной спайностью по нескольким плоскостям и системой пересекающихся полисинтетических двойников. Бурно реагирует с кислотами, выделяя CO_2 . При повышенной влажности воздуха легко гидратируется, переходя в термонатрит, трону или натрон. От известных гидрокарбонатов натрия отличается повышенной плотностью ($2,54 \text{ г/см}^3$) и твердостью ($3\frac{1}{2}$ по шкале Мооса). При термической обработке испытывает обратимые фазовые превращения: до 360°C устойчива низкотемпературная моноклинная модификация $\gamma\text{Na}_2\text{CO}_3$, далее до 495°C стабильна моноклинная фаза $\beta\text{Na}_2\text{CO}_3$ и затем до точки плавления (890°C) стабильна высокотемпературная фаза $\alpha\text{Na}_2\text{CO}_3$. Аналогичные фазовые переходы зарегистрированы на термограммах искусственного Na_2CO_3 [287]. Как следует из этих данных и следствий принципа Кюри [273, 281], появление сложных полисинтетических двойников, характерных и для выращенного из расплава синтетического аналога $\gamma\text{Na}_2\text{CO}_3$ [23], является реакцией кристалла на анизотропное сжатие кристаллической решетки в точках перехода 495 и 360°C , которые могут быть условно приняты как нижний температурный предел образования этого минерала.

Термонатрит $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ представлен гипогенной и гипергенной разновидностями. В первом случае это сливной, с довольно высокой твердостью, тонкозернистый ($0,0 \text{ н}$ мм) мутновато-прозрачный агрегат, обычно имеющий в свежем сколе серовато-белую окраску. Гипергенный термонатрит, как правило, образует рыхлые порошковатые массы снежно-белого цвета. Для гипогенного термонатрита характерны парагенезисы с натритом, виллиомитом, накафитом, виноградовитом, шортитом, пирсонитом, натролитом, нефелином, альбитом, калиевым полевым шпатом, когаркоитом, иногда с кварцем. В проявлениях содовой минерализации на горе Кукисвумчорр (тип 8а) нами изучен гипогенный термо-

Таблица 9. Химический состав натрита (1), термонатрита (2), натрона (3), троны (4), пирссонита (5), шортита (6–8)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	54,59	50,00	21,63	41,28	25,64	19,98	19,61	20,14
CaO	—	—	—	—	23,43	36,18	36,60	34,42
SrO	—	—	—	—	0,22	0,04	0,88	0,29
CO ₂	41,04	35,07	14,94	38,08	35,90	43,20	43,26	46,33
H ₂ O	3,7	14,53	63,24	19,92	14,86	—	—	—
Сумма*	99,33	99,60	99,81	99,28	100,05	100,40	100,66	101,18

* В сумму входят еще: TR₂O₃ — 0,86 (6); Al₂O₃ — 0,06 (6), 0,08 (7); Fe₂O₃ — 0,08 (6), 0,09 (7); MgO — 0,11 (7); MnO — 0,03 (7).

П р и м е ч а н и е. Аналитики В.Д. Богомолова, Г.Н. Попова (1), Е.П. Федотова (2–5), Г.Е. Черепивская (6, 7), Л.И. Полежаева (8). Данные настоящей работы, кроме 1 [193], 6, 7 [258]. В анализе 1 H₂O = п.п.л., в анализе 8 CO₂ расчетная. Образец натрона до анализа хранился в сосуде с керосином во избежание обезвоживания. Места взятия образцов: 1 — Ловозеро, Карнасурт; Хибины: 2–5, 8 — Кукисвумчорр, 6 — Олений ручей, 7 — Вуоннемиок.

натрит розовой и коричневатой окраски, состав которого (№ 2 в табл. 9) идеально соответствует теоретическому. Оптические свойства окрашенно-го термонатрита также не отличаются от стандартных.

Наряду с тонкой вкрапленностью в массивных породах, гипогенный термонатрит слагает довольно крупные, размером до 3–5, редко до 10–20 см в поперечнике выделения, приуроченные к осевой зоне силикатно-карбонатных прожилков и ядер пегматитовых тел. Часто в сливной агрегат термонатрита включены идиоморфные кристаллы калиевого полевого шпата или альбита, нефелина, канкринита, анальцима, натролита. В пегматитах горы Расвумчорр нами изучены необычные графические сростания термонатрита и натрита с виллиомитом и накафитом Na₂CaPO₄F (см. табл. II, б, в), свидетельствующие о кристаллизации этих минералов из сравнительно сухого солевого расплава. О том же косвенно свидетельствуют полученные нами экспериментальные данные, согласно которым ассоциация накафит–виллиомит крайне гидрофобна¹. Отметим, что первичный термонатрит может сохраняться в исходном состоянии лишь в герметичной упаковке. В естественных условиях он довольно активно реагирует с атмосферным воздухом, замещаясь с поверхности, а затем и на всю глубину зерен порошковой разновидности.

Натрон (сода) Na₂CO₃ · 10H₂O — характерный минерал натеков и вышветов в горных выработках, вскрывающих пегматоидные породы ультраапатитового типа. В основном имеет вторичную природу, образуясь в зоне гипергенеза массивов за счет переотложения вещества гипогенных карбонатов натрия, а также путем карбонатизации атмосферной углекислотой едкого натра, высвобождающегося из малостойких ультращелочных минералов. Автором допускается, однако, что часть натрона,

¹ Одним из продуктов разложения накафита водным раствором фтористого натрия является натрофосфат.

обнаруженного в породах, не затронутых процессами выветривания, является гипогенной. Такую природу, вероятно, имеют описанные в гл. II крупные скопления льдоподобного натрона в цеолит-карбонатных полостях, гнездах и жилах на горе Кукисвумчорр (Хибины, тип 8а). В табл. 9 приведены результаты химического анализа образца подобного натрона из пирсонит-виллиомитовой жилы. Его состав в пределах точности анализа совпадает с теоретическим.

Трона $\text{Na}_3\text{H}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ отмечалась ранее в Хибинах и Ловозере только как продукт гипергенных процессов. Нами этот минерал впервые отмечен как гипогенный карбонат, характерный для не затронутых выветриванием гидротермалитов обоих массивов. Повышенные его концентрации установлены в карбонатно-цеолитных прожилках районов гор Рестиньон и Кукисвумчорр (Хибины, типы 8, 8а). В керне глубокой скважины из первого района он встречен в прожилках мощностью от 1–2 до 5 см, сложенных шортитом, бонштедтитом, баренцитом, нейборитом, эгирином, альбитом, натролитом, калиевым полевым шпатом, канкринитом, анальцитом, цирконом, брукитом и др. Представлен водяно-прозрачными зернами до 3–5 мм оранжево-желтого или кремового цвета, выполняющими интерстиции между пластинчатыми, шириной до 10 мм кристаллами шортита и альбита в осевой части прожилков.

На горе Кукисвумчорр трона вместе с пирсонитом приурочена к зальбандам жил и гнезд, ядра которых слагаются натроном и виллиомитом. Образует монокристалльные обособления толщиной до 3 см, протягивающиеся вдоль границ прожилков на десятки сантиметров, а также шестоватые кристаллы длиной до 1 см, растущие в натрон. Минерал бесцветный, водяно-прозрачный, с тусклым стеклянным блеском, совершенной спайностью. Его состав (№ 4 в табл. 9) соответствует теоретическому. В Ловозерском массиве (Аллауйв, тип 4 а) гипогенная трона распространена вместе с когаркоитом и виллиомитом в осевой зоне пегматоидных прожилков, где она слагает монокристалльные обособления до 2 см, окрашенные в желтовато-розовый или оранжевый цвет.

В других аналогичных телах, вскрытых на горе Аллауйв, место троны занимает *вегшайдерит* $\text{Na}_5\text{H}_3(\text{CO}_3)_4$, первоначально описанный в осадках формации Грин-Ривер [298]. Вместе с криолитом, виллиомитом, когаркоитом и другими солями ловозерский вегшайдерит слагает грубозернистые (до 0,5–1 см) агрегаты, приуроченные к осевой части пегматоидных прожилков. Минерал бесцветный или бледно-розовый, прозрачный, со стеклянным блеском, совершенной спайностью по призме. Оптически двусосный, отрицательный, $n_p = 1,433$, $n_m = 1,520$, $n_g = 1,530$, слабая дисперсия $r < v$. Спайные выколки имеют прямое погасание и отрицательное удлинение. Интенсивные линии на рентгенограмме порошка: 3,68 (5)–2,953 (10)–2,643 (9)–2,464 (7)–2,214 (9)–2,091 (9)–1,628 (4).

Нахколит NaHCO_3 ранее отмечался [54] в Хибинском массиве (долина р. Тульи) в пустотах карбонатных прожилков с давсонитом в виде тонких налетов, имеющих, по-видимому, гипергенное происхождение. Грубозернистый нахколит обнаружен автором в ультраагпайтах Хибин (Кукисвумчорр, тип 8а) и Ловозера (Аллауйв, тип 4а). В первом массиве он встречен в виде широких кайм серовато-белого цвета на контакте выделений массивной тороны и содалита. Во втором — отмечен в виде крупных, до

2—3 см монокристалльных обособлений бледно-розового цвета, приуроченных вместе со скоплениями пирссонита, когаркоита, виллиомита, криолита и других солевых минералов к осевой зоне пегматоидов. Изученный нахколит по дебаграмме аналогичен искусственному бикарбонату натрия и надежно диагностируется по оптическим свойствам: $n_p < 1,40$, $n_m = 1,502$, $n_g = 1,577$.

Пирссонит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и *гейлюссит* $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ — типоморфные карбонаты отложений содовых озер [298] — оказались характерными минералами ультраагпаитовых гидротермалитов Хибино-Ловозерского комплекса [192]. Пирссонит, ранее неизвестный на территории СССР, первоначально отмечен автором как минералогическая редкость в образцах музея г. Кировска. Позднее он был встречен нами в существенных количествах в гипогенных проявлениях соды на горах Кукисвумчорр (Хибины, тип 8а) и Аллуайв (Ловозеро, тип 4а). Основная часть пирссонита в первом проявлении связана с тонковкрапленной и микропрожилковой минерализацией пегматоидных пород эгирин-гакманит-калишпатового состава, но он постоянно присутствует также в альбандах крупных жил и гнезд, сложенных натроном, тронной, термонатрием, виллиомитом, где представлен хорошо образованными ромбовидными кристаллами размером от 1—3 мм до 1,5—2 см в поперечнике. Бесцветный или бледно-желтый, прозрачный, со стекляннным блеском, раковистым изломом. Оптически двусный, положительный, $n_p = 1,505$, $n_m = 1,510$, $n_g = 1,575$. Результаты химического анализа (№ 5 в табл. 9) пересчитываются на эмпирическую формулу $\text{Na}_{2,01}\text{Ca}_{1,02}\text{C}_{1,97}\text{O}_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, практически совпадающую с теоретической. Минерал растворим в воде при комнатной температуре, бурно, со вскипанием разлагается в разбавленных кислотах. На горе Аллуайв Ловозерского массива аналогичный по свойствам пирссонит слагает розетки лучистых кристаллов диаметром до 5—10 мм, сростающихся с шортитом, когаркоитом и другими минералами, типичными для центральных зон ультраагпаитовых пегматитов и гидротермалитов этого района.

Гейлюссит обнаружен нами на участке Олений ручей в существенно полевошпатовой пегматоидной породе, сложенной агрегатом пектолита и кальцита с подчиненным количеством шортита, сфалерита, галенита и волокнистого эгирина. Представлен зернами неправильной формы размером до 1 см и сплошными зернистыми массами. В свежем сколе бесцветный, водяно-прозрачный, со стекляннным блеском, раковистым изломом. Оптически двусный, отрицательный, $n_p = 1,445$, $n_m = 1,517$, $n_g = 1,525$. Бурно, со вскипанием разлагается кислотами. В отличие от пирссонита довольно устойчив по отношению к воде, при обработке которой минерал частично теряет Na_2CO_3 , а карбонат кальция остается в твердой фазе, образуя корочку на поверхности зерен гейлюссита. Аналогичное поведение в воде и кислотах характерно для шортита.

Шортит $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$, первоначально описанный как аутигенный минерал содоносных толщ [298], позднее был обнаружен в магматогенных образованиях кимберлитовой и карбонатитовой формаций, а также в ультраагпаитах Хибино-Ловозерского комплекса [258]. В Хибинах он установлен автором в керне многочисленных скважин, пробуренных в различных точках центральной дуги массива и в ряде выработок на горе

Кукисвумчорр (типы 8, 8а), в Ловозерском массиве — в керне одной из скважин, а также в пегматитах и гидротермалитах горы Аллуйв (тип 4а). Основная часть хибинских находок сделана на глубинах 400—1800 м, причем по некоторым районам (Олений ручей, Рестиньон) проявления шортита охватывают интервалы керна длиной до 400—800 м. Шортит рассматриваемых проявлений представляет собой светло-зеленый, реже коричневатый, водяно-прозрачный минерал со стекляннным блеском, раковистым изломом. Образует отдельные зерна неправильной формы (1—5 мм), сплошные зернистые массы, реже несовершенные таблитчато-пластинчатые кристаллы (до 5 × 5 × 1 мм). Специфика химического состава изученных образцов (№№ 6—8 в табл. 9) определяется высоким содержанием изоморфных примесей редких земель (до 0,86% TR₂O₃) и стронция (до 0,88% SrO), не характерных для аутигенного шортита формации Грин-Ривер.

Несмотря на многочисленность находок шортита в Хибинах и их пространственную приуроченность к разнообразным породам — рисчорритам, ийолит-уртитам, фойяитам, луявритам, все они довольно однотипны и обычно представлены симметрично-зональными прожилками мощностью 1—5 см, осевая зона которых слагается шортитом, а зальбанды — анальцимом, реже калиевым полевым шпатом, альбитом, канкринитом или натролитом, иногда с внешней оторочкой из темной слюды. Вместе с шортитом в прожилках установлены термонатрий, трона, пирссонит, бонтшедит, давсонит, баренцит, Fe-эйтелит, ферротихит, бербанцит, а также сидерит, кальцит, флюорит, виллиомит, нейборит, криолит, ильменит, циркон, каташлеит и целый ряд других минералов. При общей близости к перечисленным ассоциациям для ловозерского шортита характерно совместное нахождение с когаркоитом и вегшайдеритом, пока что не найденными в Хибинах.

Родохрозит MnCO₃ и *сидерит* FeCO₃ характерны для карбонатитов и щелочно-карбонатных гидротермалитов Хибин и Ловозера. Родохрозит из карбонатитов, согласно [54], представлен высокожелезистой разновидностью примерного состава (Mn_{0,5}Fe_{0,4}Mg_{0,1})CO₃, тогда как изученный нами минерал из северо-восточной части центральной дуги массива (р. Калиок) является практически безжелезистым (в мас.%, аналитик Л.И. Полежаева): MnO — 57,36, MgO — 0,25, FeO — 0,21, CaO — 2,32, CO₂ (расчетная) — 37,81, сумма 97,95. Образцы керна, в которых встречен этот минерал, представлены кавернозной пегматоидной, существенно калишпатовой породой с друзами кристаллов натролита, эгирина, скоплениями флюорита, сфалерита и относительно редкими кристаллами родохрозита. Кристаллы красно-оранжевого цвета, размером до 0,5—2 мм, имеют изометричную форму и сильно развитые зеркальные грани ромбоэдра. Водяно-прозрачный, с сильным стекляннным блеском. Плотность 3,73 г/см³. Оптически одноосный, отрицательный, $n_e = 1,595$, $n_o \approx 1,8$. В связи с исключительной однородностью кристаллов изученный образец использован С.И. Лебедевой для получения эталонных значений твердости родохрозита. По данным 17 замеров на разноориентированных сечениях, микротвердость (VHN , кгс/мм²) находится в пределах 174—374; $VHN_{ср1} = 179$; $VHN_{ср2} = 325$; коэффициенты анизотропии твердости, согласно [93]: $K'_{H_1} = 1,2$; $K'_{H_2} = 1,8$. Родохрозит, образующий ромбо-

эдрические кристаллы ярко-розового цвета размером до 0,5—1 мм, диагностирован нами также на горе Кукисвумчорр в друзовых щетках натролита. Сидерит с характерной оптикой и рентгенограммой порошка впервые для Ловозерского массива отмечен нами в пегматоидах горы Аллуайв, где он представлен полуограненными зернами зеленоватого цвета диаметром 1—2 мм, включенными вместе с хорошо образованными кристаллами илерита в агрегат альбита, альпидита и чинглукуита?

Баритокальцит $\text{BaCa}(\text{CO}_3)_2$, не отмечавшийся ранее в рассматриваемых массивах, установлен автором в Хибиных на горе Кукисвумчорр, в гнездах друзового натролита с кальцитом и флюоритом среди уртитов. Образует таблитчатые кристаллы до 1—3 мм ярко-желтого цвета, прорастающие иголками натролита. Прозрачный, со стекляннным блеском, ступенчатым изломом. Плотность 3,70 г/см³. Бурно, со вскипанием разлагается кислотами. Оптически двуосный, отрицательный, с малым углом $2V$, $n_p = 1,530$, $n_g = 1,690$. По данным микросондового анализа, содержит (в мас.% среднее для трех зерен, аналитик Л.И. Полежаева): CaO — 18,64, BaO — 52,83, CO₂ (расчетная) — 29,79, сумма 101,26, что отвечает теоретической формуле минерала. Монокристалльными методами (Лауз и качания, аналитик Т.А. Курова) для него определены параметры моноклинной ячейки $a = 8,08$, $b = 5,24$, $c = 6,49$ Å, $\beta = 106^\circ 45'$, соответствующие эталонным.

Fe-эйтелит $\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$ [244] обнаружен автором в гидротермалитах Хибин (тип 8). Состав (№ 1 в табл. 10) отвечает эмпирической формуле $\text{Na}_2(\text{Mg}_{0,6}\text{Fe}_{0,3}\text{Mn}_{0,1})(\text{CO}_3)_2$. Образует бесцветные зерна неправильной формы до 1—3 мм. Тригональный. Изоструктурен чисто магниевому эйтелиту из содовых осадков формации Грин-Ривер и представляет собой новую, существенно железистую разновидность этого минерала. Замена части Mg на Fe и Mn определила некоторое увеличение параметров элементарной ячейки и существенное возрастание показателей преломления Fe-эйтелита (числитель) по отношению к Mg-аналогу (знаменатель): $a = 4,95/4,94$, $c = 16,49/16,40$ Å; $n_o = 1,470/1,450$; $n_e = 1,635/1,605$. На воздухе темнеет, при повышенной влажности самопроизвольно разлагается, замещаясь агрегатом гидроокислов железа.

Ферротихит $\text{Na}_6\text{Fe}_2(\text{CO}_3)_4(\text{SO}_4)$ — новый минерал [237], представляющий собой железистый аналог тихита $\text{Na}_6\text{Mg}_2(\text{CO}_3)_4(\text{SO}_4)$. Обнаружен автором в гидротермалитах Хибин (тип 8) в тесной ассоциации с шортитом и бонштедтитом. Минерал бесцветный, желтоватый, прозрачный, образует зерна неправильной формы размером 0,5—1 мм. Легко растворим в воде; на воздухе темнеет, покрывается коричневатым налетом продуктов изменения. Оптически изотропный. Состав (№ 2 в табл. 10) соответствует эмпирической формуле $\text{Na}_6(\text{Fe}_{1,2}\text{Mg}_{0,4}\text{Mn}_{0,4})(\text{CO}_3)_4(\text{SO}_4)$. Кристаллическая структура минерала описана в [97]. Замена основной части магния на железо, т.е. на элемент с заметно более высоким атомным весом и ионным радиусом, привела к увеличению параметра элементарной ячейки (a , Å), плотности (D , г/см³) и показателя преломления (n) минерала (числитель) по отношению к тихиту (знаменатель): $a = 13,962/13,898$; $D = 2,79/2,46$ — $2,60$; $n = 1,550/1,508$ — $1,510$. В то же время в связи с легкой окисляемостью двухвалентного железа эта замена обусловила резкое снижение устойчивости ферротихита в атмосферных условиях по сравнению с тихитом.

Таблица 10. Химический состав Fe-эйтелита (1), ферротихита (2), М2 (3), сидоренкита (4–6), бонштедтита (7,8) FeMn-бредлиита (9)

Компоненты	1	2	3	4
Na ₂ O	31,42	32,30	32,21	32,36
CaO	—	—	—	2,20
MgO	12,20	2,77	1,98	не обн.
FeO	10,93	15,26	6,00	0,49
MnO	2,07	4,35	15,00	22,40
CO ₂	43,94	30,75	30,68	15,71
P ₂ O ₅	—	—	—	25,77
Сумма*	100,56	99,43	100,00	99,37

*В сумму входят еще: SO₃ — 14,00 (2), 14,13 (3); K₂O — 0,44 (4), 0,28 (5), 0,03 (7); SrO — 0,01 (6,8), 0,04 (9).

Примечание. Аналитики С.М. Сандомирская (1, 2), А.В. Мартынова (3), М.Е. Казакова (4), А.В. Быкова (5), Л.И. Полежаева (6, 8, 9), В.В. Ермилов (7).

М2 представляет собой существенно марганцевый аналог ферротихита, отвечающий формуле Na₆(Mn_{1,2}Fe_{0,5}Mg_{0,3})(CO₃)₄(SO₄) (№ 3 в табл. 10). Встречен в ультраагпайтах горы Аллуайв (Ловозеро, тип 4а) в тесной ассоциации с шортитом, пирссонитом, сидоренкитом, когаркоитом и др. Образует неправильной формы зерна до 1 см и массивные агрегаты до 3–5 см. По своим свойствам чрезвычайно близок к ферротихиту: бледно-розовый, прозрачный, со стекляннным блеском, раковистым изломом, $H \approx 4$, $D = 2,72$ г/см³, $a = 14,0$ Å, интенсивные линии: 4,22–2,695–2,474–2,366–1,959–1,616. В связи с этим для надежной диагностики минералов ряда ферротихит — М2 необходимо располагать данными о содержании в них железа и марганца.

Сидоренкит Na₃Mn(CO₃)(PO₄) [215, 248] и бонштедтит Na₃Fe(CO₃) × × (PO₄) [211] — новые минералы, представляющие собой марганцевый и железистый аналоги бредлиита Na₃Mg(CO₃)(PO₄) — редкого фосфатокarbonата из отложений формации Грин-Ривер [298]. Первый минерал установлен автором в гидротермальной зоне пегматитов Ловозера и Хибин вместе с виллиомитом, вегшайдеритом, тронной, когаркоитом и др., второй — в гидротермалитах Хибин вместе с шортитом, термонатритом, ферротихитом и др. Сидоренкит образует неправильной формы зерна и таблитчатые кристаллы до 2–3 см бледно-розового цвета, бонштедтит — бесцветные, часто с зеленоватым оттенком таблитчатые кристаллы до 0,5 см (рис. 10). Состав и свойства минералов охарактеризованы в табл. 8 и 10, их кристаллические структуры описаны в работах [91, 267]. Обращает на себя внимание весьма широкий изоморфизм Mg-, Mn- и Fe-минералов, особенно в представителях рассматриваемой группы из содопроявлений горы Кукисвумчорр. В частности, образцы №№ 6 и 8 и 9 в табл. 10 могут трактоваться соответственно как MgFe-сидоренкит, MgMn-бонштедтит и FeMn-бредлиит.

	5	6	7	8	9
	33,50	33,41	35,34	32,90	32,94
	—	0,01	0,03	0,01	0,02
	—	3,71	2,54	6,17	6,59
	1,30	5,10	16,66	11,39	11,47
	23,80	12,88	1,65	4,04	4,33
	16,00	15,89	16,09	15,89	16,03
	25,00	27,15	26,17	26,62	26,50
	99,88	98,16	98,51	97,03	97,92

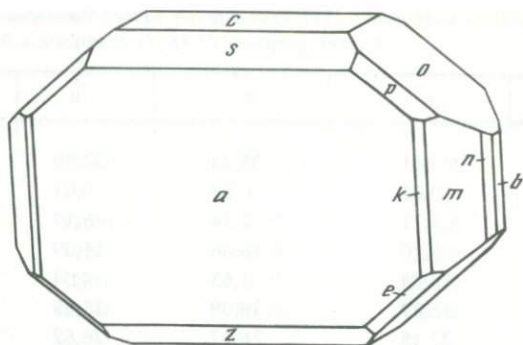
Данные настоящей работы, кроме 1 [244], 2 [237], 4 [248], 5 [215], 7 [211]. В анализах 1, 2, 6–9 CO₂ расчетная. Места взятия образцов: Хибиньы: 1 — Вуоннемиок, 2 — Олений ручей, 5 — Расвумчорр, 6–9 — Кукисвумчорр; 3, 4 — Ловозеро, Аллуайв.

Достоверность находки железо-марганцевой разновидности бредлиита доказана микрондовым анализом двух образцов этой разновидности, содержащих (в мас.%) MgO 5,95 и 7,23, FeO 10,38 и 12,56, MnO 6,45 и 2,20¹, что эквивалентно отношениям (Mg_{0,385}Fe_{0,377}Mn_{0,237}) и (Mg_{0,466}Fe_{0,454}Mn_{0,080}). Резко повышенная магнезиальность фосфатокarbonатов горы Кукисвумчорр коррелирует с относительной низкотемпературностью рассматриваемого проявления щелочных гидротермалитов в сравнении с другими проявлениями, содержащими низкомагнезиальные бонштедтит и сидоренкит. Тем самым намечается возможность использования минералов данной группы как своеобразных геотермометров.

Баренцит Na₇AlH₂(CO₃)₄F₄ — новый минерал [234, 268], встречен автором в районе горы Рестиньон (Хибиньы, тип 8) в гидротермальных прожилках, секущих фойяит. Прожилки сложены кристаллами шортита, альбита и натролита, промежутки между которыми заполнены ксеноморфными выделениями троны, натрита, виллиомита, гизингеритоподобного минерала. Прочие минералы прожилков представлены игольчатым эгирином, дипирамидальным цирконом, ромбоэдрами сидерита, кристаллами бербанкита, нейборита, бонштедтита, брукита, ильменита, галенита, флюорита, скоплениями криолита.

Баренцит обнаружен в виде нескольких небольших (3–5 мм) зерен в кавернозном участке керна, из которого под влиянием атмосферных осадков вымыта значительная часть растворимых в воде карбонатов натрия. Зерна баренцита, также частично растворимого в воде, имеют неправильную "оплавленную" форму и покрыты плотным порошковатым налетом продукта изменения белого цвета. В свежем сколе он бесцветный,

¹ № 9 в табл. 10 — усредненный состав двух проанализированных образцов.



Р и с. 10. Кристалл бонштедтита

водяно-прозрачный. Блеск стеклянный до перламутрового на плоскостях спайности. Спайность совершенная по (001) и (100). Минерал бурно вскипает в слабых растворах HCl и медленно разлагается водой. Прочие свойства минерала охарактеризованы в табл. 8. Микронзондовым анализом (аналитик Г.Н. Нечелюстов), дополненным определением воды и углекислоты из отдельных микронавесок, получены следующие результаты (в мас.%): Na_2O — 44,1, Al_2O_3 — 10,5, F — 14,0, H_2O — 3,59, CO_2 — 31,45, $-\text{O}=\text{F}_2$ — 5,9, сумма 97,74. Согласно [268], структурная формула минерала имеет вид $\text{Na}_7\text{Al}(\text{CO}_3)_2(\text{HCO}_3)_2\text{F}_4$. В структуре присутствуют параллельные (001) слои двух типов — бруситоподобные из NaAl-октаэдров и более рыхлые из колонок Na-октаэдров. Группы CO_3 располагаются в плоскостях, близких к (210) и соединяются друг с другом через атомы водорода в пары. Слоистый характер структуры баренцита хорошо объясняет его совершенную спайность по (001).

Давсонит $\text{NaAlCO}_3(\text{OH})_2$, первоначально описанный в карбонатах восточной части Хибин [54,79], установлен автором в содоносных рихсчорритах и ийолит-уртитях различных районов центральной дуги массива (Рестиньон, Кукисвумчорр, Олений ручей) вместе с шортитом, бонштедтитом, криолитом, нейборитом, анальцимом, натролитом, канкринитом. В отличие от находок в карбонатах, где он образует тонковолокнистые агрегаты снежно-белого цвета, в жилах с щелочно-карбонатной минерализацией давсонит представлен прозрачными со стеклянным блеском и совершенной спайностью по (100) хорошо окристаллизованными зернами и ограниченными таблитчатыми кристаллами размером до нескольких миллиметров в поперечнике. Наряду с бесцветными, встречаются кристаллы необычной ярко-малиновой окраски, для которых характерны слабый плеохроизм (схема абсорбции $N_g < N_p$) и призматическая спайность, параллельная Nm . Минерал оптически двуосный, отрицательный, $n_p = 1,46$, $n_m = 1,55$, $n_g = 1,61$. Параметры элементарной ячейки определены с помощью монокристалльного автодифрактометра: $a = 6,762$, $b = 10,428$, $c = 5,593$ Å, пространственная группа $I2am$. На исследованных кристаллах уточнена кристаллическая структура давсонита и определено положение в ней атомов водорода [269].

Бербанкит $(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Sr}, \text{Ca}, \text{TR}, \text{Ba})_3(\text{CO}_3)_5$ постоянно отмечается в пег-

матитах и гидротермалитах с щелочно-карбонатной минерализацией центральной дуги Хибин, где он обычно представлен хорошо ограненными призматическими кристаллами до 1–3 мм. В содоносных породах горы Кукисвумчорр (тип 8а) нами встречен бербанкит ярко-желтого цвета, представляющий собой высокостронциевую и чрезвычайно низкокальциевую разновидность этого минерала. По данным микронзондового анализа пяти разных зерен, содержания SrO и CaO в ней составляют соответственно 21,5–27,0 и 4,3–6,0%, а средний состав (№ 1 в табл. 11) отвечает формуле $\text{Na}_{3,12}(\text{Sr}_{1,70}\text{Ca}_{0,65}\text{Ba}_{0,31}\text{La}_{0,21}\text{Ce}_{0,29}\text{Nd}_{0,02})(\text{CO}_3)_5$. Аналогичными по составу, но индивидуальными в структурном отношении являются бербанкитоподобные минералы М3 и М4 (№№ 2, 3 в табл. 11) из пегматитов горы Аллуайв (Ловозеро, тип 4а). Индивидуальность М3 проявляется в его кристалломорфологических особенностях, а именно в том, что головки его хорошо ограненных призматических кристаллов представлены не гексагональной, как у бербанкита¹, а тригональной пирамидой. Индивидуальность М4 проявляется в резко выраженной оптической двусосности ($\pm 2V = 90^\circ$), указывающей на его сингонию не выше ромбической. Совершенно индивидуальный состав (№ 4 в табл. 11), отвечающий формуле $\text{Na}_3(\text{TR}_{1,42}\text{Ca}_{0,59}\text{Sr}_{0,51}\text{Na}_{0,32}\text{Ba}_{0,14})(\text{CO}_3)_5$, имеет бербанкитоподобный минерал, встреченный нами в буровом керне на горе Рестиньон в Хибинах. От составов, характерных для известных бербанкитов, он отличается доминирующей ролью редких земель среди катионов группы В. Это в сочетании с оптическими свойствами ($+2V = 80^\circ$) дает основание отождествить рассматриваемый минерал с ремондитом- $(\text{Ce})\text{Na}_3(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Na}, \text{Sr})_3(\text{CO}_3)_5$ — моноклинным (с ярко выраженной псевдогексагональностью) аналогом бербанкита, недавно описанным в нефелиновых сиенитах Камеруна [288]. В пустотке выщелачивания (карбонатов натрия?) существенно канкринитовой породы хибинский ремондит, ассоциирующий с боншштедтитом, обнаружен в виде зерен неправильной формы размером до 1 мм. Дополнительно к свойствам в табл. 11 отметим характерные для новой находки ремондита розовую окраску, стеклянный блеск, раковистый излом, дисперсию $r < v$, полисинтетическое двойникование. Как и камерунский, хибинский ремондит (то же относится и к М3, М4) дает рентгенограмму порошка, очень близкую к рентгенограмме стандартного бербанкита.

Карбоцернаит $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Ca}, \text{Sr}, \text{TR})(\text{CO}_3)_2$ установлен автором в пустотах стронцианит-кальцитовых прожилков, секущих уртиты горы Кукисвумчорр. Образует хорошо ограненные тонкоиглочатые кристаллы длиной до 1 мм, нарастающие на щетки кристаллов Mn-кальцита, анкерита и кварца. Минерал полупрозрачен, имеет белую или кремовую окраску. Оптически двусосный, отрицательный, $n_p = 1,645$, $n_g = 1,700$. Наличие карбоцернаита уже отмечалось в карбонатных жилах на горе Лявочорр (Ю.Л. Капустин, 1976 г.). С учетом этих данных карбоцернаит можно считать характерным минералом гидротермалитов Хибинского массива.

Эвальдит $\text{Ba}(\text{Na}, \text{Ca}, \text{TR})(\text{CO}_3)_2$ впервые в СССР установлен нами в районе р. Вуоннемиок [233], затем отмечен на горах Рестиньон и Кукисвумчорр Хибинского массива. Характерный минерал щелочно-карбонатных гидротермалитов 8 и 8а типов. Образует боченкообразные кристал-

¹ Бербанкит относится к гексагональной сингонии (пр. гр. $P6_3mc$).

Таблица 11. Состав и свойства бербанкита (1), ремонтита (4), эвальдита (5), доннейита (6), тулюкита (12), минералов М3 (2), М4 (3), М5 (7, 8), М6 (9), М7 (10), М8 (11)

Компоненты	1	2	3	4	5
Na ₂ O	14,30	12,3	11,73	15,3	2,4
CaO	5,40	4,1	2,89	4,9	5,5
SrO	25,99	27,4	22,28	7,8	5,5
BaO	7,06	8,2	10,12	3,1	45,2
Y ₂ O ₃	He обн.	0,6	He обн.	He обн.	6,9
La ₂ O ₃	5,01	1,9	3,26	11,3	0,3
Ce ₂ O ₃	7,07	5,1	8,38	17,8	0,9
Pr ₂ O ₃	He обн.	0,3	0,58	1,4	—
Nd ₂ O ₃	0,58	3,1	1,90	3,7	1,7
Gd ₂ O ₃	He обн.	1,2	—	—	0,9
Dy ₂ O ₃	—	0,5	—	—	0,6
Er ₂ O ₃	—	0,5	—	—	0,5
Yb ₂ O ₃	—	He обн.	—	—	0,2
CO ₂	34,58	32,2	29,25	32,7	27,3
Сумма*	99,99	100,1	—	98,2	99,1
<i>D</i>	—	—	—	3,65	3,44
<i>n_p</i>	—	1,610	1,623	1,635	1,542
<i>n_m</i>	—	—	1,627	1,640	—
<i>n_g</i>	—	1,623	1,631	1,647	1,644
2 <i>V</i> ^o	-0	-0	+90	+80	-0
<i>a</i> , Å	—	—	—	—	5,30
<i>b</i> , Å	—	—	—	—	—
<i>c</i> , Å**	—	—	—	—	12,80

*В сумму входят еще: Sm₂O₃ — 1,1 (2), 0,22 (3), 0,2 (4), 1,2 (5), 0,94 (9); ThO₂ — 1,6 (2), 24,3 (12); H₂O — 6,13 (6), 6,11 (7), 6,06 (8), 3,16 (9), 14,20 (10), 14,0 (12); Tb₂O₃ — 0,55 (9), 0,46 (10); Ho₂O₃ — 0,08 (9), 0,63 (10); SO₃ — 7,98 (9); F — 2,10 (9), 5,20 (11); Cl — 1,78 (9); MnO — 8,63; FeO — 1,20 (11); Fe₂O₃ — 0,4 (12); —O=(F, Cl)₂ — 1,28 (9), 2,19 (11).

**α = 116,25°, β = 102,76°, γ = 60,00° (6), β = 100,78° (11).

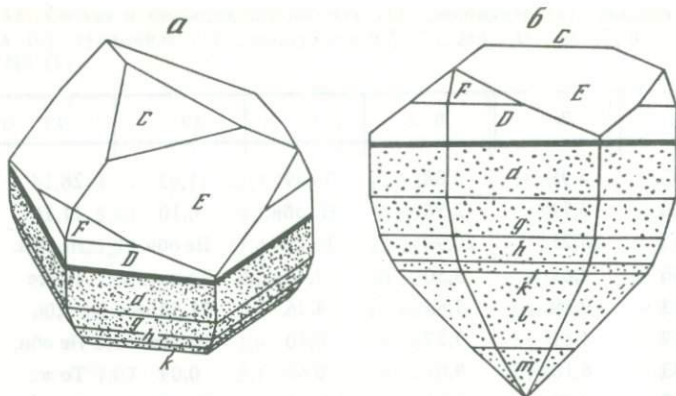
лы до нескольких миллиметров в поперечнике, часто имеющие зональное строение. Состав и свойства минерала из первого района представлены в табл. 11. Его эмпирическая формула Ba_{0,95}(Ca_{0,32}TR_{0,26}TR_{0,05}Na_{0,25} × Sr_{0,17})(CO₃)₂ отличается от формулы аутигенного эвальдита Грин-Ривер [295] Ba(Ca_{0,45}TR_{0,20}Na_{0,20}K_{0,10}Sr_{0,03}U_{0,01})(CO₃)₂ заметно повышенной ролью типоморфных для Хибин стронция и редких земель цериевой группы. Наиболее интенсивные линии на рентгенограмме порошка: 4,31–3,12–2,637–2,437–2,251–2,017. Эта рентгенограмма хорошо индицируется на основе найденной для хибинского эвальдита монокристалльными методами гексагональной ячейки с параметрами *a* = 5,30, *c* = 12,80 Å,

	6	7	8	9	10	11	12
	3,87	4,95	5,88	36,49	21,93	26,14	17,8
	2,62	3,71	2,56	He обн.	0,10	21,16	0,1
	23,73	25,25	20,90	То же	He обн.	He обн.	—
	1,46	4,69	5,50	7,40	То же	То же	14,6
	9,13	9,19	7,85	4,26	21,52	1,06	—
	5,17	4,81	7,27	0,10	He обн.	He обн.	—
	10,33	6,10	9,01	0,60	0,09	То же	—
	0,69	0,28	0,54	He обн.	He обн.	"	—
	2,70	1,74	2,31	0,58	0,02	"	—
	1,45	1,02	0,78	3,06	1,80	0,03	—
	1,55	1,05	0,85	2,76	5,03	1,03	—
	0,87	0,71	0,47	0,24	1,24	0,06	—
	0,36	0,56	0,42	0,06	He обн.	0,08	—
	29,94	29,83	29,60	28,50	32,0	36,85	25,5
	100,00	100,00	100,00	99,36	99,12	99,25	96,8
	3,42	3,44	3,18	2,85	2,52	2,73	3,15
	1,57	1,565	1,565	1,510	1,528	1,473	1,574
	1,65	—	—	—	1,529	1,564	—
	1,65	1,650	1,650	1,536	1,531	1,570	1,587
	-10-30	-0	-0	-0	+45	-27	+0
	8,993	5,211	—	8,811	10,09	8,00	14,175
	8,985	—	—	—	17,36	15,78	—
	6,780	18,357	—	37,03	5,98	7,00	8,605

Примечание. Аналитики Л.И. Полежаева (1, 3, 6–11), Г.Н. Нечелостов (2, 4), Г.Н. Муравичка (5), Я.А. Пахомовский (12). Данные настоящей работы, кроме 5 [233], 12 [279]; во всех анализах, кроме 9–12, H₂O и CO₂ расчетные. Анализы 1, 6–8 приведены к 100%. Места взятия образцов: 1, 6–8, 12 — Хибинь, Кукисвумчорр, 5 — там же, Вуоннемиок, 2–4, 9–11 — Ловозеро, Аллуайв.

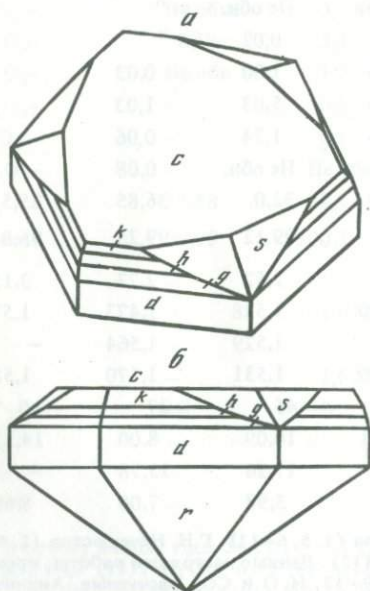
которые в пределах точности измерений совпадают с параметрами эталонного образца (*a* = 5,284, *c* = 12,78 Å) [296]. Учитывая это обстоятельство, а также тот факт, что другие данные о рентгенограмме порошка эвальдита в ранее опубликованных работах отсутствуют, предлагается принять приведенную в [233] рентгенограмму хибинского эвальдита в качестве эталонной.

Доннейит (Na, TR)Sr(CO₃)₂ · H₂O первоначально описан в щелочном комплексе Сентилер, Канада [292], как минерал состава NaCaSr₂Y(CO₃)₆ × 3H₂O, принадлежащий к триклинной системе и имеющий ярко выраженную тригональную псевдосимметрию. Согласно [292], к той же триклин-



Р и с. 11. Кристалл тригонального доннейита в аксонометрической (а) и ортогональной (б) проекциях

Жирная линия — граница, разделяющая кристалл на две части — верхнюю, сложенную первичным доннейитом (разность А), и нижнюю, сложенную вторичным доннейитом (разность Б)



Р и с. 12. Кристалл триклинного доннейита в аксонометрической (а) и ортогональной (б) проекциях

ной, а не тригональной, системе, как принималось в работе [310], принадлежит и бариевый аналог доннейита — маккельвит $\text{NaCaBa}_3\text{Y}(\text{CO}_3)_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, причем оба указанных минерала изоструктурны велоганиту $\text{Na}_2\text{Sr}_3\text{Zr} \times \times (\text{CO}_3)_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ — единственному из этих трех изотипных соединений, имевшему до наших исследований структурную расшифровку [301]. В Хибинском массиве (Кукисвумчорр), в пустотах кальцитовых и калишпат-доломитовых прожилков с натролитом, анкилитом, местами двузovým кварцем автором встречен доннейит, представленный двумя структурными модификациями (№№ 6–8 в табл. 11) — тригональной (М5), имеющей индивидуальные особенности, и триклинной, подобной канадской находке. По данным гониометрических измерений, выполненных Г.И. Дороховой, обе модификации образуют хорошо ограненные, но морфологически различные клиновидные кристаллы размером 1–3 мм (рис. 11, 12). Более сложные по своему строению кристаллы тригональной модификации

в свою очередь представлены сростками двух внешне контрастных разновидностей — желтой прозрачной (А) и серовато-белой, фарфоровидной (В). Плоскость срastания (0001) рассекает каждый кристалл на две неравные части — меньшую, сложенную разностью А, и большую, сложенную разностью В, при этом грани головки (А) имеют тригональную симметрию, а грани остальной части сростков — гексагональную. Несмотря на контрастные внешние различия, разности А и В очень близки между собой по составу и свойствам и имеют идентичные рентгенограммы порошка.

Сравнительный анализ имеющихся данных дает основание предполагать, что нижняя часть сростков, показанных на рис. 11, первоначально слагалась безводным гексагональным аналогом доннейита (Sr-эвальдитом), который на более поздней стадии процесса минералообразования оказался неустойчивым и подвергся гидратации с переходом в доннейит. Такой механизм формирования сростков объясняет возникновение минерала М5 как результат его зарождения и роста на высокосимметричной затравке Sr-эвальдита, тесно связанного с М5 структурно-размерным соответствием — равенством или краткостью параметров гексагональной ячейки ($a \approx 5,2 \text{ \AA}$, $c = 12,8$ и $18,4 \text{ \AA}$). С другой стороны, при отсутствии такой затравки действует механизм свободного роста кристаллов из раствора и в аналогичных физико-химических условиях кристаллизуется низкосимметричная (триклинная) модификация доннейита. Хорошее качество кристаллов позволило произвести расшифровку кристаллической структуры каждой из двух модификаций хибинского доннейита [266, 320] и продемонстрировать структурную близость М5 и доннейита соответственно к эвальдиту и велаганиту. В отличие от М5, характеризующегося неупорядоченным распределением атомов натрия и редкоземельных элементов по одной правильной системе точек, в доннейите установлено частично упорядоченное распределение этих элементов по нескольким позициям, что и вызывает понижение симметрии последнего.

М6 $\text{Na}_{50}\text{Ba}_2\text{TR}_4(\text{CO}_3, \text{HCO}_3, \text{OH}, \text{F}, \text{SO}_4, \text{Cl})_x$, где $x \approx 45$, установлен автором на горе Аллуйав (Ловозеро, тип 4а) в осевой зоне пегматита, где он приурочен к интерстициям кристаллов калиевого полевого шпата вместе с нахколитом, троней, термонаитом, сидоренкитом, нейборитом, эгирином, альбитом, клейофаном М2, М8 и др. Образует неправильной формы зерна размером до 0,5–1 см желтовато-зеленого цвета, в тонких сколах эти зерна бледно-желтые, почти бесцветные. Прозрачный, блеск стеклянный, совершенная спайность по (0001). $H \approx 4$. В воде устойчив. Разлагается со вскипанием в разбавленных растворах различных кислот, включая лимонную. Тригональный, пр. гр. $P3$. Интенсивные линии: 4,79–3,32–2,83–2,66–2,53–2,27–1,66. Весьма сложный химический состав минерала (№ 9 в табл. 11) отражает многокомпонентный характер остаточных дифференциатов агпайтовых магм, а его формула символизирует сочетание основных черт ультраагпайтности — предельно высокой щелочности и обогащенности разнообразными летучими и редкими элементами. Большой объем ячейки ($V = 2490 \text{ \AA}^3$) косвенно указывает на высокую степень упорядоченности элементов в кристаллической структуре. Как уже отмечалось (гл. I), на эпитепмальной стадии формирования рассматриваемых пегматитов происходит фиксация в твердых фазах наиболее дефицитных элементов нефелин-сиенитовых магм. Отсюда по-

нятно, почему при общей цериевой специфике щелочных пород на этой стадии появляются минералы-концентраторы иттрия и тяжелых лантаноидов, такие, как доннейит в Хибинах, М6—М8 в Ловозере.

М7 $\text{Na}_3\text{Y}(\text{CO}_3)_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ установлен автором в пегматитах и гидротермалитах горы Аллуайв (Ловозеро, типы 4, 4а) в ассоциации с когаркоитом, виллиомитом, нейборитом, сидоренкиком, альбитом, канкринитом, волокнистым эгирином. Представлен зернами неправильной формы и короткостолбчатыми псевдогексагональными кристаллами до 1—2 мм, образующими розетковидные или массивные агрегаты диаметром до 3—5 мм. Бесцветный, с тусклым восковым или шелковистым блеском, полураковистым изломом. Просвечивает, в тонких сколах прозрачный. Спайность совершенная по (110). $H = 2-3$. Слабо разлагается водой и бурно, со вскипанием — разбавленными кислотами. Ромбический, псевдогексагональный. Интенсивные линии: 6,53—5,05—4,85—2,858—2,597—2,229—2,076. Характерной особенностью химизма минерала (№ 10 в табл. 11) является ярко выраженный центральный максимум в составе редких земель, приходящийся на диспрозий. Намечается кристаллохимическая связь М7 с локкаитом $\text{CaY}_4(\text{CO}_3)_7 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ и кимураитом $\text{CaY}_2(\text{CO}_3)_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

М8 $\text{Na}_3\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Ca})(\text{CO}_3)_3\text{F}$ встречен автором в тесной ассоциации с М2 и М6 в виде зерен неправильной формы размером 1—3 мм и их агрегатов до 0,5—1 см, включенных в более крупные выделения нахколита или троны совместно с кристаллами и зернами пирссонита, сидоренкита, родохрозита и др. Бесцветный, часто розоватый, желтоватый или коричневатый, прозрачный, со стеклянным блеском, раковистым изломом. $H = 4$. Моноклиный, пр. гр. Сс. Интенсивные линии: 7,00—3,52—2,924—2,897—2,862—1,737. Водная вытяжка дает слабую щелочную реакцию. Результаты химического анализа (№ 11 в табл. 11) приводят к упрощенной формуле $\text{Na}_6\text{Ca}_3\text{Mn}(\text{CO}_3)_6\text{F}_2$. Идеализированная структурная формула $\text{Na}_3\text{Ca}(\text{Mn}_{0,55}\text{Ca}_{0,45})(\text{CO}_3)_3\text{F}$ указывает на вхождение марганца в смешанную (Mn, Ca)-позицию. Согласно данным структурного анализа, выполненного Д.Ю. Пушаровским и Н.А. Ямновой, вдоль оси c решетки минерала М8 протягиваются колонки трех типов: 1) из чисто кальциевых октаэдров, 2) из чередующихся (Mn, Ca)- и Na_1 -полиэдров, 3) из чисто натриевых (Na_2 , Na_3)-октаэдров. Два первых типа колонок объединены между собой CO_3 -треугольниками с образованием псевдокаркаса, а колонки 3-го типа приурочены к сквозным каналам каркаса и связаны с ним через атомы фтора. Небольшое количество железа и иттриевых земель, вероятно входит в (Mn, Ca)-позицию.

Тулиокит $\text{Na}_6\text{BaTh}(\text{CO}_3)_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ — новый карбонат, установленный на горе Кукисвумчорр (Хибинь, тип 8а). Детально описан в работе [279] и дополнительно исследован автором. Характерен для секущих нефелиновые сиениты существенно карбонатных прожилков, сложенных тронной, натроном, пирссонитом, шортитом, а также виллиомитом, микроклином, натролитом, виноградитом и др. Представлен преимущественно изометричными зернами от 1—3 мм до 0,5—1 см. Основная часть зерен интенсивно импрегнирована органикой и имеет темно-серую или смоляно-черную окраску. Редкие чистые зерна окрашены в светло-серый цвет. $H = 3-4$. Хрупкий. Излом раковистый. В тонких сколах просвечивает. Блеск жирный или смолистый. Тригональный, пр. гр. $R\bar{3}$. Состав и основные

свойства в табл. 11 (№ 12) приведены по данным [279]. По нашим данным, минерал имеет несколько более высокие показатели преломления: $n_o = 1,580$, $n_e = 1,592$ и характеризуется отчетливым плеохроизмом от темно-голубого (*Ne*) до почти бесцветного (*No*). Интенсивные линии рентгенограммы порошка (дифрактометр, Со-излучение, Fe-фильтр): 12,1 (17)–7,08 (100)–4,07 (28)–3,52 (19)–3,14 (27)–2,668 (24)–2,351 (22). Наряду с неограниченными зернами автором встречены хорошо образованные кристаллы тулюокита до 1–2 мм, имеющие форму ромбододекаэдров, но фактически представляющие комбинацию ромбоэдра ($\{10\bar{1}1\}$) ($\varphi = 90^\circ$, $\rho = 36^\circ$) с гексагональной призмой (11 $\bar{2}$ 0).

Силикаты

На долю силикатов приходится более половины новых минералов (см. табл. 7), что соответствует их роли в общем минералогическом кадастре Хибино-Ловозерского комплекса. В ультраагранитовых породах особенно широко представлены сложные соединения этого класса, в анионном радикале которых в качестве напарников кремния участвует широкий ряд высокозарядных элементов-амфотеров — Nb, Ti, Zr, TR, В, Al, Fe, а в качестве катионов, компенсирующих отрицательный заряд полианионного радикала, выступают натрий и другие сильные основания — K, Sr, Ba. Здесь же, особенно в усингитовых телах, значительным распространением пользуются простейшие силикаты натрия:

Натросилит $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$

Макатит $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Ревдит $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Канемит $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

Грумантит $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Данные о составе и свойствах этих минералов сопоставлены в табл. 12. Три первых из них представляют собой новые минеральные виды, а макатит и канемит, установленные в СССР впервые, ранее были известны лишь в отложениях содовых озер. Обнаружение столь разнообразного комплекса простейших силикатов натрия в дифференциатах щелочных магм явилось большой неожиданностью, так как возможность их существования в качестве природных минералов долгое время отрицалась в связи с малой устойчивостью и чрезвычайно высокой реакционной способностью соответствующих искусственных аналогов.

Натросилит, первоначально отмеченный в Ловозерском массиве как минералогическая редкость [167], затем был встречен автором во многих точках указанного массива, а также в Хибинах [194, 195]. Подробная характеристика особенностей этого самого щелочного из всех известных в природе силиката натрия, легко растворяющегося в воде, уже была приведена в гл. II (стр. 26–31), где детально рассмотрены петрологические и минералогические следствия данного открытия.

Ревдит [255] — легко растворимый в воде минерал установлен автором в пегматоидах глубоких зон рассматриваемых массивов (типы 2–4,7): Ловозерского — совместно с усингитом, виллиомитом, беловитом, чкаловитом и др., Хибинского — с фенакситом, виллиомитом, натритом, дельхайелитом, домоносовитом, калиевым полевым шпатом и др. Представлен бесцветными изометричными кристаллами до 2 мм и плотными тонко-

Таблица 12. Состав и свойства натросилита (1), ревидита (2), грумантита (3), макатита (4), чкаловита (5), эпидидимита (6), ловдарита (7, 8), лейфита (9, 10)

Компоненты	1	2	3	4
Na ₂ O	33,96	22,25	17,20	14,00
K ₂ O	0,01	0,08	—	—
BeO	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	—
SiO ₂	66,03	45,21	68,17	60,75
H ₂ O	—	32,50	14,65	25,00
Сумма*	100,00	100,04	100,02	99,75
D	2,48	1,94	2,21	1,97
n _p	1,507	1,469	1,494	1,475
n _m	1,517	1,482	1,507	1,480
n _g	1,521	1,490	1,523	1,490
2V°	-65	-75	+85	+70
Источник	[167]	[255]	[230]	[253]

*В сумму входят еще: CaO — 0,46 (5), не обн. (6), Сл. (7), 0,49 (8); Fe₂O₃ — 0,10 (5), 0,07 (7), 0,18 (8); Li₂O — 0,001 (5); MnO — Сл. (5), 0,003 (8), 0,41 (10); TiO₂ — 0,02 (7), 0,15 (8); MgO — не обн. (7), 0,06 (8); BaO — 0,20 (8); P₂O₅ — 0,05 (8); ZnO — 0,07 (10); F — 0,07 (8), 3,93 (9), 3,75 (10); —O=F₂ — 0,02 (8), 1,65 (9), 1,57 (10). В анализе 6BeO и H₂O расчетные.

**Н.р. — данные настоящей работы.

зернистыми агрегатами, имеющими матовый или шелковистый блеск, занозистый излом. При надавливании расщепляется на тонкие волокна. В фенаксит-дельтаиделитовых прожилках (Хибины, Расвумчорр) в тесных сростках с ревидитом нами обнаружен еще один легко растворяющийся в воде щелочной силикат М9, отвечающий формуле Na₈KSi₉O₁₈(OH)₉ × 19H₂O. Минерал образует неправильной формы включения до 1–3 мм в интерстициях зерен фенаксита. Бесцветный, прозрачный. Излом плоский, ступенчатый. Блеск стеклянный, до перламутрового. Спайность совершенная, слюдоподобная по (001). $H \approx 2$. Оптически двуосный, отрицательный, $n_p = 1,460$, $n_m = 1,478$, $n_g = 1,481$, $2V = 30-40^\circ$, сильная дисперсия $r > v$. Моноклинный, $a = 14,92$, $b = 11,94$, $c = 24,91$ Å, $\beta = 94,47^\circ$. $Z = 4$. Интенсивные линии: 4,26–3,08–2,94–2,65–2,40–2,29.

Грумантит [230] встречается в пегматоидных породах Ловозерского массива (тип 4) в виде прожилков мощностью 2–3 мм и вкраплений неправильной формы до 5 мм, отороченных тонкой каемкой уссингита. Образует массивные мелкозернистые или рыхлые ячеистые агрегаты (возможно, развившиеся псевдоморфно по макатиту или натросилиту), в которые включены хорошо ограненные кристаллы казаковита, нордита, клейофана. В агрегатах снежно-белый, с матовым или шелковистым блеском, в тонких сколах бесцветный, прозрачный, со стеклянным блеском. При комнатной температуре минерал устойчив по отношению к воде и слабым растворам HCl. В подогретой 10%-ной HCl быстро разлагается с сохранением кремневого остова. Согласно [280], основу кристаллической струк-

	5	6	7	8	9	10
	28,86	14,15	14,51	14,95	15,30	10,50
	0,29	0,07	6,50	6,28	1,00	—
	12,32	9,97	6,70	6,90	3,88	2,93
	He обн.	0,05	2,30	1,77	6,12	16,53
	57,64	71,88	57,00	56,13	71,00	62,00
	0,78	3,59	12,45	12,29	He обн.	5,50
	100,45	99,71	99,75	99,50	99,58	100,12
	2,66	—	2,33	2,33	2,50	2,56
	1,549	—	1,513	1,513	1,510	1,513
	—	—	1,515	1,516	—	—
	1,554	—	1,518	1,518	1,515	1,519
	+80	—	+70	+90	+0	+0
	[18]	Н.р.**	[245]	[105]	[212]	[142]

Примечание. Аналитики Л.Ф. Ганнибал (1), Г.Е. Черепивская (2, 3), А.В. Быкова (4, 7, 9, 10), Е.А. Кульчицкая (5), Л.И. Полежаева (6), Е.И. Успенская (8). Места взятия образцов: Ловозеро: Карнасурт (1, 2, 5, 7, 8, 10), Аллуайв (3, 4, 9); Хибины, Кукисвумчорр (6).

туры грумантита составляет новый тип кремнекислородного радикала [Si₂O₄(OH)] из связанных через мостиковый атом О спиральных цепочек SiO₄-тетраэдров.

Макатит первоначально описан в эвапоритовой серии района оз. Магади, Кения [316], где он образует сферолиты диаметром 0,005–0,3 мм в пустотах среди троны. В принципиально иной обстановке он обнаружен автором и В.И. Степановым [253] на горе Аллуайв (Ловозеро, тип 4) в интенсивно минерализованных (с ломоносвитом, вуоннемитом, казаковитом, стенструпином) уссингит-микроклин-анальцимовых прожилках. Макатит выполняет осевую зону прожилков, образуя белого цвета ячеисто-волокнистые массы размером до 5 × 4 × 1 см, представляющие собой псевдоморфозы по неправильным пластинкам другого минерала, вероятно натросилита. В том же районе макатит встречается в пегматитах в виде вкраплений зерен неправильной формы размером до 3–5 мм и сростков с грумантитом.

Канемит установлен нами по оптическим свойствам и рентгенографическим данным в нескольких точках Ловозерского массива (Карнасурт, Кедькверпахк, Аллуайв), где он развивается при выветривании натросилита с образованием радиально-волокнистых и сферолитовых агрегатов белого и кремового цвета. Минерал матово-прозрачный с шелковистым блеском, совершенной спайностью. На воздухе мутнеет и переходит в сложный содосодержащий порошокватый продукт. При механическом воздействии агрегаты канемита легко расщепляются на волокна, упло-

щенные по $NmNg$ и удлиненные вдоль Ng . Плотность $1,96 \text{ г/см}^3$, $-2V \approx 50^\circ$, $n_m = 1,468$, $n_g = 1,476$. Наиболее интенсивные линии: $10,4-3,98-3,41-3,08-2,78-2,47-2,38$.

Чкаловит $\text{Na}_2\text{BeSi}_2\text{O}_6$ в жиле Юбилейной на горе Карнасурт приурочен к натролитовой зоне, где образует кристаллы октаэдрического габитуса и зерна неправильной формы до 10 см в диаметре [18]. Химический состав минерала (№ 5 в табл. 12) соответствует теоретической формуле, а парагенезис — уссингитовым пегматитам Ловозера и Илимаусака [141, 142, 297]. В существенно иной обстановке чкаловит встречен нами [208] в Хибинах (Расвумчорр, тип 6) в секущих уртиты пегматитовых жилах, особенностью которых является отсутствие уссингита, обилие крупных выделений виллиомита и интенсивное замещение лампрофиллита, эвдиалита и ломоносовита вторичными минералами — баритолампрофиллитом, гейдоннеитом, волокнистым лоренценитом и др. Чкаловит представлен массивными выделениями размером до $25 \times 10 \times 7$ см, а также хорошо образованными изометричными кристаллами до 3 см. При исследовании последних автором впервые получена приведенная в [208] индифференцированная рентгенограмма чкаловита, рекомендуемая как эталонная. На этих же кристаллах, отличающихся исключительной чистотой и прозрачностью, впервые определены термодинамические константы чкаловита [74].

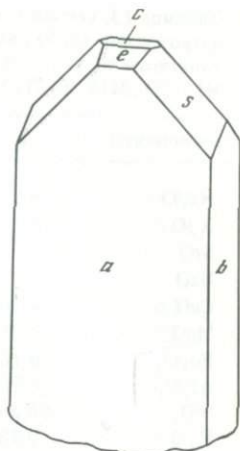
Эпидидимит $\text{NaHBeSi}_3\text{O}_8$ характерен для гидротермальной стадии формирования ультраапаитовых пегматитов Ловозерского массива, где он нередко образует псевдоморфозы по чкаловиту [142]. Нами этот минерал (№ 6 в табл. 12) отмечен в обогащенной флюоритом катаклазированной пегматоидной породе с прожилково-вкрапленной содовой минерализацией на горе Кукисвумчорр в Хибинах, где он образует сеноморфные зерна и полуограненные кристаллы размеров до 2–3 мм.

Ловдарит $\text{Na}_3\text{KBe}_2\text{Si}_7\text{O}_{18} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ — новый минерал, известный пока только в натролитовой зоне жилы Юбилейной (Ловозеро, тип 1). Этот минерал параллельно с первооткрывателями [105] изучался и нами [245] на материале аналогичном оригиналу исследования, в результате чего подтверждены имевшиеся данные о составе минерала (табл. 12), выполнены детальные кристаллооптические и гониометрические исследования. Ловдарит образует оторочки толщиной до 0,5–3 см вокруг выделений чкаловита, сложенные плотным тонковолокнистым агрегатом и радиально-лучистыми сростками уплощенных по (100) шестоватых кристаллов длиной до 1–2 мм (рис. 13). Кристаллы бесцветны, прозрачны, со стеклянныи блеском, фарфоровидные агрегаты белые, светло-кремовые, непрозрачные, с матовым или шелковистым блеском. Кристаллическая структура расшифрована С. Мерлино [306] в рамках ромбической ячейки с параметрами $a = 39,58$, $b = 6,93$, $c = 7,15 \text{ \AA}$; пр. гр. $Pma2$. В основе строения минерала лежит трехмерный каркас из Si- и Be-тетраэдров, содержащий крупные полости и каналы, в которых локализуются щелочные катионы и молекулы воды. Ловдарит — первый пример силикатов, каркас которых образован трехчленными кольцами; при этом на каждую пару взаимосочлененных колец приходится три Si- и два Be-тетраэдра. Идеализированная структурная формула (при $Z = 1$) имеет вид $\text{Na}_{12}\text{K}_4[\text{Be}_8\text{Si}_{28}\text{O}_{72}] \cdot 18\text{H}_2\text{O}$.

Лейфит $\text{Na}_6\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{39}\text{F}_2$, известный ранее в пустотах друз альбита и натролита в пегматитах горы Карнасурт (Ловозеро) [142], обнаружен

Р и с. 13. Кристалл ловдарита

автором [212] в пегматитах горы Аллуйав того же массива (тип 4), где он образует радиально-лучистые и волокнистые массы белого цвета, включенные в виллиомит и когаркоит. Отдельные призматические кристаллы имеют толщину до 1 мм и длину до нескольких сантиметров. Результаты химического анализа (№ 9 в табл. 12) пересчитываются на примерную формулу $\text{Na}_7\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_{16}\text{O}_{39}\text{F}_3$, которая отличается от структурной формулы гренландского эталона $\text{Na}_6[\text{Si}_{12}(\text{Si}_4\text{Al}_2)(\text{BeX})_2\text{O}_{39}] \times \text{X}1,5\text{H}_2\text{O}$, где $\text{X} = \text{F}_{0,6}(\text{OH})_{0,4}$, отсутствием воды и наличием дополнительного NaF . Это позволяет представить формулу лейфита горы Аллуйав в виде $\text{Na}_6[\text{Si}_{16}\text{Al}_2\text{Be}_2\text{O}_{39}\text{F}_2] \cdot \text{NaF}$, что оправдано наличием в структуре крупных цеолитоподобных полостей и каналов. Аналогичный пересчет анализа лейфита горы Каркасурт (№ 10 в табл. 12) приводит к идеализированной формуле $(\text{Na}_4\text{H}_2)\text{Si}_{14}\text{Al}_4\text{Be}_2\text{O}_{37}(\text{OH})_2 \times \text{F}_2 \cdot \text{NaF} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.



Сирлезит $\text{NaBSi}_2\text{O}_5(\text{OH})_2$ и *ридмерджерит* NaBSi_3O_8 установлены автором в пегматитах Ловозерского массива (Аллуйав, тип 4). Первый из них встречен в виде зерен изометричной формы до 3–5 мм, включенных в уссингит. В тесных сростаниях с сирлезитом находятся макатит и вуоннемит. Минерал бесцветный, водно-прозрачный, со стеклянным блеском, слюдоподобной спайностью по (100) и менее совершенной по (010) и (001). $D = 2,49 \text{ г/см}^3$, $(-)\text{2}V = 73^\circ$, $n_p = 1,524$, $n_m = 1,531$, $n_g = 1,535$, $b = = N_g$, $cNp = 30^\circ$. По данным монокристалльной и порошковой рентгенографии (аналитик Д.Л. Рогачев), $a = 7,972(1)$, $b = 7,049(4)$, $c = 4,895(3)\text{Å}$, $\beta = = 93,93(4)^\circ$, интенсивные линии: 7,97–4,037–3,983–3,463–3,193–2,651. Ридмерджерит образует бесцветные прозрачные зерна неправильной формы размером 0,5–1 мм, приуроченные вместе с пластинками полиитионита (?) к пустоткам выщелачивания виллиомита в грубозернистой арфведсонит-эвдиалит-калишпатовой породе. Бесцветный, прозрачный, со стеклянным блеском, полураковистым изломом. Оптически двуосный, отрицательный, $n_p = 1,559$, $n_m = 1,567$, $n_g = 1,574$. Дебаеграмма визуально тождественна рентгенограмме ридмерджерита из щелочного массива Дарапиоз.

Кальборсит $\text{K}_6[\text{Al}_4\text{Si}_6\text{O}_{20}][\text{B}(\text{OH})_4]\text{Cl}$ установлен автором [243] в пегматоидах Хибин (Расвумчорр, тип 7). Образует скопления изометричных зерен до 1–2 мм в периферических частях выделений ловозерита. Бесцветный, прозрачный. Блеск сильный, стеклянный до перламутрового на плоскостях спайности (110). Данные о составе и основных свойствах минерала представлены в табл. 8 и 13. Согласно [96], основу его цеолитоподобной структуры составляет SiAl-каркас, пронизанный широкими каналами, в которых локализируются атомы K, Cl и тетраэдры $[\text{B}(\text{OH})_4]$. Приуроченность к периферическим частям выделений ловозерита соответствует представлениям [189, 191, 210] о первоначальной ассоциации кальборсита с цирсианитом.

Уссингит $\text{Na}_2\text{AlSi}_3\text{O}_8\text{OH}$ – наиболее характерный алюмосиликат ультрапегматитовых пегматитов и гидротермалитов Ловозерского массива, где он

Таблица 13. Состав и свойства микроклина (1, 2), литосита (3), кальборсита (4), натродэвина (8, 9), амичита (10), тетрапатролита (11), паранатролита (12), тетраэдингтонита (13), перлиалита (15, 16), мерлиноита (17), стрональсита (22), M10 (5), M11 (6, 7), M13 (14), M14 (18), M15 (19), M16 (20), M17 (21)

Компоненты	1	2	3	4	5
Na ₂ O	0,85	3,78	—	—	23,43
K ₂ O	15,84	11,55	28,2	30,06	0,45
SrO	—	—	—	—	—
BaO	—	—	—	—	—
CaO	0,32	0,09	—	—	0,92
MgO	0,05	0,15	—	—	0,11
Fe ₂ O ₃	0,16	0,09	—	—	0,18
Al ₂ O ₃	17,93	18,91	20,6	21,18	31,15
SiO ₂	64,30	65,43	49,8	38,54	36,32
H ₂ O	0,28	0,15	2,34	3,81	5,41
Сумма*	99,79	100,15	100,94	101,44	99,59
D	—	—	2,51	2,5	2,34
n _p	1,522	—	1,510	1,525	1,494
n _m	1,527	—	1,513	1,525	—
n _g	1,529	—	1,527	1,525	1,501
2V ^o	—	—	+47	+0	+0
a	—	—	15,197	9,851	12,74
b	—	—	10,233	—	—
c**	—	—	8,435	13,06	5,183

Компоненты	12	13	14	15	16
Na ₂ O	15,15	0,27	2,63	0,98	0,14
K ₂ O	2,60	0,08	7,54	14,86	11,54
SrO	—	0,36	—	1,65	0,51
BaO	—	31,26	—	—	He обн.
CaO	0,27	—	1,56	0,96	3,80
MgO	He обн.	—	—	0,07	He обн.
Fe ₂ O ₃	То же	—	—	0,92	0,28
Al ₂ O ₃	28,40	19,66	18,53	20,13	21,48
SiO ₂	40,23	34,99	50,54	50,72	46,34
H ₂ O	13,48	13,38	19,20	9,52	12,47
Сумма*	100,13	100,00	100,00	100,03	99,64
D	2,27	2,74	2,00	2,14	2,18
n _p	1,493	1,539	1,471	1,483	—
n _m	1,499	—	—	—	1,485
n _g	1,505	1,553	1,477	1,488	—
2V ^o	+90	-0	-0	—	—
a	—	9,595	13,72	18,49	—
b	—	—	—	—	—
c**	—	6,545	10,24	7,51	—

*В сумму входят еще: P₂O₅ — 0,06 (1); B₂O₃ — 4,98; Cl — 3,71; —O=Cl₂ — 0,84 (4); MnO — 0,03 (5), 0,05 (22); CO₂ — 1,59 (5), 4,82 (6), 4,04 (7), 5,72 (8), 3,56 (9); SO₃ — 0,36 (6), 0,44 (8); TiO₂ — 0,02 (11), 0,01 (15); п.п.п. — 0,87 (11), 2,88 (16); FeO — 0,21 (15); F₂ — 0,34; —O=F₂ — 0,14 (16).

**β = 90,21° (3), 91,5° (10).

Примечание. Аналитики Е.А. Кульчицкая (1), К.М. Бабкина (2), Н.И. Чистякова (3), С.М. Сандомирская (4), Г.Е. Черепивская (5, 6, 8–10, 12, 16), М.Е. Ка-

6	7	8	9	10	11
21,30	20,91	22,79	23,58	8,65	14,70
0,10	0,40	0,37	0,11	13,30	0,94
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
0,68	0,50	2,11	1,32	0,89	0,05
0,11	0,12	He обн.	0,08	—	0,17
0,33	0,38	0,84	0,61	0,18	He обн.
24,42	24,57	26,19	27,48	29,89	23,98
43,11	43,62	39,38	38,87	34,49	48,95
5,01	5,80	2,46	4,51	12,92	9,90
100,24	100,34	100,37	100,21	100,32	99,58
2,40	2,39	2,40	2,46	2,23	2,20
1,490	1,491	1,490	1,490	1,485	1,480
—	—	—	—	1,490	—
1,509	1,513	1,513	1,510	1,494	1,494
-0	-0	—	-0	-82	+0
12,575	—	12,50	—	10,26	—
—	—	—	—	10,44	—
5,105	—	5,05	—	9,92	—

17	18	19	20	21	22
1,29	2,15	1,51	3,68	0,14	11,23
7,14	6,34	3,35	3,64	2,94	He обн.
1,13	1,14	2,11	2,61	7,32	14,12
9,57	8,28	15,94	15,29	15,05	—
—	1,35	0,86	1,15	0,94	0,14
—	—	—	—	—	He обн.
—	—	—	—	—	0,25
23,66	23,57	26,88	27,76	25,94	32,33
44,21	43,88	33,29	36,20	31,20	40,23
13,00	12,18	—	—	—	—
100,00	98,89	83,94	90,33	83,53	98,35
2,27	2,40	—	—	—	—
1,499	—	—	—	—	—
1,500	1,50	—	—	1,53	—
1,501	—	—	—	—	—
-56	—	—	—	—	—
14,05	14,29	—	—	—	—
14,10	14,15	—	—	—	—
9,99	9,93	—	—	—	—

закова (7), Т.С. Романова (11, 15), Г.Н. Муравицкая (13, 17), Л.И. Полежаева (14, 18–22). Данные настоящей работы, кроме 1, 2 [18], 4 [243], 7 [139], 10 [256], 11 [37], 12 [257], 13 [112], 15 [101], 17 [232]. В анализах 3, 4, 18 H₂O = п.п.п., в анализах 4, 13, 17 H₂O расчетная. Места взятия образцов: Ловозеро: 1, 2, 5, 9, 11 — Карнасурт, 6, 8, 14 — Аллуайв, 7 — Чинглусуай; Хибинь: 3, 17–21 — Вуоннемяк, 4 — Расвумчорр, 10–12 — Кукисвумчорр, 13 — Тулылухт, 15 — Юкспор, 16 — Эвслогчорр, 22 — Намуайв

образует почти мономинеральные прожилки мощностью до 5–10 см и неправильной формы обособления до 50 см. Слагает крупнозернистые и массивные агрегаты белого и фиолетово-розового цвета, иногда (в друзовых пустотах) хорошо ограненные кубообразные кристаллы до 1 см. Часто наблюдается развитие уссингита в виде псевдоморфоз по полевым шпатам, нефелину и содалиту в зальбандах прожилков, содержащих натросилит, макатит и другие силикаты натрия. В ультраагпайтах Хибин уссингит крайне редок, что коррелирует с незначительной распространенностью в них силикатов натрия (см. гл. II). Согласно результатам термобарогеохимических исследований [275], кристаллизация уссингита при формировании пегматитовых тел охватывает температурный интервал от 610–560 до 305–165°С.

Литосит $K_3 [NaAl_2Si_4O_{13}]$ установлен нами [260] в пегматоидах р. Вуонемиеок (Хибинь, тип 7), сложенных крупными зернами адуляровидного ортоклаза и содалита, а также интерстициальным комплексом эгирина, пектолита, лампрофиллита, ломоносовита, катаплеита, коашвита, цирсиалита, виллиомита и др. Минерал входит в интерстициальный комплекс и представлен отдельными зернами неправильной формы до 1–3 мм и агрегатами таких зерен. Состав и основные свойства охарактеризованы в табл. 8 и 13. Бесцветный, водяно-прозрачный, с сильным стекляннным блеском, раковистым изломом. Под воздействием рентгеновского излучения приобретает ярко-розовую окраску, интенсивность которой не изменяется при дальнейшем хранении образца; облученные зерна плеохроируют от почти бесцветного (*Np, Nm*) до ярко-розового (*Ng*). Минерал легко разлагается на холоду 10% HCl. По данным [127], структурная формула литосита имеет вид $K_3 [NaAl_2Si_4O_{13}]$, демонстрирующий наличие в структуре комплексного анионного радикала. Структура представляет собой трехмерную вязь из соединенных вершинами Si- и Al-тетраэдров, в пустотах которой располагаются атомы К. Тетраэдрическая постройка литосита отличается от классического каркаса тем, что некоторые вершины тетраэдров остаются неразделенными. При этом между атомами кислорода "свободных" вершин существуют сильные водородные связи, что подкрепляется малой величиной расстояний между ними (2,47 и 2,48Å). Это определяет катионную функцию водорода и делает неоправданным выделение в формуле минерала гидроксильных групп. Согласно [127, 132], присутствие водорода является необходимым условием кристаллизации минералов, характеризующихся "разорванными" каркасами. Ближайшим примером минералов подобного состава и строения является уссингит $Na_2 [NaSi_3O_9]$.

Литосит и уссингит сближает та особенность, что оба они занимают в минеральном царстве совершенно уникальное положение, отличаясь от всех известных щелочных алюмосиликатов (кроме кальборсита) самым высоким содержанием К и Na. Это определяет их роль как индикаторов аномально высокой насыщенности минералообразующих растворов и расплавов калием и натрием соответственно. Не исключено, что внешне ничем не выделяющийся литосит окажется более широко распространенным минералом хибинских ультраагпайтов, имеющих ярко выраженную калиевую специфику. Последняя, в свою очередь, может служить одним из факторов, определяющих нехарактерность для Хибин уссингита, сравнительно широко распространенного в Ловозерском и Илимаусакском массивах. Предпола-

гается [132], что литосит и уссингит — лишь первые представители обширной группы алюмосиликатов с "разорванными" каркасами, список которых может быть расширен за счет находок в ультращелочных породах аналогичных по структуре минералов с гипотетическими формулами $A_5NaI_4Si_8O_{25}$, $A_3NaAl_2Si_4O_{13}$ и т.п.

M10 — $Na_8(AlSiO_4)_6(OH)_2 \cdot 2H_2O$. Предположение о существовании природного аналога гидроканкринита $Na_8[AlSiO_4]_6(OH)_2 \cdot nH_2O$, многократно синтезировавшегося экспериментаторами в системе $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, впервые было высказано около четверти века назад [139], но лишь недавно минерал такого состава установлен автором на горе Карнасурт Ловозерского массива, где он слагает существенную часть алюмосиликатных прожилков с ультраагпаитовой минерализацией. Прожилки, секущие уртит-луяврит-фойяиты близ горизонта малиньитов, имеют мощность 1–5 см. В осевой части они слагаются минералом *M10*, по зальбандам оторочены натролитом и скоплениями кристаллов стенструпина. В подчиненных количествах присутствует вуоннемит, подвергшийся частичной гидратации с переходом в эпистолит. Кроме того, прожилки содержат пустотки, заполненные рыхловатым агрегатом маунтинита и ильмайтита, к которым приурочены выделения настрофита. Описываемый минерал образует плотный агрегат разноориентированных зерен размером до 10–15 мм. В макровыделениях имеет голубую окраску, стеклянный блеск, ступенчатый излом, в тонких сколах и под микроскопом бесцветный, прозрачный. Особым свойством *M10* является положительный оптический знак, обусловленный конституционными особенностями минерала, в частности низким содержанием углекислоты (1,59% по сравнению с 4–6% в обычных карбонат-канкринитах).

Результаты химического анализа минерала (№ 5 в табл. 13) пересчитываются при $Si + Al = 12$ на эмпирическую формулу $(Na_{7,46}K_{0,10} \times Ca_{0,16}Mg_{0,03}Fe_{0,02})(Al_{6,03}Si_{5,97})O_{24,00}(OH)_{1,23}(CO_3)_{0,36} \cdot 2,35H_2O$, близкую к идеальной формуле синтетического гидроканкринита. Рентгеноструктурный анализ подтвердил конституционную близость *M10* искусственному гидроканкриниту [286], который, как и природный аналог, содержит небольшую примесь карбонат-ионов. Описание кристаллических структур *M10* и *M11* будет опубликовано отдельно. Согласно [82], синтез гидроканкринита в системе $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ осуществляется при 200–400°С и концентрации NaOH в растворе порядка 10–20 мас.%. Кроме высокой щелочности среды, необходимым условием успешного синтеза является высокая чистота исходных веществ, так как в присутствии Ca^{2+} и (или) карбонат-иона вместо гидроканкринита при тех же концентрациях NaOH образуются обычный канкринит и натродэвин. В природных процессах подобные условия реализуются исключительно редко, и не случайно, что описываемый минерал удалось обнаружить лишь в жильных образованиях крайне специфического состава.

M11 — $Na_7Al_5Si_7O_{24}(CO_3) \cdot 3H_2O$. Как известно, основу кристаллической структуры минералов группы канкринита составляет трехмерный каркас, образованный $AlSiO$ -кольцами, в которых атомы Si и Al распределены упорядоченно по двум типам тетраэдров с существенно различными межатомными расстояниями ($Si-O = 1,601-1,621$, $Al-O = 1,717-1,747\text{Å}$). Это резко ограничивает возможность изоморфизма между атомами указанных

элементов, что находит отражение в неизменности Si/Al отношения, всегда близкого к 1 вне зависимости от состава катионов и анионов, располагающихся в полостях и каналах структуры. Существенное отклонение от этой закономерности обычно трактуется как результат механического загрязнения или аналитической ошибки. Так, большой избыток кремния, обнаруженный в образце натриевого канкринита из пегматита р. Чинглусай (Ловозеро), первоначально был отнесен Е.И. Семеновым [139, 142] к возможной примеси уссингита, хотя при этом не исключалась изоморфная природа этой аномалии.

Канкринитоподобный минерал M11, практически точно повторяющий состав образца р. Чинглусай, встречен автором в том же массиве, в пегматитовых породах района горы Аллуайв (тип 4). Поскольку качество материала, тщательность его отборки и анализа исключали возможность существенных ошибок, найденный избыток кремния над алюминием ($\text{Si}/\text{Al} = 1,5$) заставил обратить на этот факт серьезное внимание. Результаты химического анализа (№ 6 в табл. 13) приводят при $\text{Al} + \text{Si} = 12$ к эмпирической формуле: $(\text{Na}_{6,89}\text{K}_{0,02}\text{Ca}_{0,12}\text{Fe}_{0,04}\text{Mg}_{0,03})(\text{Al}_{4,80}\text{Si}_{7,20})\text{O}_{24,10}(\text{CO}_3)_{1,10}(\text{SO}_4)_{0,04} \cdot 2,79\text{H}_2\text{O}$, весьма близкой к формуле обр. 7 из пегматита р. Чинглусай: $(\text{Na}_{6,70}\text{K}_{0,08} \times \text{Ca}_{0,09}\text{Fe}_{0,05}\text{Mg}_{0,03})(\text{Al}_{4,79}\text{Si}_{7,21})\text{O}_{24,26}(\text{CO}_3)_{0,91} \cdot 3,20\text{H}_2\text{O}$, причем обе они отвечают общей идеализированной формуле $\text{Na}_7\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24} \times \text{X}(\text{CO}_3) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Рентгеноструктурным анализом установлено, что M11 имеет пр. гр. $P6_3mc$, т.е. характеризуется более высокой симметрией по сравнению с собственно канкринитом и его ближайшими аналогами, включая M10 (пр. гр. $P6_3$). Остов его структуры составляет AlSiO -каркас, в котором по 12-кратной тетраэдрической позиции статистически распределены 7,2 атомов Si и 4,8 атомов Al. В каналах на осях третьего порядка и в широких каналах вокруг оси шестого порядка располагаются атомы натрия и молекулы воды, а в каналах второго типа — дополнительно CO_3 -группы. M11 — первый из встреченных в природе аналогов канкринита с неупорядоченным распределением тетраэдрических катионов, что позволяет рассматривать его как самостоятельный минеральный вид.

В пегматитах района горы Аллуайв описываемый минерал слагает гнездообразные обособления неправильной формы размером до 10–15 мм. На светлом фоне породы он резко выделяется яркой сиреневой окраской. Прозрачный, со стеклянным блеском, раковистым изломом, в тонких сколах и под микроскопом бесцветный. Из минералов, находящихся в тесной ассоциации с M11, особого внимания заслуживают грумантит $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и макатит $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, присутствие которых свидетельствует о пересыщенности пегматитообразующего расплава-раствора силикатом натрия. Это в сочетании с резким дефицитом алюминия в конечных дифференциатах агпайтовых магм, очевидно, и определяет условия, благоприятные для образования M11. Значительно шире в Ловозерском массиве распространены, однако, разновидности с более низким Si/Al отношением, имеющие примерный состав $\text{Na}_{8-x}(\text{Al}_{6-x}\text{Si}_6 + x)\text{O}_{24}\text{CO}_3 \times \text{HlH}_2\text{O}$, где $x \approx 0,3-0,8$ (№№ 8, 9 в табл. 13). Можно предположить, что эти высококремнистые и высоконатриевые канкриниты, иногда выделяемые как натродэвин [142], также характеризуются значительной разупорядоченностью в распределении Si и Al по тетраэдрическим позициям.

Амичит $K_2Na_2Al_4Si_4O_{16} \cdot 5H_2O$ — новый цеолит, первоначально обнаруженный в Хегау (ФРГ), в жилах, секущих мелилит-нефелиновые базальты и их пирокласты [284], в виде мельчайших (~ 200 нм) кристаллов неясного габитуса, нарастающих вместе с кристаллами мерлиноита на розетки кальцита и арагонита. Очень малый размер кристаллов минерала не позволил провести его всестороннее исследование. Из оптических свойств для оригинала [284] был определен только средний показатель преломления. В значительно более крупных выделениях минерал, отождествленный самичитом по рентгенограмме порошка, параметрам элементарной ячейки и химическому составу ($N^{\circ} 10$ в табл. 13), встречен автором в натролитовых прожилках с эгирином, пектолитом и виноградовитом на горе Кукисвумчорр Хибинского массива [256]. Представлен хорошо ограниченными изометричными кристаллами размером от 0,1–1 до 3–5 мм и их сростками (табл. V). Преобладают псевдотетрагональные кристаллы с гранями пинакоида (010) и ромбических призм (110) и (011). Реже отмечаются кристаллы дипирамидального облика, на которых форма (010) отсутствует. Впервые измеренные для данного минерала оптические константы приведены в табл. 13. Установлено, что ось Nm оптической индикатрисы совпадает с кристаллографической осью b , $cNg = 12^{\circ}$. Минерал бесцветный, прозрачный, с сильным стекляннным блеском. $H = 292\text{--}386$ кгс/мм² (41/2 по шкале Мооса). Медленно разлагается на холоду 10%-ной HCl. По ДТА дегидратируется в два этапа — при 160 и 370 $^{\circ}$ C.

Натролит $Na_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 2H_2O$ — наиболее распространенный минерал цеолитных зон пегматитов и гидротермальных прожилков. Представлен массивными грубозернистыми и скрытокристаллическими (халцедоновидными) агрегатами, друзами игольчатых и призматических кристаллов до 1–10 см, в отдельных случаях слагает монокристалльные блоки до нескольких метров в поперечнике. В жиле Юбилейной (Ловозеро, тип 1) преобладает плотный, до опаловидного и пористый розовый натролит с пятнами или сеткой белого фарфоровидного и полосами голубого натролита. Местами он зернистый, кавернозный, ячеистый, иногда рыхлый и даже сыпучий. По рентгенографическим данным и оптическим свойствам, все перечисленные разновидности соответствуют обычной ромбической модификации натролита.

Тетранатролит $Na_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 2H_2O$ и **паранатролит** $Na_2K_xAl_2 + x \times Si_{3-x}O_{10} \cdot 3H_2O$, первоначально описанные в щелочных массивах Гренландии и Канады [289, 293], оказались характерными для наиболее поздних стадий формирования ультраагпаитов Хибино-Ловозерского комплекса, где они развиваются вместе с обычным натролитом в цеолитных ядрах пегматитовых тел или чаще в гидротермальных прожилках среди пород различного минерального состава, образуя радиально-лучистые и сферолитовые корки на стенках пустот и трещин. До последнего времени оба минерала оставались недоизученными из-за плохого качества кристаллов, как правило, имеющих весьма неоднородное строение. При массовом оптическом исследовании цеолитов из подземных выработок горы Кукисвумчорр нами встречен материал сравнительно высокого качества, на котором удалось впервые расшифровать кристаллическую структуру тетранатролита [111] и получить новые данные о составе и свойствах паранатролита [198, 257]. Для первого минерала по рентгенограммам качания-вращения с пос-

ледующим уточнением на монокристалльном автодифрактометре определены параметры элементарной ячейки $a = 13,141$, $c = 6,638\text{\AA}$ (пр. гр. $I42d$), хорошо согласующиеся с данными для канадского тетранатролита [293]. Установлено, что по сравнению с собственно натролитом, относящимся к ромбической системе и характеризующимся значительной упорядоченностью в распределении атомов кремния и алюминия, AlSiO -каркас тетранатролита отличается более высокой симметрией и Si/Al разупорядоченностью во всех тетраэдрах.

Как показано в работах [197, 198], присущая кристаллам тетранатролита неоднородность, вероятно, обусловлена его вторичной природой. Исходной фазой для образования тетранатролита является сильно гидратированный и весьма малостойкий псевдотетрагональный паранатролит. Согласно [289], паранатролит из Сентилера (Канада) может сохраняться в неизменном виде, только находясь под водой; на воздухе он легко дегидратируется до образования тетранатролита. По сравнению с канадским кольский паранатролит относительно более устойчив в естественных атмосферных условиях, что по-видимому, способствует сохранению однородности кристаллов в процессе перехода из паранатролита в тетранатролит.

В Ловозерском массиве паранатролит обнаружен нами в пегматоидных породах района горы Аллуайв в виде корочек толщиной 0,1–1 мм, нарастающих на поверхность кристаллов натролита, анальцима и других минералов. Здесь же встречены маломощные (до 2–3 мм) ветвящиеся прожилки и гнезда (до 0,5 см), целиком сложенные паранатролитом. Наиболее крупные скопления паранатролита в Хибинах встречены в пустотах и трещинах среди пегматоидных уртитов на горе Кукисвумчорр. Минерал представлен сплошными корками толщиной до 5–10 мм, сложенными радиально-лучистыми, сноповидными и параллельно-шестоватыми агрегатами тесно сросшихся индивидов длиной до 5 мм и толщиной 0,01–0,5 мм. В свежем сколе минерал бесцветный, прозрачный, со стекляннм блеском, довольно вязкий, твердость около 5 по шкале Мооса. В образцах, вымытых водой, он постепенно мутнеет, приобретает снежно-белую окраску, матовый или шелковистый блеск, становится очень хрупким и мягким (растирается в порошок между пальцами). Все эти изменения, как следует из рентгенографических данных, сопутствуют переходу паранатролита в тетранатролит.

Состав паранатролита (№ 12 в табл. 13) отвечает примерной формуле $\text{Na}_2\text{K}_x\text{Al}_2 + x\text{Si}_3 - x\text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2\text{O} = \text{Na}_2\text{K}_x(\text{Al}, \text{Si})_5\text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, где $x \approx 0,25$. От собственно натролита изученный минерал отличается более высоким содержанием воды, более высоким Al/Si отношением и заметным избытком катионов группы А, в основном представленным атомами калия. Часть избыточных (против $A = 2,0$) атомов щелочных металлов сравнительно легко выщелачивается из паранатролита дистиллированной водой при комнатной температуре; при этом в водную вытяжку калий переходит значительно быстрее, чем натрий. Так, уже на третий день обработки водой из минерала в водную вытяжку перешло 0,7% K_2O и 0,6% Na_2O . Примечательно, что обработанный водой паранатролит в отличие от свежего материала на воздухе легко переходит в тетранатролит, но, оставаясь в воде, способен длительное время (не менее 1 года) сохранять исходную структуру. Таким образом, наличие в составе паранатролита избытка щелочных

металлов, особенно калия, является фактором стабильности этого минерала, что, в свою очередь, хорошо объясняет различную устойчивость на воздухе кольского и канадского паранатролита.

Согласно [75], агпайтовые магмы, сформировавшие щелочные массивы Хибино-Ловозерского комплекса, являлись довольно сухими, и содержание воды в них не превышало 1,5 мас.%. На фоне резкой недосыщенности водой материнской магмы появление в продуктах остаточной кристаллизации наряду с обычным натролитом его трехводного аналога — паранатролита — весьма симптоматично как показатель резкого повышения роли воды на заключительной стадии формирования массивов. Примечательно, что более половины высокощелочных минералов, перечисленных в табл. 7, содержат конституционную воду. Рекордными по содержанию воды (40–50 мас.%) являются набафит, настрофит и натрофосфат, на фоне которых не кажется странным, а, наоборот, представляется вполне закономерным появление среди продуктов далеко зашедшей эволюции ультращелочных расплавов-рассолов такого "парадоксального" для эндогенных условий минерала, как десятиводный карбонат натрия—натрон (63 мас.% H_2O), обнаруженный в ассоциации с паранатролитом. Взаимоотношения между натролитом и его аналогами свидетельствуют об их образовании в последовательности натролит—паранатролит—тетранатролит, причем два первых минерала в основном образуются путем первичной кристаллизации из раствора, а третий представляет собой продукт изменения паранатролита и рассматривается нами [197, 198] как возможный трансформационный минеральный вид (см. гл. II). Из этого следует, что во всех районах, где установлен тетранатролит, его распределение полностью определяется первоначальной распространенностью паранатролита.

Весьма интересные данные о свойствах тетра- и паранатролита получены нами при обработке этих минералов водными растворами солей и щелочей. Установлено, что такая обработка приводит к полному обмену натрия в кристаллической фазе на катион растворенной соли. При этом паранатролит (аналогичным свойством обладает и тетранатролит) переходит в соединение совершенно иной кристаллической структуры, что фиксируется резким изменением дифракционных картин на порошковых рентгенограммах¹. Указанный фазовый переход легко осуществляется при комнатной температуре и имеет обратимый характер, т.е. исходное фазовое состояние восстанавливается при обработке катион-замещенного цеолита водными растворами солей натрия. Из замещенных форм, полученных в ходе указанных экспериментов, наиболее полно изучен "К-цеолит" M12, являющийся продуктом 2-месячной обработки хибинского паранатролита декамолярными водными растворами KCl и KOH при 20°С. Химический анализ К-цеолита, тщательно отмытого дистиллированной водой и высушенного в естественных условиях, показал следующие результаты (в мас.%, аналитик Г.Е. Черепивская): Na_2O — 0,29, K_2O — 24,00, CaO — 0,30, Fe_2O_3 — 0,26, Al_2O_3 — 27,83, SiO_2 — 37,52, H_2O^+ — 9,12, H_2O^- — 0,89. сумма 100,43. Идеализированная формула соединения $K_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 2H_2O$. $D = 2,26$ г/см³. Интенсивные линии: 18,8—6,80—3,40—3,04—2,952—2,514. Рентгенографически M12 близок "калиевому натролиту"¹ $K_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 2H_2O$ № 3—62 по карто-

¹ Контрольные опыты показали, что никаких изменений на рентгенограммах собственно натролита после аналогичной обработки не происходит.

теке JCPDS. Полученные нами Rb- и Cs-замещенные формы тетра- и паратролита дают дебаеграммы того же типа, что и K-форма, но отличаются от последней более высокими значениями d соответственных линий. Это характеризует цеолит M12 и его Rb- и Cs-аналоги как алюмосиликаты с весьма пластичным каркасом, способным изменять свой удельный объем в значительных пределах, что отличает их от типичных цеолитов, обладающих жестким структурным остовом.

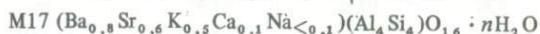
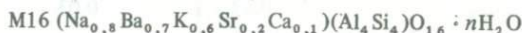
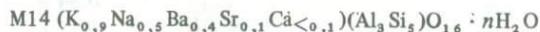
Тетраэдингтонит $\text{BaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ — тетрагональный аналог ромбического эдингтонита диагностирован автором в керне карбонатитов района зал. Тульилухт (Хибины) на основании оптической одноосности и четко фиксируемой на лауэграммах оси четвертого порядка. Принадлежность минерала к тетрагональной сингонии (пр. гр. $P\bar{4}2_1m$) подтверждена рентгеноструктурным анализом [112]. Образует изометричные кристаллы размером до 1 мм, слагающие вместе с баритом и анальцимом друзовые корочки на стенках пустот карбонатно-флюоритовой породы. Кристаллы водяно-прозрачные, с сильным стеклянным блеском, хорошо развитыми гранями (001), (100), (110), (111). Состав минерала (№ 13 в табл. 13) близок теоретическому.

M13 (K, Na, Ca)AlSi₂O₆ · 3H₂O — новый существенно калиевый аналог гмелинита, встречен автором и М.Ф.Коробицыным в районе горы Аллуайв (Ловозеро, тип 4), в трещинах, брекчирующих пегматитовые породы. Слагает четковидные прожилки мощностью 2–5 мм, нарастает в виде друзовых корочек на стенки пустот, образуя массивно-зернистые, параллельно-шестоватые и радиально-лучистые агрегаты (табл. V, б). Последние состоят из вытянутых вдоль оси c столбчатых или игльчатых кристаллов толщиной 0,1–0,5, длиной до 1–3 мм с хорошо развитыми гранями гексагональной призмы (10 $\bar{1}$ 0) и гексагональной дипирамиды (10 $\bar{1}$ 1); на многих кристаллах присутствует пинакоид (0001). Бесцветный, местами коричневатый, водяно-прозрачный, со стеклянным блеском, раковистым изломом. $H = 4-5$. Разлагается на холоду 10%-ной HCl с выделением геля кремнекислоты. В ИК-спектре четко выражены полосы поглощения 3430, 1635, 1120, 1020, 725, 600, 525 и 420 см⁻¹. Состав (№ 14 в табл. 13) соответствует примерной формуле (K_{0,5}Na_{0,3}Ca_{0,1})AlSi₂O₆ · 3H₂O. Кристаллическая структура M13 ("К-гмелинита") лишь в общих чертах повторяет структуру гмелинита, отличаясь от последней характером распределения по позициям крупных катионов и другими особенностями (Ю.А. Малиновский и др., 1984 г.). Замещение значительной части Na и Ca на K заметно деформирует цеолитовый каркас, растягивая его вдоль оси c (для M13 $a = 13,692$, $c = 10,203\text{Å}$, для гмелинита $a = 13,72$, $c = 9,95\text{Å}$), в связи с чем близкие по общему типу рентгенограмм гмелинит и M13 характеризуются различиями, вполне достаточными для уверенной диагностики того и другого минерала.

Мерлиноит (K, Ba)₂Al₃Si₅O₁₆ · 5H₂O, первоначально описанный в миауроловых пустотах кальсилит-мелилитита Италии [312], установлен автором в керне гидротермально-измененной пегматоидной породы долины р. Вуоннемиок (Хибины, тип. 7) [232], в ассоциации с пектолитом, катаплетом, астрофиллитом, лампрофиллитом, волокнистым лоренценитом, эгирином, флюоритом. Образует зерна неправильной формы и полуограненные изометричные кристаллы до 3–5 мм. Прозрачный или слегка мутноватый, с тусклым стеклянным блеском, ступенчатым изломом, совершенной спай-

ностью по (010). Состав представлен в табл. 13. Согласно [2], идеализированные структурные формулы хибинского и итальянского мерлиноита (при $Z = 1$) $K_5Ba_3Na[Al_{12}Si_{20}O_{64}] \cdot 20H_2O$ и $K_5Ca_2[Al_9Si_{23}O_{64}] \cdot 24H_2O$. Таким образом, хибинскую находку можно рассматривать как низкокремнистую, высокобариевую разновидность мерлиноита. С особенностями состава хибинского минерала связано формирование в его структуре существенно Ва- и К-позиций и появление частичной упорядоченности в распределении атомов Al и Si:

Вместе с мерлиноитом нами обнаружены еще четыре цеолита M14–M17, не отождествляющихся с известными по рентгенограмме порошка и имеющих, согласно данным микрозондового анализа (№№ 18–21 в табл. 13), следующие эмпирические формулы:



Три первых цеолита представляют собой субиндивиды таблитчатых кристаллов, имеющих зонально-доменное строение. По заключению Л.И. Полежаевой, основная центральная часть кристаллов (70–80% от объема зерна) сложена цеолитом M14, а резко обособленная кайма слагается доменами типов M15 (преобладают) и M16. Кроме того, одиночные домены в этих же кристаллах имеют следующие составы: $(K, Na, Ba, Ca, Sr)_2Al_3Si_5O_{16} \cdot nH_2O$, $(Ca, K, Ba, Na, Sr)_2Al_3Si_5O_{16} \cdot nH_2O$ и $(Ba, Na, K, Sr, Ca)_2Al_4Si_4O_{16} \cdot nH_2O$. Цеолит M17 слагает самостоятельные изометричные микрокристаллы и звездчатые сростки, местами нарастающие на кристаллы цеолитов M14–M16. Монокристалльными методами (Лауэ, качания, аналитик Т.А. Курова) для цеолита M14 установлена ромбическая ячейка с параметрами $a = 14,29$, $b = 14,15$, $c = 9,93$ Å, в которой грань ac является центрированной, что отличает данный минерал от филлипсита и гармотома, имеющих близкие размеры ячейки. На дебаеграмме M14 максимальные интенсивности имеют линии 4,15–3,13–2,673. Возможна его кристаллохимическая связь с жисмондином или кимритом.

Перлиалит $K_9NaCaAl_{12}Si_{24}O_{72} \cdot 15H_2O$ — новый цеолит, характерный для жильных образований с калиевой специализацией в гнейсовидных рисчорритах Хибин, где он описан как реакционный минерал, развивающийся в виде волокнисто-лучистых агрегатов толщиной до 2 см по контакту выделений нефелина и опаловидного микроклина [101]. Цвет минерала белый, блеск перламутровый. Под микроскопом его волокна имеют прямое погасание и положительное удлинение. В табл. 13 данные о составе и свойствах оригинала перлиалита горы Юкспор (№ 15) сопоставлены с данными о находке этого минерала на горе Эвеслогчорр (№ 16), где он обнаружен нами в виде плотных и рыхлых волокнистых агрегатов в пустотах и трещинах катаклазированных пегматоидов, содержащих калиевый полевой шпат, вадеит, параумбит, сростки пара- и тетраантролита. Результатам анализа № 16 соответствует (при $Z = 1$) формула $(K_{7,42}Na_{0,14} \times Ca_{2,05}Sr_{0,15})(Al_{12,76}Fe_{0,11}Si_{23,36})O_{72} \cdot 20,96H_2O$. От образца горы Юкспор новая находка отличается пониженными содержаниями К, Na,

Таблица 14. Состав и свойства гидродельхайелита (1), маунтинита (2), апофиллита (3), пектолита (4), Са-серандита (5), денисовита (6), агреллита (7), таумасита (8), шорломита (9), андрадита (10), куслидина (11, 12), M18 (13), глаукохронита (14), мелилита (15)

Компоненты	1	2	3	4
Na ₂ O	0,22	10,15	0,93	6,96
K ₂ O	6,13	4,43	4,20	He обн.
SrO	0,22	—	—	0,19
CaO	12,72	10,07	23,18	32,68
MgO	0,21	He обн.	0,23	He обн.
MnO	0,18	—	—	0,98
Fe _x O _y	0,65	—	—	0,04
Al ₂ O ₃	8,46	2,31	1,85	0,12
SiO ₂	55,53	51,57	48,00	52,33
TiO ₂	0,01	—	0,67	0,03
H ₂ O	15,20	17,76	15,71	—
F	He обн.	—	1,62	—
Сумма*	99,65	99,63	95,59	94,22
D	2,17	2,38	2,33	—
n _p	1,503	1,500	1,537	—
n _m	—	1,505	—	—
n _g	1,518	1,513	1,539	—
2V°	90	+76	(+)0	—

*В сумму входят еще: Cl — 0,15; —O=Cl₂ — 0,03 (1); CO₂ — 0,87 (2), 0,13 (5), 7,12 (8); п.п.л. — 2,47 (2); —O=F₂ — 0,80 (3), 1,62 (6), 1,81 (7), 0,25 (8), 3,55 (11), 3,53 (12); TR₂O₃ — 1,19 (5); ZrO₂ — 0,04 (5), 0,81 (11), 1,30 (12), 16,01 (13); HfO₂ — 0,29 (13); Li₂O — 0,008, Rb₂O — 0,09, Ta₂O₅ — 0,001, P₂O₅ — 0,04

Sr и повышенными Ca и воды, но в том и другом случае сумма зарядов катионов группы А близка к 12 и отношение Si/Al ≈ 2, что указывает на упорядоченное распределение тетраэдрических катионов в кристаллической структуре. Идеализированную формулу перлиалита при Z = 3 можно представить в виде (K, Ca, Sr)₃₋₄Al₄Si₈O₂₄ · nH₂O, где n = 5–7. Интенсивные линии: 16,0–4,62–3,20–2,674–1,545–1,306.

Гидродельхайелит KCa₂Si₇AlO₁₇(OH)₂ · 6H₂O описан в пегматитах ийолит-уртитов Хибинского массива как продукт гипергенного изменения дельхайелита, представляющий собой новый минеральный вид [46]. Образует слюдоподобные агрегаты серебристо-белого цвета, что отличает его от свежего дельхайелита, имеющего серую окраску. Состав и свойства охарактеризованы в табл. 14. Замещение дельхайелита гидродельхайелитом сопровождается выносом щелочей (особенно натрия) и привносом воды.

Маунтинит KNa₃Ca₂Si₈O₂₀ · 8H₂O выполняет пустоты в кавернозном натролите центральной зоны жилы Юбилейной [20], а также отмечен нами в пустотах усингитовых, анальцимовых и натролитовых прожилков Ловозерского массива. Ассоциирует с раитом, ильмайтитом, настрофитом и др. Образует рыхлые снежно-белые и голубоватые выделения до 1–3 см в поперечнике, сложенные бесцветными, прозрачными со стеклянными

5	6	7	8	9	10
8,76	2,66	7,96	0,17	He обн.	He обн.
0,04	8,94	He обн.	0,02	То же	То же
0,15	0,35	3,53	0,005	0,13	—
14,73	31,16	24,90	28,60	31,30	31,70
0,43	0,35	—	0,45	0,22	0,05
19,81	0,83	—	—	1,25	1,86
1,26	0,61	—	0,10	26,81	29,73
0,17	0,65	—	0,60	1,78	0,75
50,33	49,83	60,79	9,65	31,08	36,68
0,24	0,13	—	He обн.	8,30	0,16
2,86	1,32	—	41,98	—	—
—	3,95	4,29	0,59	—	—
100,14	99,44	100,04	102,25	100,87	100,93
3,21	2,76	2,83	—	—	—
1,635	1,567	1,568	1,467	—	—
—	1,568	1,580	—	—	—
1,665	1,576	1,583	1,498	—	—
+51	—	—	(-)0	—	—

(6); Nb₂O₅ — 0,14 (6), 0,38 (11), 0,36 (12); BaO — 0,14 (7); SO₃ — 13,22 (8); La₂O₃ — 0,78 (11), 0,48 (12); Ce₂O₃ — 0,24 (7), 0,82 (11), 0,62 (12); Nd₂O₃ — 0,14 (11), 0,06 (12); Y₂O₃ — 0,07 (11), 0,08 (12); Fe_xO_y = FeO, кроме анализов 1,8–10 (Fe₂O₃), 5 (Fe₂O₃ — 0,81, FeO — 0,45), 6 (Fe₂O₃ — 0,55, FeO — 0,06).

или шелковистым блеском, шестоватыми кристаллами длиной до 1–2 мм. От эталона маунтинита Южной Африки ловозерский минерал (№ 2 в табл. 14) отличается более низким содержанием кальция, более высоким — щелочей и воды, присутствием алюминия.

Апофиллит KCa₄Si₈O₂₀F · 8H₂O необычного слюдоподобного облика встречен автором на горе Пьялкимпорр (Ловозеро) в интенсивно измененных ксенолитах девонских эффузивов с ультраагпаитовой минерализацией [254]. Приурочен к интерстициям кристаллов беталомоносовита, где образует агрегаты тесно сросшихся сферолитов диаметром около 1 мм и сплошные чешуйчатые массы, легко расщепляющиеся на тончайшие пластинки. Состав и свойства минерала (№ 3 в табл. 14) близки к эталонным.

Пектолит NaCa₂Si₃O₈(OH) и *серандит* Na(Mn, Ca)₂Si₃O₈(OH) распространены соответственно в Хибинском и Ловозерском массивах. Характерны для центральных зон пегматитов, а также карбонатных, виллиомитовых, натролитовых, усингитовых и других типов прожилков. Слагают веерообразные и сферолитовые агрегаты диаметром 1–2 см, лучистые сростки тонкоигльчатых и уплощенных шестоватых кристаллов длиной до 20–30 см. Минерал промежуточного состава (Са-серандит, № 5 в табл. 14) с небольшим преобладанием марганца над кальцием и повышенным содержанием примесей редких земель и железа образует уплощенные

Таблица 14 (окончание)

Компоненты	11	12	13	14	15
Na ₂ O	0,89	0,79	4,86	Не обн.	8,24
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	То же	Не обн.
SrO	1,88	2,30	0,51	”	4,77
CaO	52,70	52,98	40,06	29,20	25,08
MgO	0,05	0,12	Не обн.	6,02	1,95
MnO	0,30	0,50	0,80	19,30	1,08
Fe _x O _y	0,07	0,08	0,38	9,31	2,58
Al ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	11,78
SiO ₂	30,66	30,72	32,40	34,17	44,15
TiO ₂	0,04	0,04	0,56	—	0,01
H ₂ O	—	—	—	—	—
F	8,43	8,38	—	—	—
Сумма*	94,47	95,28	95,87	98,00	99,64
<i>D</i>	3,09	3,07	—	3,34	—
<i>n_p</i>	1,603	1,604	—	1,681	1,619
<i>n_m</i>	1,606	1,607	—	1,714	—
<i>n_g</i>	1,614	1,614	—	1,724	1,630
2 <i>V</i> ^o	+64	+68	—	-56	(-)0

Примечание. Аналитики: Г.М. Варшал (1), Т.С. Романова (2), О.Г. Унанова (5), Л.И. Полежаева (4,9–15), Е.А. Кульчицкая (5), С.М. Мишина (6), И.М. Куликова (7), З.Т. Катаева (8). Данные настоящей работы, кроме 1 [46], 2 [20], 3 [254], 5 [18], 6 [102]. Места взятия образцов: Хибиньы: 1 – Расвумчорр, 4, 9–15 – Намуайв, 6 – Эвслочорр, 7 – Рестиньон, 8 – Кукисвумчорр; Ловозеро: 2,5 – Карнасурт, 3 – Пьялкимпорр.

выделения до 10 см и призматические кристаллы в натролите жилы Юбилейной (Ловозеро, тип 1).

Денисовит KCa₂Si₃O₈(F, OH) – новый минерал, установленный в гнейсовидных рихчорритах Хибин [102]. Слагает самостоятельные жилы или совместные с пектолитом и юкспоритом агрегаты размером до 10–15 см, имеющие тонковолокнистое или игольчатое строение. Цвет серый с зеленоватым оттенком. Блеск шелковистый. Излом занозистый. Погасание волокон прямое, удлинение положительное. По своим свойствам минерал близок к пектолиту и является его своеобразным калиевым аналогом (№ 6 в табл. 14).

Агреллит NaCa₂Si₄O₁₀F установлен автором на северо-востоке Хибин (Рестиньон), в керне скважины, вскрывшей альбититы контактной зоны массива с гнейсовой толщей. Сахаровидные альбититы пересеченной мощностью около 300 м на многих участках содержат вкрапления кристаллов и зерен агреллита размером до 3–5 мм, хорошо выраженных макроскопически, благодаря наличию у минерала слюдоподобной спайности. Кроме обязательных компонентов, изученный агреллит (№ 7 в табл. 14) содержит до 3,5% SrO, а также небольшую примесь бария и редких земель. Прочие минералы-вкрапленники альбититов представлены эвдиалитом и титанитом, местами также лоренценитом, мозандритом, эльпидитом, звальдитом.

Таумасит $\text{Ca}_3(\text{SiO}_3)(\text{CO}_3)(\text{SO}_4) \cdot 14\text{H}_2\text{O}$ установлен нами на горизонте + 252 м горы Кукисвумчорр (Хибины), где он встречен в гнездобразном раздуве натролит-апофиллитовой жилы в виде очень крупного желвака диаметром 20–30 см, сложенного плотным и совершенно однородным мономинеральным агрегатом снежно-белого цвета, имеющим спутанно-волоконистое строение. Состав, свойства (№ 8 в табл. 14) и рентгенограмма порошка минерала соответствуют эталонным.

Куспидин $\text{Ca}_4\text{Si}_2\text{O}_7\text{F}_2$ и *глаукохроит* CaMnSiO_4 впервые на Кольском полуострове установлены нами в буровом керне горы Намуайв (Хибины), в редкометальных метасоматитах (с бритолитом, TRSrSi -апатитом), содержащих NaSr -мелилит, волластонит, шорломит, андрадит, нефелин, калиевый полевой шпат, канкринит, Ti -биотит, геденбергит, кальцит, флюорит, магнетит и ряд других минералов, включая очень редкие кальцитрит и стрональзит (№ 22 в табл. 13, №№ 4, 9–15 в табл. 14)¹. В этих породах куспидин слагает мономинеральные обособления до 0,5 см. Бесцветный с розоватым, желтоватым или зеленоватым оттенками стеклянным блеском, раковистым изломом. Встречена также разновидность куспидина шоколадно-коричневой окраски. По составу и свойствам светлая (№ 11 в табл. 14) и коричневая (№ 12) разновидности близки между собой. Особенность состава хибинского куспидина — повышенное содержание разнообразных примесей (Sr , TR , Zr , Nb , Mn). Необычной высокоциркониевой разновидностью куспидина, а возможно и самостоятельным видом, является минерал M18, близкий по составу (№ 13 в табл. 14) к $\text{Na}_2\text{Ca}_5\text{ZrSi}_4\text{O}_{14}\text{F}_4$.

Глаукохроит по составу (№ 14 в табл. 14) отвечает формуле $\text{Ca}(\text{Mn}_{0,5} \times \text{Mg}_{0,3}\text{Fe}_{0,2})\text{SiO}_4$, т. е. представлен FeMg -разновидностью. Образует в куспидинсодержащих породах отдельные зерна неправильной формы размером до 5 мм, имеющие бледно-желтую окраску, сильный стеклянный блеск, раковистый излом. Внешне и по рентгенограмме порошка глаукохроит практически неотличим от монтичеллита, благодаря чему, вероятно, ранее пропускался. После открытия в 1899 г. в Zn-Mn — железорудном месторождении Франклин, США, он был достоверно установлен только в скарнах Нижней Тунгуски (Н.Н. Перцев, И.П. Лапутина, 1974 г.).

Мелилит куспидиновых метасоматитов представлен предельно щелочной ($\text{Na}_2\text{O} - 8,24\%$) и одновременно предельно стронциевой ($\text{SrO} - 4,77\%$) разновидностью (№ 15 в табл. 14). В участках повышенной концентрации он образует скопления зерен удлинённой формы до 3×10 мм. Светло-серый, с матовым блеском, раковистым изломом. По внешнему облику и оптическим свойствам может быть легко принят за апатит. Местами по мелилиту развивается марганецсодержащий пектолит с небольшой примесью стронция (№ 4 в табл. 14).

Хондродит $\text{Mg}_5\text{Si}_2\text{O}_8\text{F}_2$ диагностирован нами по оптическим свойствам и дебаеграмме в образцах диоксид-флогопитовой породы с апатитом и магнетитом из ксенолитов, залегающих среди фойяитов района горы

¹ По результатам минералогического изучения куспидинсодержащих пород, полученным совместно с А.К. Шпаченко и Л.И. Полежаевой, будет подготовлено отдельное сообщение.

Таблица 15. Химический состав раита (1-3), шафрановскита (5), захаровита (7), арфведсонита (15, 16), M19 (4), M20 (6), M22 (8, 9), M23 (10), M24 (11), M25 (12), M26 (13), M27 (14)

Компоненты	1	2	3	4	5
Na ₂ O	11,60	11,24	10,01	11,56	10,24
K ₂ O	Сл.	0,17	0,08	0,29	7,82
CaO	0,97	1,24	1,26	1,68	0,61
MgO	1,08	0,20	He обн.	He обн.	0,34
MnO	12,50	15,00	18,87	17,56	14,50
FeO	-	0,37	-	-	6,10
Fe ₂ O ₃	3,12	1,86	3,96	6,38	1,85
Al ₂ O ₃	0,90	0,12	0,91	1,04	0,39
SiO ₂	46,83	46,20	43,88	44,12	47,52
TiO ₂	2,87	3,11	1,40	1,18	0,12
H ₂ O	19,70	19,37	20,21	17,45	9,87
Сумма*	99,57	100,04	100,58	101,26	99,27
D	2,27	2,39	2,30	2,24	2,76

* В сумму входят еще: TR₂O₃ - 0,16, ZrO₂ - 0,16, (Nb, Ta)₂O₅ - 0,44 CO₂ - 0,40 (2); SrO - 0,09 (7), 0,2 (13); F - 2,12 (11), 1,84 (12), 1,18 (15); -O=F₂-

Таблица 15 (окончание)

Компоненты	12	13	14	15	16
Na ₂ O	6,23	8,9	4,02	8,40	6,56
K ₂ O	8,06	10,8	7,04	1,98	11,1
CaO	3,65	0,2	1,37	0,76	3,60
MgO	1,79	0,3	He обн.	7,63	12,50
MnO	4,06	17,2	2,66	1,81	1,40
FeO	He обн.	0,8	He обн.	11,84	9,60
Fe ₂ O ₃	21,52	-	17,56	10,78	11,73
Al ₂ O ₃	2,39	-	3,78	2,16	2,05
SiO ₂	38,40	62,0	50,36	51,89	50,08
TiO ₂	0,51	-	0,11	1,52	1,55
H ₂ O	13,01	-	13,42	0,72	0,30
Сумма*	100,68	100,4	100,43	100,47	100,59
D	2,54	2,73	2,37	3,23	3,20

Примечание. М.Е. Казакова (1,7-9,16), Е.А. Кульчицкая (2), Г.Е. Черепивская (3, 4, 10-12, 15), Н.А. Матвеева (5, 6), Г.Н. Нечелюстов (13), В.А. Мартынова (14). Данные настоящей работы, кроме 1 [221], 2 [107], 3 [221], 5, 6 [220], 7 [224], 8, 9 [188]. Места взятия образцов: Ловозеро: 1, 2, 7-9, 15 - Карнасурт, 13, 16 - Аллуайв; Хибинь: 3, 4, 11 - Вуоннемиок, 5, 6 - Расвумчорр, 10, 14 - Ку-кисвумчорр, 12 - Юкспор.

Рестиньон (Хибинь). Минерал образует в указанной породе сегрегации изометричных зерен кирпично-красного цвета размером около 1 мм. Оптически двусный с большим углом 2*V*, *n_p* = 1,640, *n_g* = 1,670.

Раит Na₄Mn₃Si₈(O,OH)₂₄ · 9H₂O - новый минерал, описан в Ловозерском массиве (Карнасурт) в натролитовой зоне жилы Юбилейной,

	6	7	8	9	10	11
	10,83	7,95	3,95	4,00	1,52	6,37
	7,75	0,41	0,72	0,84	0,79	0,43
	1,80	2,11	2,50	2,11	5,48	0,78
	0,33	0,05	2,80	2,74	2,86	1,13
	9,52	25,63	4,03	3,84	16,14	0,94
	4,56	-	6,10	6,33	12,76	5,09
	6,74	2,70	38,03	37,82	12,09	36,18
	0,34	-	-	-	14,75	2,72
	49,10	48,74	35,86	35,60	23,16	30,61
	0,20	-	He обн.	He обн.	0,82	6,51
	8,22	12,25	5,57	6,50	11,50	7,70
	99,94	99,93	99,56	99,78	100,44	99,69
	2,73	2,6	2,82	2,95	2,97	-

0,89 (11), 0,78 (12), 0,49 (15); P₂O₅ - 0,11 (14); Li₂O - 0,284 (15), 0,096 (16); Rb₂O - 0,0088 (15), 0,0066 (16); Cs₂O - 0,0033 (15), 0,0044 (16).

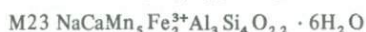
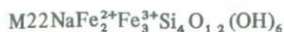
а также отмечен в Хибинах [107, 109]. Дополнительно исследован нами [221], в результате чего подтверждены данные о составе минерала из места его первоначальной находки (№№ 1, 2 в табл. 15) и установлен неизвестный NaMn-силикат M19 Na₂(Mn, Fe)₂Si₄O₁₁ · 5H₂O (№ 4 в той же таблице), который по внешнему облику трудно отличим от раита, но вполне индивидуален по оптическим свойствам и рентгенограмме порошка. Он обнаружен в Хибинах (Вуоннемиок) в керне кавернозной пегматоидной породы, где приурочен к пустотам, обрамленным щетками пластинок виноградовита и октаэдров флюорита. Образует сферолиты темно-коричневого цвета, диаметром 1-3 мм, радиально-лучистого строения. Оптически двусный, отрицательный с малым углом 2*V*, *n_p* = 1,525, *n_m* = 1,585, *n_g* = 1,590, *n_g* - *n_p* = 0,065. По этим свойствам он существенно отличается от раита, имеющего противоположный оптический знак и значительно более низкое двупреломление (0,010). Погасание волокон прямое, удлинение положительное. Интенсивно плеохроирует от желтого (*Np*) до коричневого (*Nm* ≈ *Ng*). Интенсивные линии: 14,7-7,34-3,85-3,15-1,930. Отметим, что хибинский раит, описанный в [221], по составу (№ 3 в табл. 15) существенно отличается от ловозерского, но весьма близок к M19.

Пиросмалиит Fe₈Si₆O₁₅(OH, Cl)₁₀ встречен автором в буровом керне горы Рестиньон (Хибинь), в кавернозной калишпатовой породе. Минерал в виде бархатистых корочек и налетов сине-черного цвета выстилает пустоты породы, обрамленные щетками кристаллов филиппсита-гармота, флюорита, анкерита и пирита. Корочки толщиной 1-2 мм, имеют радиально-лучистое сферолитовое строение и состоят из тончайших волокон со средним показателем преломления около 1,66. Характерен сильный плеохроизм от желтовато-бурого (*Np*) до черно-зеленого (*Ng*). Рентгенограм-

ма минерала соответствует эталонному пиросмалиту (интенсивные линии): 14,5–7,18–4,77–4,66–3,96–3,58–2,860–2,813–2,688–2,531–2,165.

Шафрановскит $\text{Na}_2\text{H}_2(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Si}_3\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и *захаровит* $\text{Na}_4\text{Mn}_5\text{Si}_{10} \times \text{O}_{24}(\text{OH})_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ – представители нового кристаллохимического семейства MnFe-гидросиликатов, установлены автором в Ловозерском и Хибинском массивах [220, 224]. Характерны для проявлений ультраапатитов 1, 3, 5 и 7 типов. Образуют неправильной формы выделения до 1–3 см, имеющие тонкозернистое (0,01–0,1 мм) строение. Свежий шафрановскит имеет темно-зеленую, захаровит – светло-желтую окраску. Данные о составе и свойствах этих минералов представлены в табл. 8 и 15 (№№ 5, 7). Анализ 6 в табл. 15 относится к железистому аналогу шафрановскита M20, который имеет близкие к шафрановскиту оптические свойства ($-2V = 0$, $n_e = 1,567$, $n_o = 1,590$) и параметры ячейки ($a = 14,58$, $c = 20,98 \text{ \AA}$), но в связи с преобладанием железа над марганцем должен рассматриваться как самостоятельный минеральный вид. Другим самостоятельным видом в данном семействе является минерал M21, имеющий индивидуальную рентгенограмму и состав, близкий к $\text{NaH}_2\text{Fe}^{3+} \times \text{Si}_3\text{O}_9 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Он активно развивается по M20 при его атмосферном выветривании с образованием охристых масс светло-желтого цвета. Легкость превращения доказана экспериментально и зафиксирована как химическим анализом, так и с помощью мёссбауэровских спектров [81, 199]. Установлено, что дистиллированной водой при комнатной температуре и 100°C из M20 выщелачивается до половины Na и K с параллельным переходом двухвалентного железа твердой фазы в трехвалентное.

Наряду с шафрановскитом и захаровитом автором встречены близкие к ним по облику скрытокристаллические гидросиликаты M22 (№№ 8, 9 в табл. 15), M23 (10), M24 (11), M25 (12), упрощенные формулы которых можно представить соответственно в следующем виде:



M22 найден на горе Карнасурт (Ловозеро) в гидротермальной зоне пегматита. Образует в натролите неправильной формы обособления до 0,5 см, представленные сливным скрытокристаллическим агрегатом серовато-черного цвета, с матовым или смолистым блеском, раковистым изломом. Непрозрачен. Под микроскопом слабо просвечивает, агрегатно поляризуется. Дебаграмма содержит несколько широких линий: 11,8–4,40–2,71–2,64–2,50–1,54. В ИК-спектре – широкие полосы поглощения с максимумами 455, 660, 1010 и 3400 cm^{-1} и узкая полоса 1630 cm^{-1} .

M23 встречен в подземных выработках на горе Кукисвумчорр (Хибинь) в виде округлых включений диаметром до 1 см в сферолитовых корках паранатролита. Для минерала характерны коричневатая черная окраска, скорлуповато-чешуйчатая отдельность, матовый или шелковистый блеск. В толстых сколах непрозрачен. В иммерсионных препаратах слабо просвечивает. Интенсивные линии: 6,79–3,49–2,655–2,396–2,030–1,672–1,559.

M24 обнаружен в Хибинах (Рестиньон), в керне гидротермально-измененных пород. Представлен твердым смолистым веществом черного цвета, выполняющим интерстиции между кристаллами альбита, шортита, цикрона, нейборита и содержащим в качестве включений пластинки бонштедтита. Размер выделений до 5 мм. Непрозрачен как в толстых, так и в тонких сколах. На дебаеграмме — небольшое число слабых линий: 4,18—2,98—2,70—2,53—1,608—1,554. По характеру ИК-спектра близок *M22*, но содержит более узкие хорошо разрешенные максимумы поглощения 445, 660, 980, 1020, 1630, 3430 см^{-1} . *M25* встречается в пегматитах горы Юкспор (Хибины) в интерстициях крупных кристаллов дельхайелита и калиевого полевого шпата. Образует выделения неправильной формы до 1—3 см, сложенные однородным скрытокристаллическим веществом темно-коричневого цвета, слабо просвечивающим в тонких сколах. Под микроскопом волокнисто-чешуйчатый, слабо анизотропный. Показатели преломления около 1,55—1,56, в отдельных более высоко двупреломляющих участках — до 1,60. Оптически двуосный, положительный, $2V \approx 40^\circ$. В двупреломляющих участках сильно плеохроирует от желтого (*Np*) и оливково-зеленого (*Nm*) до почти черного (*Ng*). Интенсивные линии: 10,6—3,32—3,05—2,64—2,44—1,85. Основные максимумы поглощения в ИК-спектре — 475, 615, 675, 755, 1010, 1360, 1580, 3440 и 3510 см^{-1} . В ассоциации с *M25*, кроме дельхайелита и калиевого полевого шпата установлены эвдиалит, волокнистый эгирин, лампрофиллит, виллиомит, натрофосфат, а также натисит и его полиморфный аналог *M52*.

M26 $\text{KNaMnFeSi}_4\text{O}_{10}$ установлен автором в пегматитах горы Аллуайв (Ловозеро, тип 4), в тесной ассоциации с содалитом, *M11*, паракелдышитом, грумантитом. Развивается в интерстициях зерен указанных минералов, образуя выделения неправильной или пластинчатой формы до 3—5 мм. Отмечено также его нахождение в сростаниях с ломоносовитом, соболевитом, терскитом, аллуайвитом. По составу (№ 13 в табл. 15) и свойствам весьма близок к фенакситу $\text{KNaFeSi}_4\text{O}_{10}$. Бесцветный, кремевый, розоватый. Просвечивает, в тонких сколах прозрачный. Блеск стеклянный до перламутрового на плоскостях спайности. Спайность весьма совершенная, слюдоподобная по (001), совершенная по (010). Излом ступенчатый, занозистый. При растирании переходит в спутанно-волокнистый агрегат. $H = 5$. $D = 2,73 \text{ г/см}^3$. Разлагается 10-ной HCl с образованием кремневого остова. Оптически двуосный, отрицательный, $2V = 73^\circ$, $n_p = 1,540$, $n_m = 1,551$, $n_g = 1,557$. Дисперсия $r > v$. Триклинный, $a = 6,993$, $b = 8,219$, $c = 10,007 \text{ \AA}$. $\alpha = 105,11^\circ$, $\beta = 100,76^\circ$, $\gamma = 114,79^\circ$. Интенсивные линии: 6,89—3,45—3,26—3,05—2,880—2,715.

M27 $(\text{K, Na})_3(\text{Fe, Al})_3\text{Si}_8\text{O}_{22} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ обнаружен автором в пегматоидах горы Кукисвумчюр (Хибины, тип 7) в тесных сростаниях с фенакситом, за счет которого он, очевидно, и развивается. Образует тонковолокнистые агрегаты розового цвета, местами желтоватый, зеленоватый или бурый. Блеск шелковистый. $H = 2$. Хрупкий, излом занозистый, землистый. Просвечивает, под микроскопом прозрачный. Показатели преломления варьируют от участка к участку: $n_p = 1,520$ —1,550, $n_m = 1,525$ —1,555, $n_g = 1,550$ —1,590, $+2V \approx 30^\circ$. Плеохроирует от розового (*Np*, *Nm*) до желтого (*Ng*). Волокна вытянуты вдоль *Ng* и уплощены по *Np*. Составу минерала (№ 14 в табл. 15) наряду с представленной выше соответствует также формула

Таблица 16. Химический состав сажинита (1), нордита (2, 3), мозандрита (4), лапландита (6), умбозерита (9, 10), фосинаита (11, 12), клинофосинаита (13, 14), стенструпина (15), М30 (5), М31 (7), М32 (8)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	11,20	11,28	11,47	6,75	2,78	9,81	10,25
K ₂ O	1,21	—	He обн.	0,22	5,93	1,88	0,62
SrO	—	9,02	12,28	0,42	—	—	He обн.
BaO	—	0,58	0,24	—	23,16	—	3,58
CaO	0,50	1,75	0,31	38,05	—	0,56	1,04
MgO	—	1,17	0,90	0,07	—	1,02	0,53
MnO	0,06	3,50	1,21	0,03	—	0,20	0,74
Fe ₂ O ₃	0,26	—	—	0,74	3,84	0,64	1,22
Al ₂ O ₃	0,80	0,83	0,09	0,48	—	0,94	1,07
TR ₂ O ₃	21,15	21,02	20,89	11,56	13,79	16,79	12,83
ThO ₂	1,30	—	—	0,34	—	1,32	1,06
SiO ₂	46,28	44,95	45,21	26,91	34,74	40,94	42,58
TiO ₂	1,06	—	Сл.	8,12	9,62	4,08	9,71
Nb ₂ O ₅	0,65	—	0,15	1,47	0,40	1,88	—
P ₂ O ₅	1,05	—	—	—	—	9,62	—
H ₂ O	14,04	—	—	1,31	—	9,33	10,98
Сумма*	99,56	99,63	99,67	100,17	94,62	99,01	99,44
D	2,6	3,49	3,51	3,12	3,7	2,8	2,68

* В сумму входят еще: FeO — 2,05 (2), 1,39 (3), 1,88 (10); ZnO — 3,48 (2), 5,49 (3), 1,80 (10); U₃O₈ — 0,21 (4), 0,4 (9); F — 5,54 (4), 0,62 (5), 0,67 (7), 0,26 (15); —O=F₂ — 2,33 (4), 0,26 (5), 0,28 (7), 0,11 (15); Ta₂O₅ — 0,28 (4); CO₂ — 2,84 (7), 4,85 (8), 2,59 (15); Li₂O — 0,24 (12); ZrO₂ — 0,04 (3), 0,72 (15). В составе всех минералов Ce ≥ 50% кроме № 3: La — 48,2, Ce — 45,0, Pr — 1,8, Nd — 5,0%.

типа (Na, K)₂(Mn, Ca)(Fe, Al)₄Si₁₂O₃₂ · nH₂O. Параметры ромбической ячейки вычислены по рентгенограмме порошка (аналитик В.А. Блинов): a = 20,340, b = 24,468, c = 17,480 Å. Дифрактограмма (интенсивные линии): 12,2–11,6–10,2–3,412–2,289–2,892.

M28 обнаружен нами в виде включений в когаркоите из пегматитов горы Аллуайв (Ловозеро, тип 4). Минерал образует упругие сплюснутые пластинки прямоугольной формы размером 0,05 × 1 мм. Цвет бледно-зеленый, блеск перламутровый. Прозрачный или просвечивает. Совершенная спайность по пластинчатости. D = 2,32 г/см³, +2V = 80°, n_p = 1,495, n_g = 1,500. Состав, свойства и рентгенограмма порошка индивидуальны. Интенсивные линии: 13,0–6,55–4,62–3,61–3,28–2,97. По данным химического анализа минерал содержит (в мас.%, аналитик А.В. Быкова): Na₂O — 13,50, K₂O — 1,00, Fe₂O₃ — 0,33, Al₂O₃ — 12,40, SiO₂ — 54,00, P₂O₅ — 0,71, H₂O — 18,00, сумма 99,94, что соответствует примерной формуле Na₂AlSi₄O₁₀(OH) · 4H₂O.

Сажинит Na₃CeSi₆O₁₅ · 6H₂O — новый минерал, известный только в Ловозерском массиве [57]. Первоначально встречен в натролитовой зоне жилы Юбилейной (Ловозеро, тип 1) в виде таблитчатых кристаллов до 5 × 5 × 3 мм (табл. VI, a), неправильной формы зерен и плотных мелко-

	8	9	10	11	12	13	14	15
	10,30	6,13	6,15	28,10	28,78	32,55	32,7	8,54
	Сл.	0,74	0,19	0,74	0,47	0,09	0,05	0,38
	—	27,7	29,74	—	—	3,08	1,91	—
	—	2,0	2,05	—	—	—	—	—
	1,43	0,2	0,59	12,20	5,39	15,65	16,45	2,97
	0,17	He обн.	0,43	—	—	—	—	Сл.
	Сл.	2,2	1,89	Сл.	1,90	0,60	0,54	7,03
	0,39	1,8	He обн.	He обн.	0,49	—	—	2,00
	0,47	He обн.	—	—	—	—	—	0,44
	11,60	0,3	0,37	13,44	13,80	0,18	0,44	24,10
	5,47	17,6	18,13	—	—	—	—	5,70
	38,20	37,1	36,35	18,30	23,78	20,1	20,1	27,66
	11,06	0,3	Сл.	—	—	—	—	1,08
	0,20	He обн.	—	—	—	—	—	0,22
	—	То же	—	21,30	20,50	25,35	25,5	5,38
	15,96	0,43	0,48	6,07	4,41	—	—	10,86
	100,10	96,90	100,05	100,15	99,76	97,60	97,69	99,82
	2,44	3,60	—	2,62	3,00	2,88	2,85	3,47

Примечание. Аналитики М.Е. Казакова (1, 6, 8, 10), А.В. Быкова (2, 11, 12), О.М. Георгиевская (3), Г.Е. Черепивская (4, 7), И.М. Куликова (5), Л.С. Дубакина (9), Дж.Г. Ронсбо (13, 14), Е.А. Кульчицкая (15). Данные настоящей работы, кроме 1 [57], 2 [250], 6 [56], 9 [55], 10 [247], 11 [71], 12 [89], 13, 14 [242], 15 [18]. Места взятия образцов: 1, 2, 6–10, 12, 15 — Ловозеро, Карнасурт, 3, 4 — Хибинь, Кукисвумчорр, 5, 14 — Юкспор, 11, 13 — Коашва.

зернистых агрегатов, слагающих каемки вместе с витуситом и лапландитом вокруг измененного стенструпина. Позднее минерал в виде сростков пластинчатых кристаллов был обнаружен автором в пегматитах горы Аллуайв (тип 4a), где он приурочен к скоплениям уссингита и макатита. Цвет минерала белый, светло-серый, кремовый; в шлифах бесцветный. Просвечивает, отдельные участки зерен прозрачны. Блеск стеклянный, матовый до шелковистого на плоскостях спайности (100), (010) и (001). H = 153–258 кгс/мм² (≈ 2–3 по шкале Мооса). Данные о других свойствах и составе минерала приведены в табл. 8, 16. Структурная формула сажинита может быть представлена в виде Na₂Ce[Si₆O₁₄(OH)] · nH₂O [276].

M29 Ce₂Si₆O₁₅ выявлен при исследовании характера неоднородности зерен витусита из жилы Юбилейной (Ловозеро, тип 1), в которых он образует единичные включения неправильной формы диаметром до 50 мкм. Согласно результатам микросондового анализа [315], минерал содержит (в мас.%, аналитик В.К. Гаранин): Na₂O — 1,02, CaO — 1,65, MgO — 0,02, La₂O₃ — 12,2, Ce₂O₃ — 20,9, Pr₂O₃ — 0,81, Nd₂O₃ — 7,16, Sm₂O₃ — 0,35, SiO₂ — 55,5, P₂O₅ — 0,15, сумма 99,74.

Нордит Na₃CeSrZnSi₆O₁₇ — весьма характерный для ультраагпаитов Ловозерского массива [17, 18, 250], встречен автором на горе Кукис-

вумчорр (Хибины, тип 7), в пегматоидных калишпатовых прожилках с натролитом, серандитом, беловитом, мурманитом, клейофаном и др. Представлен бесцветными или коричневатыми таблитчатыми кристаллами до 1 см, розетковидными сростками до 3 см. Псевдоодноосный, отрицательный, $n_p = 1,623$, $n_m = n_g = 1,642$. При близости составов минерала из двух массивов (табл. 16) хибинский нордит (№ 3) существенно отличается от ловозерского (№ 2) более высоким содержанием стронция, более низким — кальция и марганца.

Мозандрит $\text{Na}_2\text{Ca}_4\text{CeTiSi}_4\text{O}_{15}\text{F}_3$ — характерный минерал ультраапаитов Ловозера и Хибин, более широко распространенный во втором массиве. В содоносных породах горы Кукисвумчорр (тип 8) его своеобразная разновидность представлена очень тонкими ($0,0l - 0,l$ мм) иглами длиной до 1–2 см, пронизывающими выделения натрона и виллиомита или образующими рыхлые войлоковидные массы белого цвета в пустотах выщелачивания. Минерал бесцветный, прозрачный, со стеклянным блеском. Оптически двуосный, положительный, с небольшим углом $2V$. Показатели преломления варьируют в пределах 1,670–1,680, $n_g - n_p = 0,003-0,005$. Погасание иголок прямое, удлинение отрицательное. Состав типичного образца (табл. 16) близок к $\text{Na}_2\text{Ca}_6\text{TRTiSi}_4\text{O}_{17}(\text{F}, \text{OH})_3$, отвечает высококальциевой разновидности мозандрита, приближающейся к гетцениту. Монокристалльным методом (автодифрактомер) для него определены следующие параметры моноклинной (псевдоромбической) ячейки: $a = 36,941$, $b = 7,400$, $c = 11,366 \text{ \AA}$, $\gamma = 90^\circ$.

M30 встречен автором в пегматитах горы Юкспор (Хибины), в пустотах с пектолитом, натролитом и полувывщелоченным виллиомитом. Представлен сростками мелких (1–3 мм) шестиугольных пластинок. Цвет желтый, желтовато-оранжевый, блеск сильный, стеклянный, излом раковистый. Оптически одноосный или слабо двуосный, положительный, $n_o = 1,709$, $n_e = 1,714$. Сильно плеохроирует в желтовато-оранжевых тонах по схеме $N_e > N_o$. Результаты микросондового анализа (№ 5 в табл. 16, H_2O по разности $\sim 5,4\%$) соответствуют примерной формуле $\text{K}_2\text{NaBa}_2\text{Ce}(\text{Ti}, \text{Fe})_2 \times \text{Si}_8\text{O}_{24}(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Минерал дает дебаграмму илимаусита $\text{KNa}_3\text{Ba}_2 \times \text{CeFeNb}_2\text{Si}_8\text{O}_{28} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, но отличается от последнего резким преобладанием Ti над Nb и K над Na, что позволяет рассматривать его как самостоятельный минеральный вид.

Лапландит $\text{Na}_4\text{CeTiSi}_7\text{PO}_{22} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ — новый минерал [56]. Встречен в натролите центральной зоны жилы Юбилейной (Ловозеро, тип 1), где образует радиально-волокнистые выделения до 1 см и веерообразные чешуйчатые агрегаты (табл. VI, б). Находится в тесных сростаниях с сажинитом и беловитом. Бесцветный, в агрегатах светло-серый. Блеск стеклянный до жирного. Характерна совершенная спайность по (001). Состав и свойства минерала охарактеризованы в табл. 8 и 16.

M31 $\text{Na}_3\text{CeTiSi}_6\text{O}_{17} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ установлен автором в той же ассоциации, что и лапландит. Внешне он почти не отличим от лапландита, с которым часто находится в тесных сростаниях. Образует в натролите радиально-лучистые сферолиты диаметром до 0,5–1 см. Бесцветный, в агрегатах серый или кремовый. Матово-прозрачный, с шелковистым блеском, совершенной слюдоподобной спайностью. Сферолиты сложены тончайшими индивидами, имеющими прямое погасание и удлинение вдоль N_g . Оптически

двусный, $-2V \approx 30^\circ$, $n_p = 1,545$, $n_m = 1,568$, $n_g = 1,570$. Данные о составе приведены в табл. 16 (№ 7). Параметры ромбической ячейки вычислены по рентгенограмме порошка (В.А. Блинов): $a = 24,3$, $b = 7,13$, $c = 10,74$ Å. Интенсивные линии: 12,2–6,08–4,04–3,09–3,04–2,69.

Близкий к М31 состав имеют ассоциирующие с ним стекла М32 с общей формулой $(\text{Na}, \text{Ce}, \text{Th}, \text{Ti}, \text{Si}, \text{C})_x \text{O}_y \cdot n\text{H}_2\text{O}$, представляющие собой весьма сложные по набору компонентов системы (№ 8 в табл. 16). Для них характерны бледная зеленовато-желтая или кремово-розовая окраска, стеклянный или шелковистый блеск, раковистый излом. H не выше 2, сильно варьирующие показатели преломления, отсутствие рефлексов на рентгенограммах. Не исключено, что подобные стекла являются реликтами минералообразующих сред.

Умбозерит $\text{Na}_3\text{Sr}_4\text{ThFeSi}_8\text{O}_{24}(\text{OH})$, первоначально описанный на горе Карнасурт Ловозерского массива как минералогическая редкость [55], оказался относительно широко распространенным аксессуарным минералом ультраагпаитов этого массива [247]. Многочисленные повторные его находки были сделаны автором в уссингитовых и натролитовых жилах того же района и на горе Кедыкверпахк. Это позволило выявить более полную картину условий нахождения минерала, дополнить данные о его составе, полученные с помощью микронзонда и частных химических определений (№ 9 в табл. 16), полным химическим анализом (№ 10). Приводимая нами формула умбозерита отличается от предложенной в [55] $\text{Na}_3\text{Sr}_4\text{ThSi}_8\text{O}_{23}(\text{OH})$ тем, что содержит дополнительную изоморфную группу, возглавляемую железом. Чаще всего минерал встречается в осевой зоне уссингит-натролитовых прожилков или вблизи их зальбандов в виде сложных агрегатов, состоящих из каплевидных обособлений диаметром 1–5 мм и расходящихся от них во всех направлениях игольчатых кристаллов. Для минерала характерны светлая до темной бутылочно-зеленая окраска, сильный стеклянный блеск, раковистый излом. Оптически изотропный, $n = 1,640$. Рентгеноаморфный. Умбозерит из естественных обнажений и поверхностных выработок имеет $n \approx 1,60$, и, вероятно, значительно отличается по составу от свежих разновидностей.

М33 $\text{Na}_4\text{Th}_3\text{Si}_8\text{O}_{24}$ – рентгеноаморфный минерал, весьма близкий по облику к умбозериту, встречен автором в Ловозерском массиве (Сенгисчорр) в натролит-уссингитовых пегматоидных породах с вишлимитом, фосинаитом, нордитом, цирсиалитом, вуоннемитом, ломоносовитом, серандитом, непунитом, джерфишеритом и др. Образует округлые зерна желтого цвета диаметром до 1 мм. Прозрачный, с сильным стеклянным блеском, раковистым изломом. $H = 5-6$, $D = 3,39$ г/см³. Оптически изотропный, иногда слабо анизотропный с намечающейся одноосностью: $-2V = 0$, $n = 1,593$. По данным микронзондового анализа (Л.И. Полежаева), М33 содержит (в мас.%): $\text{Na}_2\text{O} - 9,0$, $\text{ThO}_2 - 56,0$, $\text{SiO}_2 - 35,4$, сумма 100,4.

Ромбический *фосинаит* $\text{Na}_3(\text{Ca}, \text{Ce})\text{SiPO}_7$ [71, 89] и его моноклинный чисто кальциевый аналог *клинофосинаит* $\text{Na}_3\text{CaSiPO}_7$ [88, 242] – представители нового кристаллохимического семейства силикатофосфатов Na, Ca, и РЗЭ (см. табл. 8, 16). Первый установлен во многих телах ультраагпаитов Ловозера и Хибин (типы 2, 3, 5) в ассоциациях с уссингитом, гакманитом, анальцимом, натролитом, натросилимом и др. Образует лу-

чистые сростки шестоватых кристаллов длиной до 10–15 мм и выделения неправильной формы до 2–3 см. Второй встречен в двух точках Хибинского массива (типы 5, 7) в виде мелких (1–2 мм) зерен неправильной формы, включенных в цирсианит. Оба минерала прозрачны, со стекляннм блеском, полураковистым изломом; окраска варьирует от бледно-сиреневой до коричнево-розовой. Формула фосинаита, уточненная рентгеноструктурным анализом [89] — $\text{Na}_{11}(\text{Na}, \text{Ca})_2\text{Ca}_2\text{Ce}_{0,67}[\text{Si}_4\text{O}_{12}] \times [\text{PO}_4]_4$ — подчеркивает упорядоченное распределение Ca и PЗЭ и наличие в структуре анионного радикала смешанного типа из четверных колец $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]$ и Р-ортотетраэдров. Специфической особенностью строения фосинаита и клинофосинаита является участие Na-полиэдров не только в катионной, но и в анионной частях структуры, что, по мнению Н.В. Белова [3], естественно для минералов сверхщелочных пегматитов. Независимая структурная роль кремния и фосфора сближает рассматриваемые минералы с минералами семейства ломоносовита, в структуре которых, однако, функции Si- и Р-тетраэдров существенно различны: если первые участвуют в строении жестких титаносиликатных пакетов, то вторые располагаются в межпакетном слое в виде молекул Na_3PO_4 , слабо связанных с TiSi-основой структуры [134]. Этим определяется известная способность ломоносовита и его аналогов терять фосфат натрия при обработке водой, что резко выделяет данное семейство среди остальных фосфорсодержащих минералов, включая фосинаит и клинофосинаит.

Стенструпин $\text{Na}_3\text{MnCeSi}_2\text{PO}_9(\text{OH})_3$ — типоморфный минерал ультрааптаитовых пород Ловозерского и Илимаусакского массивов. В Ловозерском массиве он постоянно отмечается в цеолитных ядрах пегматитов, а также в гидротермальных прожилках, сложенных уссингитом, натролитом, анальцитом, М10 и др. В выветрелых породах минерал обычно представлен сильно декатионированными и окисленными разновидностями. Сравнительно свежий стенструпин жилы Юбилейной (Ловозеро, тип 1) образует изометричные выделения до 4 см преимущественно в центральной натролитовой зоне. Буровато-черный, с раковистым изломом и смолистым блеском. Рентгеноаморфный, оптически почти изотропен, $n = 1,624$. Химический состав (№ 15 в табл. 16) отвечает примерной формуле $\text{Na}_3\text{MnCe}_2\text{Si}_5\text{PO}_{18} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

Список щелочных цирконосиликатов в общем минералогическом кадастре (см. табл. 7) возглавляют минералы кристаллохимического семейства келдышита:

Паракелдышит $\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$	M34 $\text{NaHZrSi}_2\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Келдышит $\text{Na}_3\text{HZr}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2$	Хибинскит $\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$

К данному семейству относят также их искусственные Rb- и Cs-аналоги, некоторые Hf-, Sc- и TR-соединения с типовой формулой $\text{A}_2^+\text{BSi}_2\text{O}_7$ [27, 150, 203, 210 и др.]. Значительное число работ, посвященных этим минералам, обусловлено не только большими трудностями их изучения и индивидуализации, но и существенным вкладом полученных результатов в разработку ряда общенаучных концепций, таких, как принцип наследования в минералогенезисе и кристаллохимия соединений со смешанными анионными радикалами.

В 1966 г. в пегматоидных породах Хибин и Ловозера (типы 4, 7) автс-

ром были обнаружены три однотипных по формуле силиката циркония состава $K_2ZrSi_2O_7$ (хибинскит), $Na_3HZr_2(Si_2O_7)_2$ (фаза I) и $Na_2ZrSi_2O_7$ (фаза II), существенно различающихся по рентгенограмме порошка, физическим и оптическим свойствам [181, 203, 216, 223]. Только первый из них первоначально был признан новым минеральным видом, тогда как выделение двух других вызвало значительные трудности. Главная из них заключалась в отсутствии надежных данных о минерале состава $(Na,H)_2ZrSi_2O_7$, описанном В.И. Герасимовским в 1962 г. [31] под названием келдышит. Детальное исследование автора, включавшее повторное изучение оригинальных образцов келдышита из коллекции Минералогического музея АН СССР, позволило установить, что келдышит—1962 не является самостоятельным гомогенным минералом, а представляет собой сростки двух разных силикатов циркония, один из которых (преобладающий в образцах келдышита—1962) идентичен фазе I, а второй — фазе II. В 1976 г. комиссиями по новым минералам Всесоюзного минералогического общества и Международной минералогической ассоциации было рассмотрено и утверждено следующее предложение: термин келдышит сохранить и в новом значении закрепить за фазой I, а для обозначения фазы II ввести название паракелдышит. Основные особенности минералов, входящих в рассматриваемое кристаллохимическое семейство, сопоставлены в табл. 8.

Паракелдышит [26, 184, 216 и др.] встречен автором в значительных количествах в пегматитовых образованиях на горе Аллуайв Ловозерского массива (тип 4) и на горе Тахтарвумчорр в Хибинах¹. В первом районе наибольшие его концентрации отмечены в жильных и шпировидных пегматитах или непосредственно в пегматоидных нефелин-содалитовых сиенитах. Минерал образует скопления мелких (1–5 мм) зерен неправильной формы, ксеноморфных по отношению к породообразующим (калиевый полевой шпат, нефелин, содалит, эгирин) и акцессорным (эвдиалит, лоренценит, ломоносовит и др.) минералам. Редкие зерна достигают размера 1–3 см. Характерны совместные выделения паракелдышита и эвдиалита без признаков реакционных взаимоотношений между ними. На горе Тахтарвумчорр паракелдышит обнаружен в развалах хибинит-пегматитов в овоидах диаметром до 1 см, внешняя зона которых сложена эвдиалитом, промежуточная — паракелдышитом и центральная — цирконом.

В свежем сколе минерал бесцветный, прозрачный, с сильным стеклянным блеском, но часто мутноватый и внешне с трудом отличим от полевого шпата. Характерна совершенная спайность по нескольким плоскостям. Под микроскопом во всех зернах минерала установлено наличие пересекающихся полисинтетических двойников (табл. VI, *в*), особенность которых состоит в резко преобладающем (свыше 90% по объему) развитии одной системы индивидов (*A*) над двумя другими (*B* и *C*). Наряду с двойниками отмечены закономерные (эндотаксические) прорастания паракелдышита келдышитом (табл. VI, *г*).

Данные о химическом составе паракелдышита и его аналогов представлены в табл. 17. Согласно [26], основу структуры паракелдышита состав-

¹И.В. Буссен [12, 15] и Р.П. Тихоненковой (устное сообщение) аналогичный цирконосиликат отмечался в шлифах многих типов пород этих массивов, причем в некоторых из них (отдельные прослои ювитов дифференцированного комплекса Ловозера) как характерный минерал.

Таблица 17. Химический состав паракелдышита (1), келдышита (2), М34 (3), хибинскита (4)

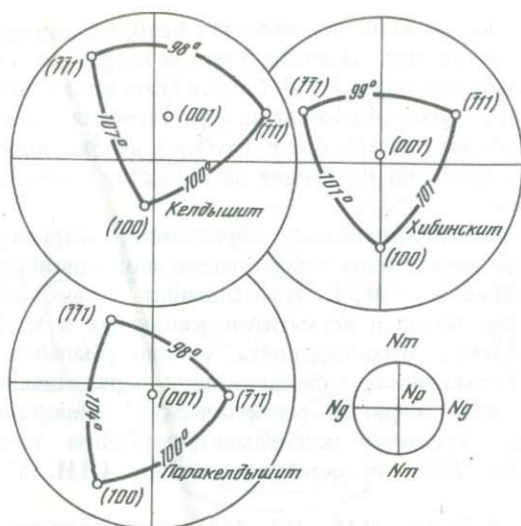
Компоненты	1	2	3	4
Na ₂ O	17,97	14,05	9,27	—
K ₂ O	1,13	0,28	0,20	27,0
CaO	3,50	1,40	0,75	Сл.
Fe ₂ O ₃	0,29	0,09	1,01	—
SiO ₂	38,80	39,80	38,18	33,8
ZrO ₂	38,1	40,46	41,70	37,8
TiO ₂	Сл.	0,60	Не обн.	0,6
H ₂ O	Не обн.	2,56	7,38	—
Сумма*	100,39	99,24	99,85	99,2
D	3,33	3,22	3,13	3,4

*В сумму входят еще: HfO₂ — 0,6 (1); п.п.п. — 1,36 (3).

Примечание. Аналитики М.Е. Казакова (1—3), С.И. Лебедева, В.П. Быков, К.В. Юркина (4). Данные [184, 216, 218] и настоящей работы. Места взятия образцов: Хибинны: 1, 3 — Тахтарвумчорр, 4 — ущелье Гакмана, 2 — Ловозеро, Тавайок.

ляет каркас смешанного типа из дискретных Zr-октаэдров и диортогрупп Si₂O₇. Оба типа полиэдров располагаются слоями, параллельными (001), причем чисто октаэдрические слои чередуются со слоями из диортогрупп в направлении оси *c*. Щелочные катионы приурочены к крупным полостям и каналам, пронизывающим SiZr-каркас. В работе [150] показано, что при более крупном "наполнителе" (К) симметрия SiZr-каркаса приближается к идеальной с пространственной группой $R\bar{3}m$; при замене К на Na каркас сильно деформируется, однако основные особенности структуры при этом сохраняются, что подтверждается наличием у К- и Na-аналогов, включая келдышит, ярко выраженной ромбоэдрической псевдосимметрии. Особенно наглядно элементы высокой псевдосимметрии проявляются в наличии у каждого минерала трех систем совершенной спайности по псевдоромбодру с углом между плоскостями около 100° (рис. 8 и 14).

Келдышит распространен в тех же породах, что и паракелдышит, причем по форме и размерам зерен оба минерала идентичны друг другу. В их совместных выделениях обычно четко выражена вторичная природа келдышита, развивающегося по паракелдышиту в виде гомоосевых псевдоморфоз. Минерал имеет снежно-белую окраску. Непрозрачен, в тонких сколах просвечивает, в шлифах и иммерсионных препаратах бесцветный, прозрачный. Блеск матовый, шелковистый. Спайность совершенная по тем же плоскостям, что и у паракелдышита. Характерно сложное полисинтетическое двойникование, сходное по рисунку с двойникованием паракелдышита. Однако в зернах келдышита двойниковые прослойки более тонкие, а их число на порядок выше, чем у паракелдышита. Под микроскопом отличается от паракелдышита также противоположным оптическим знаком, более низкими показателями преломления. По данным рентгеноструктурного анализа [178], в основе строения келдышита лежит структурный



Р и с. 14. Кристаллооптические диаграммы паракелдышита, келдышита и хибиншита. Выделены сферические треугольники, связывающие полюса плоскостей совершенной спайности по псевдоромбоэдру

принцип паракелдышита. Своеобразие строения этого минерала заключается в том, что часть крупных пустот, пронизывающих SiZr-каркас, является вакантной в отношении атомов натрия (см. рис. 9).

М34 установлен автором в Хибинском и Ловозерском массивах, а также в образцах из нефелин-сиенитовых пегматитов Южной Норвегии [314]. Как и келдышит, он образует гомоосевые псевдоморфозы по паракелдышиту, но представляет собой продукт более глубокой гидратации и декатионирования высокощелочной протофазы. Внешне минерал совершенно неотличим от келдышита. Под микроскопом при общем сходстве с келдышитом отличается от последнего отрицательным оптическим знаком и показателями преломления: $n_p = 1,670$, $n_m = 1,704$, $n_g = 1,719$, $2V = 70^\circ$. Имеет вполне индивидуальную рентгенограмму; интенсивные линии: 6,50–3,99–3,94–3,40–3,04–2,97. На дифрактограммах микроскопически однородных выделений вторичных цирконосиликатов, как правило, одновременно присутствуют линии двух гидратированных фаз. При этом в образцах Ловозерского массива существенно преобладает келдышит, а в образцах Хибинского — М34, что, вероятно, обусловлено более высокой щелочностью растворов, в присутствии которых изменялся ловозерский паракелдышит. Экспериментально установлено, что зерна келдышита после обработки слабой (3%-ной) HCl переходят в М34. В опытах [222] по кислотной обработке наиболее резкое изменение состава твердой фазы наблюдалось за первые 30 мин контактирования минерала с жидкостью, когда количество перешедшего в раствор натрия значительно превышало соответствующие количества циркония и кремния в соединении $\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$. Вероятной причиной избирательного перехода компо-

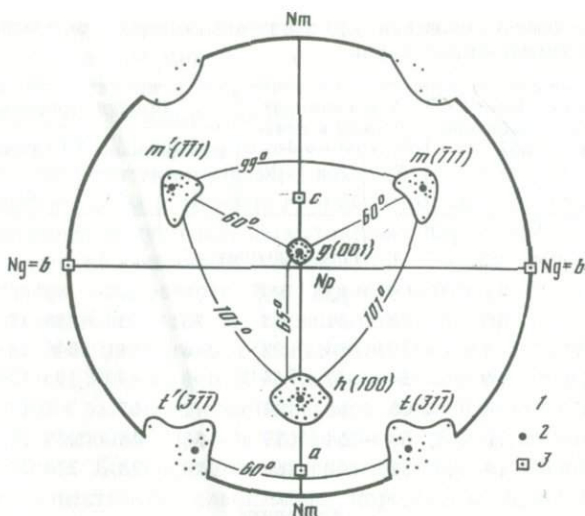
нентов в солянокислую вытяжку является особое положение в структуре кельдышита одного (из трех на ячейку) атома натрия, который не фиксируется структурным анализом [178]. Слабая химическая связь части щелочных атомов со структурой объясняет низкую устойчивость кельдышита, его способность легко замещаться более глубоко деканионированным М34, благодаря чему собственно кельдышит по существу является минералогической редкостью.

Естественная последовательность образования натриевых минералов данного семейства может быть представлена эволюционным рядом паракельдышит → кельдышит → М34. Паракельдышит — высокотемпературный первичный минерал пород и пегматитов, кельдышит и М34 — продукты стадийного изменения паракельдышита в эпитермальных и гипергенных условиях. Возможность кристаллизации паракельдышита совместно с эвдиалитом как первично-магматических минералов высокоагпаитовых пород доказана экспериментально при изучении систем $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{ZrO}_2$ и эвдиалит-нефелин (Л.Н. Когарко и др., 1981 г.).

Хибинскит $\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$ [115, 218, 264] установлен автором в керне скважины, пройденной в ущелье Гакмана (Хибины, тип 7). Минерал встречается в измененном амфиболовом ийолите в овоидах диаметром до 1 см (табл. VII, а, б), внешняя зона которых сложена радиально-лучистым эвдиалитом, промежуточная — агрегатом зерен хибинскита и центральная — скоплениями зерен циркона. Хибинскит образует мелкозернистые (0,01 мм) плотные и порошковатые агрегаты. Отдельные зерна неправильной формы достигают 3 мм в поперечнике. Агрегаты имеют белую или кремовую окраску, монокристалльные зерна бесцветные, прозрачные, со стекляннм блеском, ступенчатым изломом. Согласно [115, 264], кристаллическая структура хибинскита в основных чертах подобна структуре паракельдышита. В первом приближении хибинскит обладает ромбоэдрической симметрией — класс $\bar{3}m$, $a = 14,10 \text{ \AA}$, $\alpha = 46,5^\circ$. Однако реальная симметрия минерала моноклинная, пр. гр. $C2/m$, $a = 19,22$, $b = 11,10$, $c = 14,10 \text{ \AA}$, $\beta = 116,5^\circ$, причем по всем трем осям этой ячейки четко выражены псевдопериоды $a/2$, $b/2$ и $c/2$.

Кристаллооптическим исследованием хибинскита на универсальном столике Федорова в нем выявлены шесть направлений спайности (по двум призмам и двум пинакоидам), имеющих с осью Np углы $7^\circ(g)$, $58^\circ(h)$, $64^\circ(m, m')$ и $85^\circ(t, t')$ (рис. 15, табл. 18). Установлено, что плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости (010) и практически совпадает с сеткой решетки (502). Ось Ng индикатрисы совпадает с кристаллографической осью b , а оси Nm и Np лежат в плоскости (010) и образуют с осью c углы 56 и 34° соответственно.

Гейдоннеит $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$ — ромбический аналог гексагонального цирконосиликата катаплетита, впервые описан в щелочном комплексе Сентилер, Канада (по: G.Y. Chao et al., 1974 г.), где он обнаружен в миазолах нефелиновых сиенитов совместно с анальцитом, натролитом, илеритом, эгирином, кальцитом и сидеритом, а также в измененном пегматите с катаплетитом, эльпидитом, илеритом, альбитом, микролином, хлоритом, эгирином, эпидидимитом, гетитом. Однако аналогичный цирконосиликат, названный С.Г. Гордоном (1924 г.) α -катаплетитом, был установ-



Р и с. 15. Кристаллооптическая диаграмма хибонита

1, 2 — полюса плоскостей спайности (экспериментальные точки и усредненные положения); 3 — кристаллографические оси

лен на полвека раньше в Нарсарсуке, Гренландия, что доказано недавно [305] в результате повторного изучения α -каташлеита, оказавшегося идентичным гейдоннеиту.

В СССР гейдоннеит впервые идентифицирован автором в 1978 г. одновременно в Хибинском (Расвумчорр, Эвеслогчорр) и Ловозерском (Карнасурт, Аллуайв) массивах [206]. Принадлежность указанных находок к гейдоннеиту установлена по оптическим свойствам и подтверждена визуальным сравнением с дебаеграммой эталона из Сентилера. Наличие эталонной дебаеграммы позволило установить, что еще два загадочных, оставшихся неидентифицированными минерала из Ловозера, описанных Е.И. Семеновым [142] (до открытия гейдоннеита в Сентилере) под названиями "бурый Zr-силикат" и "сиреневый Zr-силикат", также дают рентгенограмму гейдоннеита, но с резко ослабленными диффузными отражениями. Исходя из особенностей химического состава, эти минералы (М35 и М36 в табл. 7) выделены в работе [206] соответственно как NMn- и HFe-аналоги гейдоннеита.

Минерал, максимально соответствующий по внешнему облику эталону из Сентилера, встречен нами на горе Аллуайв в пегматитах, содержащих разнообразный комплекс щелочных силикатов циркония, в том числе более ранние — эвдиалит, паракелдышит и более поздние — каташлеит, илерит и гейдоннеит. Последний образует хорошо ограненные водяно-прозрачные бесцветные кристаллы призматической формы размером 0,1X0,3 мм, имеющие прямое погасание и положительное удлинение. Оптически двуосный, отрицательный, с умеренным углом оптических осей, $n_p = 1,570$, $n_m = 1,591$, $n_g = 1,596$. Кристаллы и сростки кристаллов гейдоннеита приурочены к пустотам между крупными идиоморфными выделениями микроклина.

Таблица 18. Взаимоотношения кристаллографических и оптических элементов в минералах семейства кельдышита

№ п/п	Плоскости спайности и срastаний	Число наблюдений	Углы наклона полюса к осям			Полярные координаты**			
			Np	Nm	Ng	измеренные		вычисленные	
						φ	ρ	φ	ρ
Паракельдышит									
1	$g(001)$	7	7°	83°	89°	79°	21°	79° 36'	25° 42'
2	$h(100)$	10	76	31	63	88	90	88 27	90 00
3	$m(\bar{1}11)$	5	59	84	32	346	54	346 14	53 11
4	$n(\bar{1}\bar{1}1)$	6	54	47	64	198	49	195 17	50 21
5	$q(132)$	4	66	68	34	2	65	2 18	62 41
6	$f(112)$	6	38	54	79	53	48	50 36	48 21
7	$d(\bar{3}02)$	4	52	48	66	276	38	274 23	35 36
Кельдышит									
8	$g(001)$	6	35	58	79	85	26	84 40	26 06
9	$h(100)$	3	35	56	84	89	90	88 45	90 00
10	$m(\bar{1}11)$	4	82	68	24	345	53	345 15	54 00
11	$n(\bar{1}\bar{1}1)$	3	80	33	59	198	50	195 29	52 57
Хибинскит									
12	$g(001)$	28	7	83	90	90	25	90 00	26 30
13	$h(100)$	22	58	32	90	90	90	90 00	90 00
14	$m(\bar{1}11)$	21	64	61	40	347	52	345 49	52 40
15	$t(3\bar{1}\bar{1})$	13	85	30	60	57	68	57 04	66 50

*1, 8 — плоскость срastания двойников A и B; 2—4, 9, 11—14 — спайность совершенная; 5, 10 — плоскость срastания двойников A и C; 6, 7 — плоскости срastания паракельдышита с кельдышитом; 15 — спайность средняя.

**Полярные координаты приведены для стандартных установок триклинного (паракельдышит, кельдышит) и моноклинного (хибинскит) кристаллов.

В Хибинском массиве наиболее значительные скопления описываемого минерала обнаружены нами в пегматитах с чкаловитом (тип 6), где гейдоннеит в виде тонкозернистого агрегата сиреневого цвета слагает широкие каймы вокруг крупных зерен эвдиалита или замещает их нацело. Размер выделений минерала до 3—5 см в диаметре. Отдельные участки таких псевдоморфоз насыщены мелкозернистым кремовым вадеитом. На горе Эвслогчорр гейдоннеит, слагающий агрегаты бесцветных пластинчатых кристаллов, встречен в полевошпатовых пегматитах, где он совместно с вадеитом и параумбитом развивается в виде псевдоморфоз по эвдиалиту.

Илерит $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, как и гейдоннеит, первоначально описан в щелочном комплексе Сентилер (по: G.Y. Chao et al., 1974 г.), где он образует мелкие (0,1—1 мм) изометричные светло-коричневые кристаллы и агрегаты кристаллов в миароловых пустотах, а также непрозрачные фар-

форовидные выделения розового цвета в измененных нефелин-сиенитовых пегматитах. Позднее этот минерал был отмечен в нефелин-сиенитовых пегматитах Южной Норвегии [314] совместно с паракелдъшитом, катаплетом, эвдиалитом, астрофиллитом и др.

На территории СССР илерит впервые обнаружен автором в 1977 г. в пегматитах горы Аллуайв Ловозерского массива [61, 209]. Диагностирован по кристаллооптическим и рентгенографическим данным. Вместе с нейборитом он приурочен к пустотам пегматоидных пород, где слагает отдельные ромбоэдрические кристаллы размером 0,5–1 мм и друзовые корочки таких кристаллов желтоватого или коричневатого цвета. Прозрачный, с сильным стекляннным блеском, ступенчатым изломом. В тонких сколах и под микроскопом практически бесцветный. Оптически одноосный, отрицательный, $n_e = 1,595$, $n_o = 1,609$. Характерна совершенная спайность по призме, благодаря которой кристаллы при надавливании раскалываются на пластинки, имеющие прямое погасание и отрицательное удлинение. В том же районе Ловозерского массива буровой скважиной вскрыты кавернозные существенно альбитовые породы, к пустотам которых приурочены скопления кристаллов илерита, эльпидита, сидерита, округлые выделения рентгеноаморфного чингласунитоподобного минерала. Кристаллы илерита имеют розовую окраску. По форме, размеру и оптическим свойствам ($n_e = 1,594$, $n_o = 1,605$) они аналогичны минералу из первой ассоциации.

Терскит $\text{Na}_4\text{ZrSi}_6\text{O}_{16} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ установлен автором в пегматитах Ловозерского массива (типы 1, 2, 4) [246]. Присутствие в Ловозерском, а также Илимаусакском массивах "белого Zr-силиката", напоминающего терскит по составу и свойствам, впервые отмечено Е.И. Семеновым [141, 142]. Позднее в работе [19] была описана новая ловозерская находка подобного минерала, без достаточных оснований отождествленная с ловозеритом. В перечисленных случаях исследователям был доступен лишь скрытокристаллический материал, исключавший возможность его всестороннего изучения. Объектами наших исследований послужили сравнительно хорошо окристаллизованные зерна терскита из пегматоидных пород горы Аллуайв и тонкозернистая фарфоровидная разновидность терскита, развивающаяся по эвдиалиту в пегматитовой жиле Юбилейной на горе Карнасурт.

В первом районе терскит представлен зернами до 3–5 мм, имеющими изометричную или пластинчатую форму, сиреневую окраску, стекляннный блеск, раковистый излом. Все исследованные под микроскопом зерна оказались сложенными плотным тонкозернистым (0,0п мм) агрегатом мозаично погасающих индивидов, среди которых с большим трудом после просмотра десятков иммерсионных препаратов удалось отобрать несколько однородных частиц размером около 0,1 мм, пригодных для определения параметров элементарной ячейки (см. табл. 8). Результаты микрозондового анализа минерала (№ 1 в табл. 19) близко соответствуют формуле $\text{Na}_4\text{ZrSi}_6\text{O}_{16} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Во втором районе скрытокристаллические аналоги терскита (№№ 2–4 в табл. 19) в большинстве случаев имеют белую, розовую или сиреневую окраску. Наряду с терскитом как преобладающей фазой они содержат тонкодисперсные примеси других, не поддающихся диагностике фаз.

Таблица 19. Химический состав терскита (1–3), М37 (4, 5), петарасита (6), умбита (7), параумбита (8), костылевита (9)

Компоненты	1	2	3	4
Na ₂ O	19,0	17,10	16,44	4,36
K ₂ O	—	0,44	0,58	—
CaO	—	3,34	0,71	2,77
Fe ₂ O ₃	—	1,11	0,24	2,65
SiO ₂	56,3	49,86	49,82	50,00
ZrO ₂	17,8	15,46	16,89	21,20
HfO ₂	—	—	—	—
TiO ₂	—	2,87	1,13	1,43
H ₂ O	6,37	8,17	8,40	15,07
Сумма*	99,87	100,43	100,43	99,95
D	2,71	2,53	—	—
Источник	[246]		[19]	[142]

*В сумму входят еще: MnO — 0,4 (1), 0,15 (2), 0,56 (3); MgO — 0,16 (2), 0,65 (4); Al₂O₃ — 0,47 (2), 3,22 (3), 0,82 (4); Nb₂O₅ — 0,56 (3), 1,00 (4), 1,63 (5); TR₂O₃ — 1,78 (3); Ta₂O₅ — 0,11 (3); SnO₂ — 1,30 (5); F — 2,24 (2), 2,00 (7); —O=F₂ — 0,94 (2), 0,84 (7); Cl — 4,05, —O=Cl₂ — 0,91 (6).

Наиболее свободными от посторонних примесей являются обр. 2 и 3 из жилы Юбилейной, имеющие состав, близкий к Na₄ZrSi₆O₁₆ · 3H₂O. Обр. 4 и 5, выделяемые как Н-терскит (М37), характеризуются более высокой гидратированностью и резко пониженным содержанием натрия. Состав их может быть представлен примерной формулой H₃NaZrSi₆O₁₆ · nH₂O.

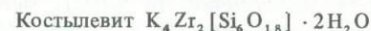
Петарасит Na₅Zr₂Si₆O₁₈Cl · 2H₂O почти одновременно установлен канадскими исследователями в щелочном комплексе Сентилер [290, 291] и нами в Хибинском массиве [236], где он встречен в керне буровой скважины из района горы Рестиньон. Керновый материал представлен эвдиалитоносными пегматоидными породами натролит-альбит-эгиринового состава, в которых округлые кристаллы эвдиалита диаметром до 2–3 см интенсивно изменены и в разной степени замещены агрегатом взаимопрастающих зерен петарасита, эльпидита и флюорита. Зерна петарасита неправильной формы, размером до 3 мм, имеют желтую окраску от очень бледной до весьма интенсивной. Сильно плеохроирует в желтых тонах, что характерно и для канадской находки. Схема абсорбции Ng ≈ Nm > Np. Прозрачный или просвечивает, со стекляннм блеском, ступенчатым изломом. Спайность совершенная по (110), (010), ясная по (100) и (121). H = 373–445 кгс/мм² (≈ 4½). D = 2,93 г/см³. Оптически двуосный, положительный, n_p = 1,597, n_m = 1,599, n_g = 1,632, 2V = 33°. Np = b, Nm и Ng образуют с осью c углы около 45°. Результаты микрозондового анализа (№ 6 в табл. 19) весьма близко отвечают формуле канадского петарасита Na₅Zr₂Si₆O₁₈Cl · nH₂O, где n ≈ 3. Практически тождественны их дебае-

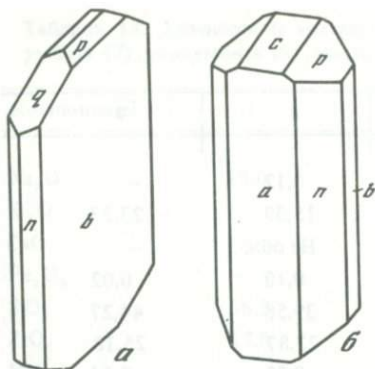
	5	6	7	8	9
	5,97	17,88	0,16	0,12	—
	0,93	—	22,41	15,39	23,33
	—	—	—	He обн.	—
	0,59	—	0,12	0,10	0,02
	54,65	42,23	42,36	39,58	44,27
	23,83	29,70	22,28	27,87	25,18
	—	0,59	0,43	0,32	0,64
	0,09	—	3,33	0,89	2,17
	11,21	4,36	5,03	15,73	4,39
	100,20	97,90	97,28	100,00	100,00
	2,45	2,9	2,79	2,67	2,74
	[141]	[236]		[217]	[219]

Примечание. Аналитики Г.Н. Нечелостов (1), Г.Е. Черепивская (2), Е.А. Кульчицкая (3), А.В. Быкова (4), М.Е. Казакова (5), Л.И. Полежаева (6, 7–9). H₂O = п.п.п. (1), расчетная (6, 9), по разности (8). Места взятия образцов: Ловозеро: 1 — Аллуайв, 2–4 — Карнасурт; Хибиньы: 6 — Рестиньон, 7–9 — Вуоннемиок; 5 — Илимаусак, Накатак.

граммы и параметры элементарных ячеек: соответственно a = 10,785 и 10,796 Å, b = 14,492 и 14,493, c = 6,627 и 6,623 Å, β = 113,12 и 113,21°, Z = 2. На отсутствие полной идентичности указывает лишь расхождение в пространственных группах хибинского (C2/m) и канадского (P2₁/m) петарасита. Согласно [236, 299], в основе кристаллической структуры изученного минерала лежит каркас смешанного типа {Zr₂[Si₆O₁₈]}⁴⁻_{∞∞∞}, в котором каждый Zr-октаэдр связан с четырьмя Si-кольцами, а каждое кольцо опирается на восемь октаэдров. Каркас пронизан системой сквозных каналов, идущих вдоль осей b и c. Крупные полости на пересечении каналов заселены щелочными катионами, молекулами воды и ионами Cl⁻. Структура имеет ярко выраженный цеолитный характер, указывающий на потенциальную возможность проявления у петарасита ионообменных свойств.

На фоне сравнительно широкой распространенности в щелочных массивах водных цирконосиликатов натрия интригующим представлялся факт отсутствия в природе соответствующих калиевых аналогов, которые к тому же не синтезируются в лабораторных условиях. Тем замечательней оказалась наша находка в Хибинах (тип 7) сразу трех представителей этой долго отсутствовавшей группы соединений:





Р и с. 16. Кристаллы умбита (а) и костылевита (б)

Умбит обнаружен в пегматоидах долины р. Вуоннемиок [62, 217]. Представлен сильно уплощенными по оси b пластинчатыми кристаллами толщиной 0,01–0,1 мм и шириной 1–3 мм, а также параллельными и веерообразными сростками таких кристаллов, включенных совместно с костылевитом,

расвумитом и виллиомитом в более крупные монокристалльные обособления арктита. На многих пластинках кроме основной грани (010) присутствуют грани (101), (110) и (011), придающие кристаллам форму восьмиугольных табличек (рис. 16, а). Минерал бесцветный или желтоватый, в тонких пластинках прозрачный. Блеск стеклянный в изломе, перламутровый на плоскостях спайности. Спайность совершенная, слюдоподобная по пластинчатости (010), менее совершенная по (100). Плоскость оптических осей параллельна плоскости совершенной спайности, $a = Ng$, $b = Nm$, $c = Np$. Минерал легко разлагается 10%-ной HCl при комнатной температуре. Результаты микрорзондового анализа (№ 7 в табл. 19) соответствуют примерной формуле $K_2(Zr_{0,8}Ti_{0,2})Si_3O_9 \cdot H_2O$. Вода и фтор определялись химическим анализом из отдельных навесок.

Согласно [62], основу кристаллической структуры умбита составляет образованный Zr-октаэдрами и Si-тетраэдрами каркас смешанного типа $\{Zr[Si_3O_9]\}^{2-\infty}$. Кремнекислородный радикал представлен волластонитовой цепочкой $[Si_{2+1}O_9]_{\infty}$, впервые встреченной в цирконосиликатах. На ячейку приходится четыре таких цепочки, идущих вдоль оси c и связанных между собой одиночными Zr-октаэдрами. Между соседними цепями параллельно тому же направлению проходят сквозные каналы, в которых размещаются атомы К и молекулы H_2O . Трехмерный мотив из Zr- и Si-полиэдров в данной структуре можно представить как результат конденсации слоев-сеток, параллельных (100) и (010), определяющих спайность минерала по указанным плоскостям.

Параумбит найден в том же районе Хибинского массива (Эвслогчорр) в калишпатовых пегматитах с баритолампрофиллитом, эвдиалитом и др. Эвдиалит замещен агрегатом вадеита, гейдоннеита и параумбита. Два последних минерала находятся в тесных сростаниях друг с другом, отмечаются в виде тонких чешуйчатых каемок вокруг кристаллов эвдиалита, а также в виде прожилковидных обособлений среди эвдиалита и вадеита. Параумбит представлен агрегатами хрупких изогнутых пластинок толщиной 0,01–0,1 мм и шириной 1–3 мм.

Бесцветный, в агрегатах белый, мутноватый, в тонких пластинках прозрачный. Блеск стеклянный до перламутрового на плоскостях спайности. Спайность совершенная, слюдоподобная по пластинчатости (010), менее совершенная по (100). Микрорзондовое исследование (№ 8 в табл. 19)

выявило значительную неоднородность выделений параумбита. Дефицит суммы анализа (15,73%) условно приравнен содержанию в минерале воды, наличие которой подтверждается присутствием в ИК-спектре сильных полос поглощения 1660, 3350, 3470 см^{-1} . С учетом этих данных состав минерала может быть представлен примерной формулой $\text{K}_3\text{HZr}_2[\text{Si}_3\text{O}_9]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, где $n \approx 7$. Однако фактическое содержание воды в минерале, вероятно, гораздо ниже 16%, так как при $n = 7$ вычисленная плотность (2,94 $\text{г}/\text{см}^3$) намного превышает экспериментальную (2,67 $\text{г}/\text{см}^3$). По составу параумбит весьма близок умбиту, но характеризуется существенно пониженным содержанием щелочных металлов и повышенной гидратированностью.

Сравнительные данные (см. табл. 8) свидетельствуют о наличии весьма тесного кристаллохимического родства между умбитом и параумбитом. Оно подчеркивается их одинаковой ромбической сингонией, совпадением величин параметров ячейки a и b , наличием в решетке параумбита четко выраженного псевдопериода $c/2$, равного параметру c умбита, полным соответствием главных кристаллографических и оптических элементов, большой близостью показателей преломления и значений $2V$. В то же время индивидуальность умбита и параумбита выражена вполне определенно. Помимо отмеченных выше различий в химическом составе, оба минерала существенно различаются по рентгенографическим характеристикам, прежде всего по величине периода идентичности вдоль оси c (направление "воластонитовой" цепочки в структуре умбита), который в решетке параумбита вдвое длиннее. При общем качественном сходстве рентгенограмм порошка умбита и параумбита рентгенограмма каждого минерала содержит ряд линий, отсутствующих у другого минерала. Характерно также резкое различие в интенсивностях многих близких или одинаковых по d линий. Таким образом, параумбит следует рассматривать как самостоятельный минерал, представляющий собой структурную и химическую модификацию умбита.

Костылевит $\text{K}_4\text{Zr}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ обнаружен автором в совместных выделениях с умбитом [219]. Представлен призматическими кристаллами 0,1–0,5 мм, нарастающими на пластинчатые выделения умбита. Кристаллы (рис. 16, б) образованы формами (001), (010), (100), (110), (011) и вытянуты вдоль оси c . Бесцветный, прозрачный, со стекляннным блеском, совершенной спайностью по (110). Кристаллографическая ось b совпадает с осью N_g оптической индикатрисы, ось c наклонена к осям Nm и N_g под углом около 45° . Минерал легко разлагается на холоду 10%-ной HCl .

При определении химического состава минерала, встреченного в миллиграммовых количествах, использован структурный анализ [63], установивший, что независимая часть элементарной ячейки костылевита содержит один атом Zr , 3Si, 2K и 10 атомов кислорода, один из которых в соответствии с длинами связей и требованиями локального баланса валентностей принадлежит молекулам воды. Отсюда простейшая формульная единица имеет вид $\text{K}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Результатам микрозондового анализа (№ 9 в табл. 19) отвечает эмпирическая формула $\text{K}_2(\text{Zr}_{0,87}\text{Ti}_{0,12}\text{Hf}_{0,01})\text{Si}_3\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$, близкая к идеальной формуле умбита. Принадлежность ромбического умбита и моноклинного костылевита к разным полиморфным модифи-

кациям $K_2ZrSi_3O_9 \cdot H_2O$ определяется всем комплексом их различий (см. табл. 8), включая габитус кристаллов, но особенно подчеркивается их структурными особенностями [61, 63, 219]. Прежде всего это касается формы кремнекислородного радикала: вместо характерных для умбита бесконечных цепей $[Si_3O_9]_{\infty\infty}$ в костылевите реализуется островная циклическая группировка — кольцо $[Si_6O_{18}]$. Именно в силу этого структурная формула костылевита приобретает вид $K_4Zr_2[Si_6O_{18}] \cdot 2H_2O$. Основу строения костылевита составляет каркас смешанного типа $\{Zr_2[Si_6O_{18}]\}_{\infty\infty}$, состав которого был заранее предсказан теоретически [27]. В этом каркасе каждое кольцо из Si-тетраэдров (по два кольца на ячейку) опирается на шесть Zr-октаэдров, а каждый октаэдр, в свою очередь, связан с тремя кольцами. Вдоль оси *c* каркас пронизан широкими каналами, придающими структуре цеолитоподобный характер. В каналах размещается половина атомов K и молекулы H_2O . Остальные атомы K заселяют крупные полости между трансляционно-идентичными вдоль оси *c* кремнекислородными кольцами. Наличие в кристаллах костылевита совершенной спайности по (110) объясняется тем, что параллельно этой плоскости проходят слои, заключающие в себе все Si-кольца и часть Zr-октаэдров, т.е. систему наиболее прочных связей Si—O и Zr—O, в то время как между этими слоями действуют лишь слабые силы K—O и разреженная сетка связей Zr—O.

Власовит $Na_2ZrSi_4O_{11}$ — редкий цирконосиликат Ловозерского массива (Р.П. Тихоненкова, М.Е. Казакова, 1961 г.) установлен автором в Хибинах, в пегматитах ийолит-уртитов, вскрытых скважиной на горе Кукисвумчорр. Образует изометричные зерна до 1–2 см и агрегаты до 3–5 см в диаметре. Бесцветный или бледно-розовый, водяно-прозрачный, с сильным стеклянным блеском и совершенной спайностью. По рентгенограмме и оптическим свойствам ($n_p = 1,608$, $n_m = 1,625$, $n_g = 1,629$) идентичен оригиналу власовита из Ловозера за исключением характерной для новой находки сильной дисперсии $r < v$. В ассоциации находятся нарсарсукит (первая находка в Хибинах), эвдиалит, пектолит, лабунцовит, лоренценит, лампрофиллит и др.

Эвдиалит $Na_4Ca_2FeZrSi_{8+x}(O, OH, Cl)_{24+y}$ — широко распространенный цирконосиликат среднеагпаитовых ассоциаций, не менее характерен для пород и дериватов ультраагпаитового типа, где встречается иногда в весьма крупных скоплениях, но часто сильно изменен или замещен минералами более высокой щелочности — цирсиалитом (ловозеритом), терскитом, катаплеитом и др. В жиле Юбилейной (Ловозеро, тип 1) эвдиалит темно-красно-коричневого цвета образует крупные, до 5–10 см округлые зерна в приконтактной зоне (с микроклином, арфведсонитом, лоренценитом). Ближе к центральной зоне пегматитового тела он интенсивно замещен терскитом. Состав минерала (№ 1 в табл. 20) обычный для эвдиалита из пегматитов верхней части дифференцированного комплекса. Сравнительно высокие показатели преломления связаны с его обогащенностью Fe (5,6%), Mn, Nb, TR (6,7%). Особой разновидностью или видом является "NaMn-эвколит" (M38), распространенный в ультраагпаитовых пегматоидах горы Аллуайв. Состав этого практически безжелезистого, высоконатриевого минерала с дебаграммой эвдиалита (№ 2 в табл. 20) близко соответствует формуле $Na_{16}Ca_5Mn_2(Zr, Nb)_3Si_{24}O_{66}(OH)_6Cl$.

Таблица 20. Состав и свойства эвдиалита (1), М38 (2) и аллуайвита (3)

Компо- ненты	1	2	3	Компо- ненты	1	2	3
Na ₂ O	13,90	16,6	18,6	TiO ₂	0,56	0,6	6,0
K ₂ O	0,44	0,5	0,2	Nb ₂ O ₅	1,12	1,4	3,9
SrO	0,13	2,3	1,0	H ₂ O	1,41	—	1,7
CaO	7,33	8,3	8,6	Cl	0,80	0,7	0,8
MnO	2,93	4,2	3,6	-O = Cl ₂	0,18	0,2	0,2
FeO	4,78	0,5	Не обн.	Сумма*	99,72	99,4	99,3
Fe ₂ O ₃	0,85	—		D	2,92	—	2,76
TR ₂ O ₃	2,67	1,6		n _p	1,613	1,597	1,618
SiO ₂	48,58	49,2	53,3	n _g	1,615	1,599	1,626
ZrO ₂	13,32	11,3	0,2	2V°	(-0)	(-0)	(+0)

*В сумму входят еще: MgO — 0,28, Al₂O₃ — 0,75 (1); BaO — 0,5 (2), 0,6 (3); H₂O (расчетн.) — 1,9 (2). В анализе 2 TR₂O₃ = La₂O₃ — 0,5, Ce₂O₃ — 1,1; в анализе 3 TR₂O₃ = La₂O₃ — 0,2, Ce₂O₃ — 0,8.

Примечание. Аналитики Е.И. Успенская (1), Г.Н. Нечелостов (2, 3). Данные настоящей работы, кроме 1 [18]. Места взятия образцов: 1 — Карнасурт, Ловозеро, 2, 3 — Аллуайв, там же.

Аллуайвит Na₁₉Ca₆(Ti, Nb)₃Si₂₆O₇₄Cl · 2H₂O — новый титаносиликат с эвдиалитоподобной структурой [240], встречен автором в ультрагнейсовых пегматитах горы Аллуайв (Ловозеро, тип 4). Находится в тесных сростаниях с М38, в котором образует редкие, неправильной формы обособления размером до 1 мм. Бесцветный или со слабым розовато-коричневым оттенком, прозрачный, с сильным стекляннным блеском, раковистым изломом. *H* = 5–6. Результаты микронзондового анализа, дополненного определением воды кулонометрическим методом (№ 3 в табл. 20), пересчитываются при Σ_{кат} = 53 (*Z* = 6) на эмпирическую формулу (Na_{17,47}K_{0,12}Sr_{0,28}Ba_{0,11}La_{0,03}Ce_{0,14})(Ca_{4,46}Mn_{1,47})(Ti_{2,18}Nb_{0,85} × Zr_{0,05})Si_{25,82}O_{73,26}Cl_{0,66} · 2,75H₂O. Идеализированная формула Na₁₉(Ca, Mn)₆(Ti, Nb)₃Si₂₆O₇₄Cl · 2H₂O.

По дебаграмме и ИК-спектру аллуайвит практически идентичен эвдиалиту, от которого отличается почти полным отсутствием циркония, а также отсутствием железа, благодаря чему ярко люминесцирует красно-оранжевым цветом в ультрафиолетовых лучах. По содержанию SiO₂ минерал отвечает максимально кремнистому эвдиалиту. Рентгеноструктурный анализ (Р.К. Расцветаева и др., 1990 г.) показал идентичность структурных мотивов аллуайвита и эвдиалита. Установлено, что каждому девятигерному кольцу [Si₉O₂₇] структуры эвдиалита соответствует десятичленная группа [Si₁₀O₂₈] в структуре аллуайвита. Тригональный, пространственная группа *R*3*m*, *a* = 14,046, *c* = 60,60 Å, *z* = 6. Значения *a* и *c* (*c*/2) эвдиалита и аллуайвита существенно перекрываются, что при качественном сходстве дебаграмм этих минералов делает рентгенографический метод недостаточным для их надежной диагностики. Небольшое различие, улавли-

Таблица 21. Сравнительная характеристика минералов семейства ловозерита

Название, формула	Сингония	a
Цирсианит $\text{Na}_6\text{CaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	Триг.	10,292
M39 $\text{Na}_6\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	"	10,27
M40 $\text{Na}_{<6}(\text{Mn}^{2+}, \text{Mn}^{4+}, \text{Ca})_{<1}[\text{Si}_6(\text{O}, \text{OH})_{18}]$	"	10,33
Ловозерит $\text{H}_3\text{Na}_3\text{CaZr}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	"	10,18
M41 $\text{Na}_6\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_3]$	"	10,22
Казаковит $\text{Na}_6\text{MhTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	"	10,188
M42 $\text{Na}_6\text{FeTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	"	10,16
Тисиналит $\text{H}_3\text{Na}_3\text{MnTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	}	10,02
M43 $\text{H}_3\text{Na}_3\text{FeTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$		
Коавшит $\text{Na}_6\text{CaTi}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	Ромб.	7,335
Имандрит $\text{Na}_{12}\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]_2$	"	7,426
M44 $\text{Na}_7\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Zr}, \text{Ti}, \text{Y})[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	-	-
M45 $\text{Na}_7\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Zr}, \text{Ti}, \text{Y})[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	-	-

b	c	D	n_p	n_g
-	26,308	2,88-2,98	1,603-1,605	1,610-1,613
-	13,12	2,95-3,00	1,600-1,605	1,605-1,610
-	13,15	2,79	1,583	1,593
-	13,10	2,54-2,64	1,536-1,538	1,576-1,578
-	13,25	-	1,57	1,60
-	13,075	2,91	1,635	1,658
-	13,02	2,87-2,96	1,632	1,653
-	12,88	2,57-2,69	1,580-1,592	1,620-1,624
20,899	10,179	2,98-3,05	1,636-1,637	1,648-1,649
10,546	10,331	2,93	1,605	1,612
-	-	2,95	1,595	1,604
-	-	-	1,59	

Таблица 22. Химический состав цирсианита (1-3), ловозерита (5-7), казаковита (8, 9), коавшита (12), тисиналита (13), имандрита (14), M40 (4), M42 (10, 11), M44 (15), M45 (16)

Компоненты	1	2	3	4	5
Na_2O	26,00	26,18	16,44	24,5	11,63
K_2O	He обн.	1,38	1,60	He обн.	0,24
CaO	4,80	5,79	2,47	1,3	4,09
MgO	He обн.	0,25	0,28	He обн.	He обн.
MnO	2,62	2,03	4,15	2,5	2,16
FeO	0,40	0,66	-	0,6	-
Fe_2O_3	He обн.	0,64	1,55	-	2,58
SiO_2	52,10	48,54	48,45	51,2	54,46
ZrO_2	12,84	11,53	10,03	13,6	13,19
TiO_2	0,40	0,58	0,90	1,1	0,92
H_2O	0,90	1,70	13,15	2,0	7,28
Сумма*	100,06	99,34	99,56	98,9	99,83
D	2,88	2,96	2,69	2,79	2,64

*В сумму входят еще: Sr - 0,06 (2), 0,09 (9); TR_2O_3 - 0,38 (3), 0,03 (4), 0,57(5), 1,16(6), 0,11 (13), 0,92 (15), 2,92 (16); Cl - 0,20 (3), 1,06 (5); -O = Cl₂ - 0,04(3), 0,22 (5); MnO_2 - 1,2, ThO_2O - 0,2, UO_2 - 0,4, HfO_2 - 0,3 (4); Al_2O_3 - 1,87 (5), 2,33 (6), 0,65 (7), 0,84 (8), 0,50 (11); Nb_2O_5 - 0,04 (6), 2,04 (7), 1,40 (8), 0,40 (12); U_3O_8 - 0,06 (7); P_2O_5 - 0,70 (8). В анализах 3, 7 $\text{MnO}_2 > \text{MnO}$, в анализе 4 $\text{H}_2\text{O} = \text{п.п.п.}$

6	7	8	9	10	11
5,84	4,09	25,50	27,76	26,69	25,50
3,77	2,72	0,47	0,20	0,54	0,63
2,04	4,10	0,40	0,92	4,25	2,60
1,21	0,65	0,10	0,22	0,25	0,50
1,40	3,50	4,40	4,52	1,97	2,08
-	-	-	He обн.	2,40	4,31
0,63	3,36	2,30	2,49	3,50	0,99
56,22	48,60	52,44	52,38	51,47	52,40
16,76	7,56	-	2,15	He обн.	He обн.
0,56	7,12	7,62	6,60	6,30	8,00
8,48	15,31	3,80	1,40	2,60	2,53
100,44	99,76	99,97	98,73	99,97	99,74
2,66	-	2,84	2,91	2,93	2,87

Таблица 22 (окончание)

Компоненты	12	13	14	15	16
Na ₂ O	27,00	13,83	26,66	>25,0	>20,0
K ₂ O	0,08	Сл	—	Не обн.	Не обн.
CaO	7,33	2,46	12,00	8,14	8,35
MgO	0,34	Не обн.	0,26	0,12	0,09
MnO	4,35	5,40	2,30	4,24	1,69
FeO	0,78	4,49	—	3,12	3,42
Fe ₂ O ₃	4,45	Не обн.	5,46	—	—
SiO ₂	50,00	53,27	50,95	53,54	55,22
ZrO ₂	Не обн.	1,00	1,43	2,86	2,83
TiO ₂	4,45	8,45	0,92	1,57	1,32
H ₂ O	1,10	10,65	—	—	—
Сумма*	100,28	99,66	99,98	—	—
D	3,02	2,66	2,93	2,95	—

Примечание. Аналитики А.В. Быкова (1, 5, 12, 13), М.Е. Казакова (2, 3, 8–11), Г.Н. Нечелостов (4), И.С. Разина (6, 7), С.М. Сандомирская (14), О.М. Георгиевская (15, 16). Данные настоящей работы, кроме 1, 5 [67], 2, 3, 8–11, 14 [189], 6, 7 [142], 12 [69], 13 [68]. Места взятия образцов: 1, 2, 5, 10–16 – Хибинь, 3, 4, 6–8 – Ловозеро.

ваемое при визуальном сравнении дебаеграмм, заключается в следующем: у титанового аналога по сравнению с циркониевым ячейка несколько сжата по оси *a* и вытянута вдоль оси *c*, а значения *d* большинства соответственных линий рентгенограммы существенно понижены.

Ниже приводится описание минералов кристаллохимического семейства ловозерита, объединяющего соединения с типовой формулой $A_3B_3C_2M[Si_6O_{18}]$, где А и В – преимущественно щелочные катионы и протоны, С = Ca, Mn, Fe, М = Zr, Ti, Mn, Fe, Ca (Н.М. Черницова и др., 1975 г.). В сравнительном плане они детально рассмотрены автором в работе [189], частично в главе II настоящей работы, кратко охарактеризованы в табл. 8, 21, 22. Наиболее детально изученными в данном семействе являются:

Цирсиналит $Na_6CaZr[Si_6O_{18}]$

Ловозерит $Na_3CaZr[Si_6O_{18}(OH)_3]$

Казаковит $Na_6MnTi[Si_6O_{18}]$

Тисиналит $Na_3MnTi[Si_6O_{15}(OH)_3]$

Коашвит $Na_6CaTi[Si_6O_{18}]$

Имандрит $Na_{12}Ca_3Fe_2[Si_6O_{18}]_2$

Цирсиналит описан как минералогическая редкость в районе горы Коашва (Хибинь) [67] и рассматривался как первичный Zr-силикат, образующийся вместо эвдиалита при необычно высоком потенциале натрия. Наши многочисленные находки цирсиналита в ультраагпах Хибинь и Ловозера [185, 187, 189, 194, 228] заставили существенно пересмотреть первоначальные представления об условиях образования этого минерала.

Установлено (см. гл. II), что цирсиалит в основной своей массе избирательно развивается по эвдиалиту, наследуя морфологические особенности и существенную часть компонентов протофазы, включая кальций. Образование оторочек бесцветного или бледноокрашенного цирсиалита вокруг кристаллов ярко-красного эвдиалита. — один из наиболее контрастных признаков принадлежности пород и пегматитов к ультраагпаитовому типу. Наряду с этим в пегматитах Ловозера нами обнаружены аналоги цирсиалита темно-вишневого и темно-сиреневого цвета, образующие хорошо ограненные кубообразные кристаллы размером до 1 см. Для них характерны смолистый блеск, раковистый излом. В тонких сколах они прозрачны, имеют светло-сиреневую окраску, стеклянный блеск. Оптически одноосные, отрицательные, однородные или с одиночными вросками пластинчатых двойников; $n_{\text{ср}} = 1,58-1,61$, $n_o - n_e = 0,005-0,010$. При внешнем сходстве различные темноокрашенные цирсиалиты существенно отличаются друг от друга составом и другими особенностями и, вероятно, минералогически вполне индивидуальны. Таковы М39 и М40, из которых первый чрезвычайно неустойчив, а второй вполне стабилен в атмосферных условиях.

М39 обнаружен автором в пегматитах горы Аллуйв, где образует рассеянную вкрапленность зерен неправильной формы размером до 2—3 мм. Практически безкальциевый аналог цирсиалита состава $\text{Na}_8\text{ZrSi}_6\text{O}_{18}$. На монокристалльном автодифрактометре для него установлена гексагональная ячейка с параметрами $a = 10,270$, $c = 13,122 \text{ \AA}$, которая, как и ячейка синтетической фазы $\text{Na}_8\text{SnSi}_6\text{O}_{18}$ (А.Н. Сафронов и др., 1980 г.), отличается от ячейки цирсиалита вдвое меньшей величиной параметра c . По оптическим свойствам ($n_e = 1,600-1,605$, $n_o = 1,605-1,610$) и рентгенограмме порошка минерал почти идентичен цирсиалиту, от которого отличается повышенной плотностью ($2,95-3,00 \text{ г/см}^3$), наличием розовой или сиреневой окраски, а также чрезвычайно малой устойчивостью. На воздухе быстро мутнеет, покрывается налетом соды, что фиксирует его переход во вторичный Zr-силикат М41 примерного состава $\text{Na}_5\text{ZrSi}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_3$. Попытки сохранить свежие зерна М39 под защитными пленками не увенчались успехом. Как можно судить по микрофотографии (табл. IV, а), за два месяца хранения в "рубашке" поливинилбутираля основной объем зерен М39 заместился гидратным аналогом. В связи с неустойчивостью минерала не увенчались успехом и наши попытки получить точные данные о его составе с помощью микрозондового анализа. Этим методом (аналитик Л.И. Полежаева) в наиболее свежем образце минерала определены (в мас.%): $\text{Na}_2\text{O} - 21,51$, $\text{CaO} - 0,03$, $\text{MnO} - 0,40$, $\text{SiO}_2 - 49,06$, $\text{ZrO}_2 - 16,26$, $\text{HfO}_2 - 0,19$, $\text{TiO}_2 - 0,04$, сумма 87,49, что соответствует эмпирической формуле $(\text{Na}_{5,11}\text{Mn}_{0,04})(\text{Zr}_{0,97}\text{Hf}_{0,01})\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_3$, гораздо более близкой к "На-ловозериту" М41, чем к его безводородному аналогу.

М40 встречен нами в керне многих скважин, вскрывших полный разрез эвдиалитовых и ловозерит-мурманитовых луювритов на участке Сенгисчорр—Ангвундасчорр. Минерал концентрируется в пегматитах и отдельных горизонтах эвдиалитсодержащих пород, слагая округлые зерна или идиоморфные кристаллы того же размера (обычно до 3—5 мм), что и у сростающихся с ними кристаллов эвдиалита. Наблюдается перемежаемость

интервалов зерна с варьирующим соотношением фаз — от почти моно-минеральных эвдиалитов через биминеральные породы до "цирсиналитов". Признаки неравновесия между срастающимися кристаллами эвдиалита и М40 отсутствуют. Однако в этой ассоциации в качестве третьей фазы постоянно обнаруживается обычный бесцветный цирсиналит, развивающийся в виде каемочных псевдоморфоз по кристаллам эвдиалита, приобретающего в результате изменения белесоватый оттенок. Показатели преломления М40 ($n_e = 1,583$, $n_o = 1,593$) заметно ниже цирсиналита ($n_e = 1,603-1,605$, $n_o = 1,610-1,613$). По рентгенограмме порошка минерал очень близок цирсиналиту; интенсивные линии: 5,30—3,33—3,27—2,641—2,576—1,844. Примерная формула минерала $\text{Na}_{<6}(\text{Mn}^{2+}, \text{Mn}^{4+}, \text{Ca})_{<1} \text{ZrSi}_6(\text{O}, \text{OH})_{18}$. В химическом плане (№№ 1—3 в табл. 22) М40 отличается от цирсиналита пониженной натриевостью, частичной гидратированностью, доминирующей ролью Mn (включая Mn^{4+}) в группе С типовой формулы, что, вероятно, благоприятно для компенсации локального баланса валентностей в кристаллической структуре и определяет высокую устойчивость минерала в естественных условиях в отличие от цирсиналита и М39. Как установлено нами, М40 сохраняет стабильность не только на воздухе, но и при многомесячной выдержке во влажном эксикаторе.

Ловозерит по составу (№№ 5—7 в табл. 22) аналогичен цирсиналиту, от которого отличается прежде всего наличием водорода и более низким содержанием Na и Ca. Минерал пользуется широким распространением в ультраабзисных дериватах Ловозерского и Хибинского массивов, где он встречается преимущественно в виде оторочек вокруг выделений эвдиалита и полных псевдоморфоз по кристаллам последнего. Отмечается также в виде оторочек вокруг цирсиналита (табл. VII, в) и вадейта. Первоначально [9, 109, 161 и др.] ловозерит рассматривался в основном как вторичный по эвдиалиту. Позднее автор [183—191] пришел к заключению, что этот минерал является вторичным не по эвдиалиту, а по цирсиналиту, по которому он развивается как в эндогенных, так и в гипергенных условиях с образованием гомоосевых псевдоморфоз. По отношению к эвдиалиту ловозерит, таким образом, является не "сыном", а "внуком", а естественный эволюционный ряд рассматриваемых цирконосиликатов имеет вид эвдиалит → цирсиналит → ловозерит.

Наряду с белым или бледно-желтым, почти бесцветным ловозеритом в некоторых породах распространены красноватые, темно-вишневые, темно-бурые и почти черные разности, в которых часть марганца имеет четырехвалентную форму. Обычно они содержат повышенные количества элементов-примесей — Ti, Fe, Nb, TR и находятся в полуметамиктном или метамиктном состояниях. Глубоко измененные разности такого типа (№ 7 в табл. 22) Е.И. Семенов [142] условно выделяет как окси-ловозерит. Темноокрашенные разности ловозерита сосуществуют со светлоокрашенными. Очевидно, протофазой для образования окси-ловозерита мог служить минерал типа "окси-цирсиналита" М 40, также обогащенный различными примесями, включая Ti, U, Th, Hf и др. К промежуточным продуктам в ряду М40 — окси-ловозерит может быть отнесен темно-вишневый, почти черный минерал из натросилитового пегматита Карнасурта (Ловозеро, тип 2), содержащий более 3% MnO_2 , около 18% $(\text{Na}, \text{K})_2\text{O}$ (№ 3 в табл. 22)

и дающий рентгенограмму порошка цирсианита с резко ослабленными, диффузными линиями. Как и бесцветный цирсианит, он развивается по эвдиалиту в виде каемочных псевдоморфоз, но, кроме того, образует изометричные зерна и несовершенные кристаллы (до 5×10 мм), приуроченные к внешним частям крупных выделений эвдиалита и иногда включенные в бесцветный цирсианит.

Ловозерит является характерным минералом своеобразных ловозерит-мурманитовых порфиридных луавритов Ловозерского массива, слагающих крупные штоки и пластообразные тела, залегающие преимущественно в эвдиалитовых луавритах. Эти тела содержат (в мас.% окислов): до 0,23—Nb, до 0,02—Ta, до 0,22—TR, 1,94—Zr, 2,43—Ti, 12,5—Al, 9—Fe, 1,2—Mn, 0,2—Sr, 0,1—Zn, около 0,03% Hf, Rb и могут являться комплексной рудой на указанные элементы [142]. Вблизи поверхности основных носители редких элементов в этих породах представлены окси-ловозеритом и мурманитом, которые с глубиной сменяются минералом типа М40 и ломоносовитом.

Казаковит [25, 249] и *тисиналит* [68]¹ — члены единого эволюционного ряда, включающего ультращелочной титаносиликат и продукт его дека-тионирования в эпитепмальных и гипергенных условиях (№№ 8, 9, 13 в табл. 22). Оба минерала характерны для ультраапатитов Ловозера и Хибин 2, 3, 4 и 7 типов. Образуют ромбоэдрические (кубообразные) кристаллы желтого цвета до 5 мм в поперечнике (табл. VIII, а) и более крупные выделения неправильной формы. В Хибинах автором встречен существенно железистый аналог казаковита М42 (№№ 10, 11 в табл. 22), который предложено выделить как самостоятельный минеральный вид [189]. Такой же статус, очевидно, должен приобрести и развивающийся по последнему железистый аналог тисиналита М43.

Коашвит описан Ю.Л. Капустиным и др. [69] как минералогическая редкость в керне буровой скважины из района горы Коашва в Хибинском массиве, а также встречен автором в образцах из штольни Материальная на горе Юкспор и в ряде других точек того же массива. Характерен для пегматоидных прожилков среди рисчорритов, сложенных крупнокристаллическим агрегатом калиевого полевого шпата, нефелина и эгирина. В центральных частях прожилков развиты поздний эгирин, ломоносовит, бариевый лампрофиллит, эвдиалит с оторочками цирсианита, натрофосфат, виллиомит, пектолит, цеолиты. Коашвит образует тонкие (1—2 мм) прожилки в ломоносовите и каймы вокруг его кристаллов, отдельные зерна неправильной формы (до 5 мм), строчки мелких уплощенных кристаллов. Внешне и по составу (№ 12 в табл. 22) коашвит, имеющий светло-желтую окраску, весьма сходен с казаковитом. Уверенно диагностируется по оптическим свойствам в иммерсионных перпаратах. Отличительной особенностью минерала является также свежесть поверхности и сколов его зерен, не покрывающихся, как у казаковита, налетом соды при хранении образцов в естественных условиях. Кристаллическая структура описана в [263].

Имандрит установлен автором в керне буровых скважин, вскрывающих

¹ Как гидратный аналог казаковита "гидроказаковит", тисиналит, описан автором в 1977 и 1978 гг. [183, 228]. Название "тисиналит", принято по предложению Ю.Л. Капустина с соавторами [68], опубликовавших данные об этом минерале в 1980 г.

Таблица 23. Состав и свойства зорита (1, 2), ильмайокиита (3–5), пенквилксита (6, 7), М46 (8, 9), М47 (10), М48 (11), М49 (12), М50 (13), М51 (14, 15)

Компоненты	1	2	3	4	5
Na ₂ O	15,09	14,30	12,40	12,94	16,09
K ₂ O	0,69	0,64	0,40	0,05	0,64
CaO	0,58	Не обн.	0,04	0,49	–
MnO	0,10	0,73	–	Сл.	–
Fe ₂ O ₃	0,53	0,63	0,07	0,22	0,01
Al ₂ O ₃	4,92	Не обн.	0,28	0,20	0,41
SiO ₂	41,70	42,69	35,55	38,03	38,56
TiO ₂	15,21	18,27	16,96	18,68	16,24
Nb ₂ O ₅	5,95	6,67	0,02	Не обн.	–
H ₂ O	14,48	15,15	24,54	18,85	19,95
Сумма*	99,97	99,76	99,36	100,76	100,27
D	2,27	–	2,20	–	2,20
n _p	1,540	–	1,573	–	1,573
n _m	1,542	–	1,576	–	1,576
n _g	1,550	–	1,579	–	1,579
2V ^o	+53	–	90	–	90

*В сумму входят еще: MgO – 0,10 (1), 0,18 (2), 0,07 (4); ZrO – 0,21 (1), 0,03 (2), 2,17 (6), 4,67 (7), 0,08 (8); P₂O₅ – 0,05 (1), 0,02 (6), 0,08 (13), 0,50 (14); CO₂ – 0,18 (1), 1,46 (3), 3,30 (4), 1,91 (5); F – 0,29 (1), 0,05 (6), 0,29 (14); –O=F₂ – 0,11 (1), 0,02 (6), 0,12 (14); SrO – 0,02 (3), 0,01 (6), 0,96 (8), 0,18 (9);

рисорриты всякого бока апатитовых залежей Хибинского массива в районе р. Вуоннемиок [259]. Пржилки мощностью до 10 см слагаются адуляром, щелочным амфиболом, эвдиалитом, щербаковитом, волокнистым эгирином, фенакситом, пектолитом, виллиомитом, псевдоморфозами цирсиалита по эвдиалиту. Минерал находится в тесной ассоциации с эвдиалитом, образует вокруг выделений последнего и по трещинам в нем тонкие прерывистые каемки, сложенные агрегатом неограниченных прозрачных зерен медово-желтого цвета размером до 1–3 мм. По рентгенограмме порошка минерал близок коашвиту, по параметрам ячейки он соответствует синтетическим NaMn- и NaCd-силикатам семейства ловозерита [262]. Имандрит, вероятно, является одним из продуктов изменения эвдиалита при его взаимодействии с пересыщенными щелочами силикатно-солевыми жидкостями. Симптоматично, что в состав имандрита (№ 14 в табл. 22) в качестве главных входят именно те компоненты эвдиалита (Ca, Fe), которые высвобождаются из последнего при его замещении цирсиалитом.

М44 Na₇Ca(Mn,Fe,Zr,Ti,Y)Si₆O₁₈ и М45 Na₇Ca(Fe,Mn,Zr,Ti,Y)Si₆O₁₈ (№№ 15, 16 в табл. 22) обнаружены автором в пегматитах горы Расвумчорр (Хибинь, тип 7) с дельхайелитом, пектолитом, фенакситом, ломоносовитом, накафитом, виллиомитом, ревидитом, натритом, М9, М46 и др. Представлены неправильными зернами до 1–3 мм розовато-коричневого цвета, со стеклянным блеском, раковистым изломом. Оптически двусосные,

	6	7	8	9	10	11
	13,13	13,92	10,79	10,68	16,72	6,9
	0,09	–	4,93	5,05	0,03	0,7
	1,60	Не обн.	0,05	Не обн.	–	Не обн.
	0,01	0,01	–	–	0,05	То же
	0,19	0,30	0,16	0,28	–	–
	0,76	Не обн.	–	0,08	–	5,9
	54,69	54,20	17,80	18,32	44,03	45,4
	15,91	16,06	46,68	43,22	27,68	29,1
	1,08	0,93	5,05	7,46	1,10	0,5
	10,27	9,45	11,7	12,0	6,55	5,0
	100,02	99,54	98,95	98,13	99,12	97,5
	2,58	2,3	2,90	2,8	2,77	2,75
	1,637	–	1,780	–	1,672	1,707
	1,640	–	–	–	1,739	1,741
	1,662	–	1,988	–	1,802	1,755
	+42	–	(+0)	(+0)	–85	–64

BaO – 2,65 (3), 2,37 (4), 2,50 (5), 0,58 (8), 0,86 (9), 1,22 (14), 0,48 (15); TR₂O₃ – 4,93 (3), 5,33 (4), 3,96 (5), 0,12 (8); Ta₂O₅ – 0,01 (3), 0,06 (6), 0,05 (8); ThO₂ – 0,23 (4); FeO – 0,50 (2), 0,28 (10), 4,0 (11); Li₂O – 2,68 (10). В анализе 9 H₂O расчетная, в анализах 10, 11 H₂O = п.п.п.

положительные. М44 дает четкую индивидуальную дебаграмму, близкую к рентгенограмме имандрита. Дебаграмма М45 аналогична М44, но отличается размытостью линий.

Зорит Na₂(Ti,Nb)Si₃O₉ · 3H₂O описан в жиле Юбилейной (Ловозеро, тип 1) [107], где образует в кавернозном натролите призматические и игольчатые кристаллы до 0,5 см, сферолиты, а также поликристаллические пластинки до 10 × 6 × 0,5 см, представляющие собой, вероятно, псевдоморфозы по вуоннемииту или ненадкевичиту. Прозрачный, со стеклянным блеском, совершенной спайностью по нескольким плоскостям, пересекающимся под прямым углом. Плеохроирует от розового до голубого. $H \approx 4$. Химический состав (№№ 1 2 в табл. 23) соответствует при $Z = 1$ примерной формуле Na₁₆Nb₂Ti₈Si₂₄O₇₇ · 28H₂O. Структурная формула Na₆[Ti(Ti_{0,9}Nb_{0,1})₄(Si₆O₁₇)₂(O,OH)₅] · 11H₂O (П.А. Сандомирский, Н.В. Белов, 1979 г.). Ромбический, пр. гр. *Cmm*, $a = 23,241$, $b = 7,238$, $c = 6,955$ Å. Интенсивные линии: 11,6–6,9–3,38–3,067–2,979–2,588–1,742.

Ильмайокиит Na₂TiSi₃O₉ · 6H₂O установлен в жиле Юбилейной (Ловозеро, тип 1) в пустотах натролита [14]. Образует ромбовидные, уплощенные кристаллы до 2 мм и выделения неправильной формы до 1 см. Ярко-желтый, полупрозрачный, со стеклянным или матовым блеском, полураковистым изломом. На воздухе мутнеет, растрескивается, покрывается налетом соды. Хрупкий. $H = 1\frac{1}{2}$ –2. Данные о прочих свойствах и резуль-

Таблица 23 (окончание)

Компоненты	12	13	14	15
Na ₂ O	18,88	—	4,62	4,33
K ₂ O	13,08	—	10,20	12,55
CaO	2,62	41,43	0,63	0,20
MnO	—	0,31	0,53	0,13
Fe ₂ O ₃	4,48	0,13	0,44	0,30
Al ₂ O ₃	0,21	—	—	—
SiO ₂	44,82	42,40	36,99	46,94
TiO ₂	3,61	9,94	13,62	12,52
Nb ₂ O ₅	—	—	18,00	21,17
H ₂ O	12,84	—	—	—
Сумма*	100,54	94,29	86,92	98,62
<i>D</i>	2,42	2,46	—	—
<i>n_p</i>	1,530	1,648	—	—
<i>n_m</i>	1,549	1,651	—	—
<i>n_g</i>	1,559	1,665	—	—
2 <i>V</i> ⁰	—	+53	—	—

Примечание. Аналитики Е.А. Кульчицкая (1), М.Е. Казакова (2, 4, 7), Л.Ф. Ганибал (3, 5), Е.И. Успенская (6), И.М. Куликова (9, 11, 14), Л.И. Полежаева (8, 10, 15), Г.Е. Черепивская (12), В.В. Ермилов (13). Данные настоящей работы, кроме 1 [107], 2,5 [18], 3 [14], 6 [21], 7 [177], 8 [158]. Места взятия образцов: Ловозеро: 1–7 – Карнасурт, 10 – Аллуайв; Хибины: 8, 11 – Кукисвумчорр, 9 – Коашва, 12 – Расвумчорр, 13 – Олений ручей, 14, 15 – Калиок.

таты химических анализов представлены в табл. 23 (№№ 3–5). Дает очень плохие монокристалльные и порошковые рентгенограммы. Интенсивные линии: 11,5–10,9–10,2–4,3–3,7–3,1–2,48–2,44.

Пенквилксит Na₄Ti₂Si₈O₂₂ · 5H₂O [21, 177] развит в виде белых комковатых конкреций диаметром до 3 см в пустотах среди натролита и радиально-волокнутого эгирина жилы Юбилейной (Ловозеро, тип 1). Конкрекции сложены тонкозернистыми агрегатами шестиугольных пластинок (табл. VIII, б). Данные о свойствах пенквилксита представлены в табл. 8. В его состав (№№ 6, 7 табл. 23) входит около 10% воды, которая имеет цеолитный характер и после удаления быстро возвращается в структуру.

M46 установлен Ю.П. Меньшиковым и независимо автором в нескольких точках центральной дуги Хибин, в том числе на горах Кукисвумчорр и Коашва (№№ 8, 9 в табл. 23). В первом районе он обнаружен вместе с виноградитом и эгирином в жилах друзового натролита, во втором – вместе с пектолитом и виллиомитом в содалит-микроклиновом пегматите. Образует кубообразные кристаллы от 0,5–1 до 2–3 мм и их сростки, включая очень характерные крестообразные, а также пластинчатые выделения до 3–5 см. Тетрагональный, пр. гр. P4₂mcm, *a* = 7,819, *c* = 12,099 Å.

Кристаллы с хорошо развитыми формами (100), (001) и узкими гранями (110) несколько вытянуты и исштрихованы вдоль оси *c*. Цвет розовый или светло-коричневый. Просвечивает, в тонких сколах прозрачный. Блеск сильный стеклянный до перламутрового на плоскостях спайности. Спайность совершенная по (100), ясная по (001). $H = 301-412$ кгс/мм² (~5). Интенсивные линии: 7,84-6,02-3,36-3,25-2,805-2,608-2,003. При большой близости составов изученных образцов минерал Коашвы заметно обогащен ниобием. Результаты анализов 8 и 9 соответствуют примерным формулам $(\text{Na}_{2,3}\text{K}_{0,7})(\text{Ti}_{3,8}\text{Nb}_{0,2})\text{Si}_2(\text{O},\text{OH})_{14} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ и $(\text{Na}_{2,3}\text{K}_{0,7}) \times (\text{Ti}_{3,6}\text{Nb}_{0,4})\text{Si}_2(\text{O},\text{OH})_{14} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Идеализированная структурная формула $\text{Na}_2(\text{H}_2\text{O})_2[\text{Ti}_4\text{O}_5(\text{OH})(\text{SiO}_4)_2]\text{K}(\text{H}_2\text{O})_2$ [158]. Цеолитоподобная структура М46 характеризуется наличием трехмерного каркаса, содержащего колонки $[\text{Ti}_4\text{O}_{12}(\text{O},\text{OH})_2]_\infty$ [001], объединяющих их изолированных ортотетраэдров SiO_4 , цепочек Na-октаэдров [110, $\bar{1}\bar{1}0$] и широких ($\phi \sim 5\text{ \AA}$) каналов вдоль оси *c*, в которых локализуются ионы K^+ и молекулы воды.

М47, внешне очень похожий на виноградит, установлен автором в пегматитах горы Аллуайв (Ловозеро, тип 4), где он развивается в виде неполных псевдоморфоз по лоренцениту. Представлен агрегатами уплощенных по (100) и вытянутых вдоль оси *c* иголок длиной до 3-5 мм. Бесцветный или желтоватый, прозрачный, с занозистым изломом. Блеск стеклянный до перламутрового на плоскостях спайности: (100) - весьма совершенная, (010) - совершенная. $H = 5-6$. Оптически двуосный отрицательный; сильная дисперсия $r < v$. Ромбический, пр. гр. $C2/c$, $a = 28,583$, $b = 8,600$, $c = 5,219\text{ \AA}$, $\beta = 91,03^\circ$, $Z = 4$. Интенсивные линии: 14,29-6,39-4,77-3,69-2,996-2,744-2,709-1,650. Содержание в М47 основных компонентов (№ 10 в табл. 23) определено с помощью электронного микрозонда. Дополнительно методом пламенной спектрофотометрии (аналитик Г.Е. Каленчук) в минерале обнаружено 2,68 мас.% Li_2O - компонента, не улавливаемого микрозондом, но однозначно зафиксированного С. Мерлино, и М. Пазеро (Пизанский университет, Италия) в процессе рентгеноструктурного анализа. Установлено [307], что структура нового титаносиликата сочетает в себе некоторые черты строения лоренценита и виноградита. Главная ее особенность состоит в том, что характерная для последнего минерала "виноградитовая лента" $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ в структуре М47 разорвана на две метацепочки, проложенные стенками из Li-тетраэдров и Na-октаэдров. Идеализированная формула $\text{Na}_3\text{LiTi}_2\text{Si}_4\text{O}_{14} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ близка к формуле виноградита $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_4\text{O}_{13} \cdot \text{H}_2\text{O}$. Из сравнения формул очевидно, что кристаллизации М47 вместо виноградита должны способствовать высокие концентрации Na и Li в минералообразующей среде.

М48 установлен автором на отроге горы Кукисвумчорр (Хибины), в нефелин-калишпатовых пегматитах с альбитом, эгирином, цирконом, ильменитом, франколитом, анкилитом, нордстрандитом и др. Представлен веерообразными сростками игольчатых кристаллов длиной до 1 см. Минерал белого цвета, с перламутровым блеском, занозистым изломом, внешне совершенно не отличим от виноградита, но вполне индивидуален по составу и оптическим свойствам (№ 11 в табл. 23); интенсивные линии: 11,9-5,88-4,35-3,182-3,085-2,735. Примерная формула

$\text{NaTi}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$. По сравнению с типичными виноградовитами М48 содержит вдвое меньше Na, пониженные количества Ti, повышенные — Fe и Al. Под микроскопом отмечено нахождение нового титаносиликата в тесных сростаниях с виноградовитом. Отрицательное удлинение кристаллов М48 в противоположность положительному у виноградовита позволяет однозначно диагностировать новый титаносиликат в подобных сростках.

М49 встречен автором в интенсивно минерализованном пегматите горы Расумчорр (Хибины, тип 5) вместе с олимпитом, шафрановским, цирсианалитом и другими аномально щелочными минералами. Образуется серовато-белые выделения округлой формы размером до 1 см, сложенные плотным тонкозернистым (0,3–0,5 мм) агрегатом. Минерал бесцветный, прозрачный, со стеклянным блеском, совершенной спайностью по нескольким плоскостям. Удлиненные спайные выколки имеют прямое погасание вдоль *Nm*. Интенсивные линии: 3,05–2,73–2,48–1,65. В ИК-спектре имеются четкие максимумы поглощения 456, 528, 622, 863, 977, 1056, 1442, 1656, 2728, 3170 и 3377 cm^{-1} . Результаты химического анализа (№ 12 в табл. 23) соответствуют примерной формуле $\text{Na}_{1,2}\text{K}_6\text{FeTiSi}_{1,4}\text{O}_{4,0} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$. Минерал легко разлагается кислотами и неустойчив в атмосферных условиях. На воздухе покрывается налетом соды и постепенно превращается в белый порошок агрегат, который дает совершенно иную, но также индивидуальную дебаеграму.

М50 $\text{Ca}_4\text{TiSi}_4\text{O}_{1,4} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ встречен автором в нескольких точках центральной дуги Хибин и более детально изучен в керне скважины на участке Олений ручей. Находится в тесной ассоциации с канкринитом, анальцимом, биотитом, апатитом и титанитом, образует в пустотах кавернозной пегматоидной породы скопления тонких (0,0*n*–0, *n* мм) разноориентированных игольчатых кристалликов длиной 1–2 мм. Бесцветный, прозрачный, со стеклянным блеском, занозистым изломом. Иголки уплощены по *NpNm* и вытянуты по *Nm*. Сильная дисперсия $r < v$. Состав и оптические свойства представлены в табл. 23 (№ 13). Интенсивные линии: 3,094–2,975–2,680–1,901–1,831–1,695.

Натисит $\text{Na}_2\text{TiSiO}_5$ первоначально описан Ю.П. Меньшиковым и др. [106] на горе Карнасурт (Ловозеро), в натролит-уссингитовом прожилке с чкаловитом и вуоннемитом, где он представлен единичными зернами до 1–1,5 мм и розетковидными сростками пластинчатых кристаллов. Минерал, рентгенографически и оптически идентичный натиситу, установлен нами и Ю.С. Кобяшевым [204] в двух районах Хибинского массива. В первом (р. Вуоннемиок) он встречен в пегматоидных калишпат-нефелиновых прожилках с волокнистым эгирином, ломоносовитом, виллиомитом, псевдоморфозами цирсианалита по эвдиалиту в виде агрегатов изометричных кристаллов размером 0,05–0,5 мм. Во втором районе (гора Юкспор) натисит обнаружен в пегматоидных породах с пектолитом, канаситом, дельхайелитом, виллиомитом, натрофосфатом, псевдоморфозами вторичных цирконосиликатов по эвдиалиту. Образуется округлые зерна, дипирамидальные и пластинчатые кристаллы до 1 мм и их агрегаты до 1 см. Состав, плотность и оптические свойства приведены в табл. 24 (№№ 1, 2). Цвет минерала серый, зеленовато-желтый, светло-кремовый или кофейный. Прозрачный или просвечивает. Блеск стек-

лянный до алмазного. $H = 3-4$. Излом ступенчатый. Спайность совершенная по (001) и менее совершенная по (100). Тетрагональный, $a = 6,50$, $c = 5,07$ Å. Интенсивные линии: 5,05–3,96–2,709–2,349–1,689–1,100.

От приведенной выше существенно отличается рентгенограмма ромбического аналога натисита M52 (интенсивные линии: 2,748–2,257–1,720–1,680–1,475–1,443), ячейка которого имеет параметры $a = 9,827$, $b = 9,167$, $c = 4,799$ Å (№ 3 в табл. 24). Новый титаносиликат установлен автором на горах Юкспор и Расвумчорр, в пегматитах с дельхайелитом, фенакситом, расвумитом и другими минералами ультраагпаитовых ассоциаций. Более детально изучена находка на горе Юкспор. Минерал представлен зернами неправильной формы размером 1–3 мм, имеющими яркую оранжевую окраску, что отличает M52 от находящегося в тесных сростаниях с ним натисита зеленовато-желтого цвета (№ 2 в табл. 24). Прозрачный или просвечивает, с сильным смолистым до алмазного блеском, ступенчатым или раковистым изломом. $H \approx 4$. Согласно [160], в кристаллической структуре M52, как и в структуре натисита, перпендикулярно оси c чередуются слои двух типов, один из которых в общих чертах сходен с соответствующими SiTi-слоями натисита, а второй, в отличие от чисто натриевых слоев в натисите, сложен Na- и Ti-октаэдрами. Иное распределение атомов Na и Ti в структуре при сохранившейся кремнекислородной матрице привело к понижению симметрии от тетрагональной в натисите (пр. гр. $P4/nmm$) до ромбической в M52 (пр. гр. $Pmma$).

Нарсарсукит $Na_2TiSi_4O_{11}$, распространенный в метасоматитах Ловозерского массива, обнаружен автором в Хибинах, в пегматоидных породах горы Кукисвумчорр, где он представлен неправильными зернами и полуограненными кристаллами до 1–2 см, находящимися в сростаниях с влассовитом. Для минерала характерны темная розовато-коричневая окраска и сильный плеохроизм ($No < Ne$). По составу и свойствам (№ 6 в табл. 24) он близок к нарсарсукиту Ловозера, где в жиле Юбилейной встречена его необычная ярко-голубая разновидность, слагающая сферолиты диаметром до 1 см. Минерал плеохроирует от голубого (No) до бесцветного (Ne), обогащен примесями Nb, Al, Fe, K и F (№ 5 в табл. 24).

Комаровит $(H, Na, Ca)_2(Nb, Ti)_2Si_2O_{10}(OH, F)_2$ описан в натролитовом штоке горы Карнасурт (Ловозеро) [87, 126]. Образует чешуйчато-пластинчатые агрегаты бледно-розового цвета. $H = 1\frac{1}{2} - 2$. Интенсивные линии: 12,2–6,35–3,16–3,118–2,740–2,715–1,783. Сходные дебаеграммы и составы имеют "белый Nb-силикат" $Na_2Nb_2Si_2O_{10} \cdot H_2O$ из Илимаусака [141] и минерал M53, обнаруженный автором на горе Кукисвумчорр в Хибинах. Оба они существенно отличаются от оригинала комаровита высоким содержанием Na и низким — H_2O (№№ 7–9 в табл. 24), в связи с чем илимаусакскую находку предложено именовать "Na-комаровитом" [126]. Состав хибинского минерала больше соответствует формуле $Na_4CaTiNb_3Si_3O_{18}F \cdot 3H_2O$, однако его индивидуализация требует проведения дополнительных исследований. M53 встречен в зальбандах гидротермальных прожилков с друзами тонкоигольчатого натролита, где он представлен прямоугольными пластинками шириной до 3×5 , толщиной до 1 см, имеющими скрытокристаллическое строение. Для минерала характерны светло-розовая окраска, сильный стеклянный блеск,

Таблица 24. Состав и свойства натисита (1, 2), лоренценита (4), нарсарсукиита (5, 6), комаровита (7, 8), лейкофенита (10, 11), M52 (3), M53 (9), M54 (12)

Компоненты	1	2	3	4	5
Na ₂ O	30,32	29,47	27,2	15,97	16,70
K ₂ O	—	—	—	0,07	0,48
CaO	—	—	—	0,30	He обн.
MnO	0,31	0,38	0,4	0,04	0,07
Fe _x O _y	0,53	1,50	2,5	2,88	2,45
SiO ₂	29,77	29,14	28,4	32,77	60,00
TiO ₂	38,93	39,62	36,7	44,48	15,49
Nb ₂ O ₅	0,72	0,18	0,1	2,24	0,81
H ₂ O	—	—	1,6	0,57	1,24
F	—	—	1,0	—	1,24
-O = F ₂	—	—	0,4	—	0,52
Сумма*	100,70	100,29	97,5	100,19	100,16
D	3,15	—	3,12	—	2,75
n _p	1,680	—	1,740	1,91	1,607
n _m	—	—	1,741	—	—
n _g	1,756	—	1,765	2,03	1,646
2V°	(-) 0	(-) 0	+ 20	—	(+) 0

*В сумму входят еще Ta₂O₅ - 0,12 (1), 0,4 (9), 0,05 (11); Al₂O₃ - 0,71 (4), 1,59 (5), 0,7 (6), 1,00 (7), 1,38 (8), 0,2 (9), 0,31 (12); ZrO₂ - 0,14 (4), 0,26 (5), 2,2 (6), 0,17 (11), 0,50 (12); P₂O₅ - 0,02 (4), 0,50 (10), 1,70 (12); MgO - 0,20 (5), 0,1 (6), 0,82 (11); TR₂O₃ - 0,15 (5), 0,46 (8), 1,30 (10), 0,08 (11); B₂O₃ - 5,23 (10), 7,00 (11); SrO - 0,4 (9), 0,48 (10), 1,80 (12); BaO - 0,6 (9), 12,20 (11), 19,27 (12); Li₂O - 0,04 (12); Fe_xO_y = Fe₂O₃, кроме анализов 1, 10, 12 (FeO), 4 (FeO - 0,62, Fe₂O₃ - 2,26), 5 (FeO - 0,48, Fe₂O₃ - 1,97), в анализах 3, 9 H₂O = п.п.п.

высокое двупреломление. Визуальное тождество дебаеграмм M53 и комаровита указывает на то, что в основе строения обоих минералов лежит одна и та же ромбическая ячейка с параметрами $a = 15,0$, $b = 12,31$, $c = 10,48$ Å. Это подтверждается хорошим соответствием плотностей - вычисленной (3,21 г/см³ при $Z = 4$) и экспериментальной (3,28 г/см³), что косвенно подтверждает правильность формулы M53, общим видом которой может быть (Na, K)₄(Ca, Mn, Fe)(Nb, Ti)₄(Si, Al)₃(O, OH, F)₁₉ × X и H₂O.

Лейкофенит Na₄BaTi₂B₂Si₁₀O₃₀ - характерный концентратор бора в ультраагпайтах Ловозера и Хибин. В первом массиве он установлен в натролитовой зоне жилы Юбилейной в ассоциации с нептунином и нарсарсукиитом [17, 18]. Образует зерна неправильной формы и псевдотетрагональные призматические кристаллы до 0,5-1 см. Голубовато-серый или ярко-голубой, слабо плеохроирующий ($N_g > N_p$). Содержит до 1,5% Nb₂O₅ (табл. 24). Повышенная до 1,3% примесь редких земель в обр. 10 не подтверждается нашим новым анализом (№ 11). В пегматитах горы Аллауйв лейкофенит представлен очень мелкими (0,3-0,5 мм)

	6	7	8	9	10	11	12
	16,2	0,85	13,71	12,2	11,73	11,27	12,59
	0,3	0,30	—	1,6	0,17	0,36	1,15
He обн.	4,70	5,30	—	4,8	0,10	0,35	0,43
	0,1	5,00	—	0,1	—	0,18	3,60
	1,6	1,50	0,48	0,1	0,23	0,75	0,23
	63,5	23,50	16,46	18,7	51,90	51,22	27,53
	16,0	2,50	5,27	6,8	13,65	12,40	25,54
	0,5	47,00	50,23	46,1	1,05	1,45	3,09
	—	12,00	4,64	6,0	1,64	He обн.	1,82
	1,0	1,21	2,50	2,0	0,28	—	1,36
	0,4	0,51	1,05	0,8	0,11	—	0,57
	101,8	99,05	99,38	99,2	100,35	98,70	100,39
	2,87	3,0	3,3	3,28	2,98	—	—
	1,612	1,750	—	1,78	1,640	—	1,739
	—	1,766	1,8	—	1,660	—	1,747
	1,665	1,852	—	1,8	1,688	—	1,761
	(+) 0	+ 48	—	—	+ 75	—	—

Примечание. Аналитики Я.А. Пахомовский (1), Л.И. Полежаева (2-3), Е.А. Кульчицкая (4, 5, 10), О.М. Георгиевская (6), Т.А. Столярова (7), М.Е. Казакова (8), Г.Н. Нечелюстов (9), З.Т. Катаева (11), Н.И. Забавникова (12). Данные настоящей работы, кроме 1 [106], 4, 5, 10, 12 [18], 7 [87], 8 [141]. Места взятия образцов: 1, 4, 5, 7, 10-12 - Ловозеро, Карнасурт; Хибинь: 2, 3 - Юкспор, 6, 9 - Кукисвумчорр, 8 - Илимаусак, Накалак.

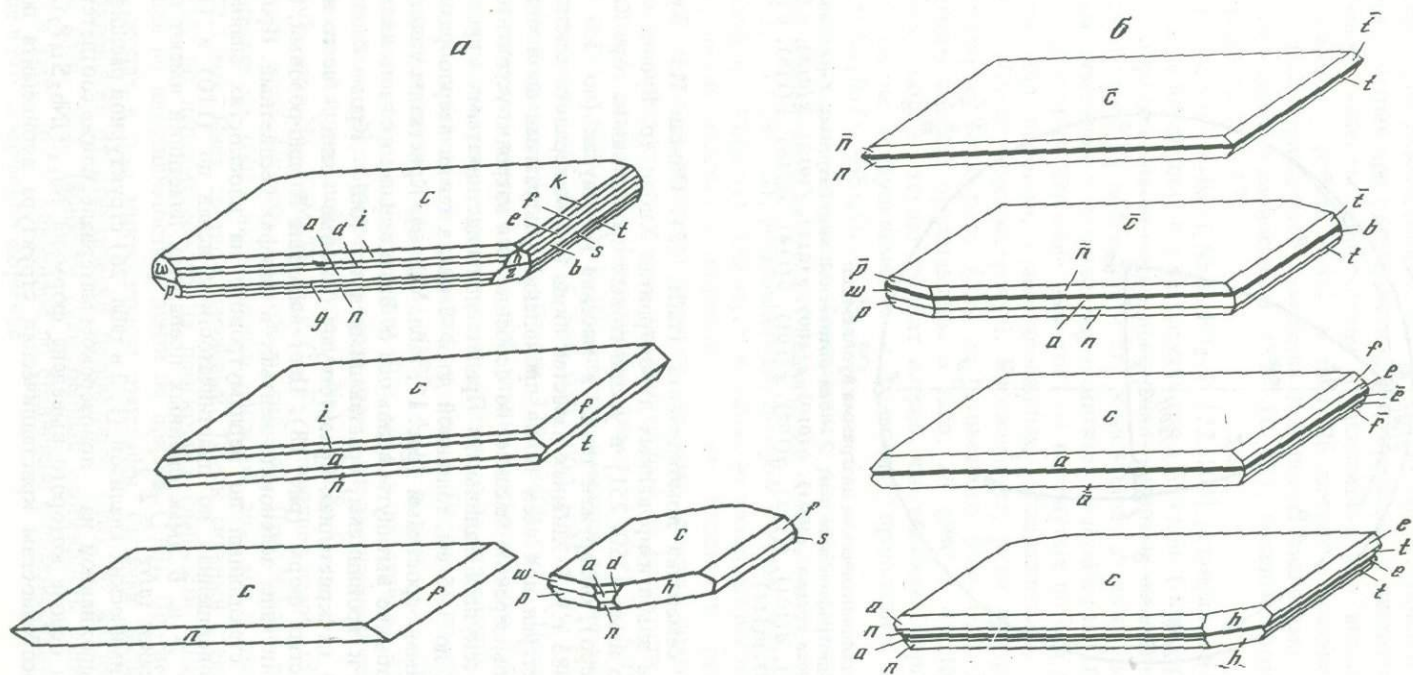
бесцветными табличками квадратной формы, нарастающими на стенку пустот усингита с частично выщелоченными виллиомитом и термонатритом. В Хибинах минерал диагностирован в ультращелочных метасоматитах с вадеитом, шербаковитом, Nb-лабунцовитом и др. (Ю.Л. Капустин, 1982 г).

Баритолампрофиллит Na₆Ba₃FeTi₆Si₈O₃₄F₂ - типоморфный минерал ультраагпайтовых пород. В отличие от более широко распространенного темно-коричневого стронциевого аналога он часто имеет ярко-желтую окраску. Местами он развивается с поверхности и по трещинам кристаллов более раннего Sr-лампрофиллита. В жиле Юбилейной (Ловозеро, тип 4) распространен марганцевый аналог баритолампрофиллита M54 (№ 12 в табл. 24), который образует желвакообразные выделения диаметром до 1 см, сложенные агрегатом изогнутых пластинок и волокон. Кроме Ba и Mn, этот минерал обогащен ниобием; в то же время он почти стерилен от примеси железа (0,2 FeO), тогда как обычный Sr-лампрофиллит содержит до 3-6% FeO + Fe₂O₃.

Вуоннемит Na₁₁TiNb₂Si₄P₂O₂₅F - новый представитель кристалло-

Таблица 25. Сравнительная характеристика минералов семейства ломоносовита (см. табл. 8, 26)

Название, формула	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	n_p n_g	n_m $2\gamma^\circ$
	α	β	γ		
Ломоносовит $\text{Na}_4\text{Ti}_4\text{Si}_4\text{O}_{18} \cdot 2\text{Na}_3\text{PO}_4$	5,40	7,03	14,65	1,654–1,708	1,736–1,759
	100	96	89	1,764–1,778	(–) 46–64
Беталомоносовит $\text{Na}_4\text{Ti}_4\text{Si}_4\text{O}_{18} \cdot 2(\text{Na}, \text{H})_3\text{PO}_4$	5,40	7,00	14,60	1,661–1,670	1,770–1,773
	104	95	89	1,779–1,781	(–) 10–36
Вуоннемит $\text{Na}_8\text{TiNb}_2\text{Si}_4\text{O}_{17}\text{F} \cdot 2\text{Na}_3\text{PO}_4$	5,53	7,16	14,55	1,638–1,639	1,651–1,656
	94	96	90	1,681–1,683	(+) 80
Борнеманит $\text{Na}_4\text{BaTi}_2\text{NbSi}_4\text{O}_{17}\text{F} \cdot \text{Na}_3\text{PO}_4$	5,48	7,10	48,2	1,682–1,683	1,687–1,695
	90	90	90	1,718–1,720	(+) 40
Соболевит $\text{Na}_{14}\text{CaMgTi}_4\text{Si}_4\text{P}_4\text{O}_{34}\text{F}_2$	5,4115	7,078	40,618	1,627	1,686
	93,19	90,01	90,00	1,690	(–) 29
M56 $\text{Na}_{14}\text{CaMgTi}_4\text{Si}_4\text{P}_4\text{O}_{34}\text{F}_2$	5,415	7,081	20,34	1,630	1,678
	93,15	94,40	90,06	1,697	(–) 62
M57 $\text{Na}_{17}\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{Ti}, \text{Mn})_4\text{Si}_4\text{P}_6\text{O}_{40}\text{F}_6$	5,412	7,079	26,56	1,600	1,658
	95,21	93,51	90,10	1,676	(–) 56
Мурманит $\text{Na}_4\text{Ti}_4\text{Si}_4\text{O}_{18} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	5,45	7,00	11,94	1,682–1,702	1,712–1,770
	96	100	89	1,745–1,839	(–) 50–75
Эпистолит $\text{Na}_4\text{TiNb}_2\text{Si}_4\text{O}_{17}\text{F} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	5,41	7,08	12,07	1,610	1,650
	103	96	89	1,682	(–) 80



Р и с. 17. Форма кристаллов (а) и закономерные сростки кристаллов (б) вуоннемита

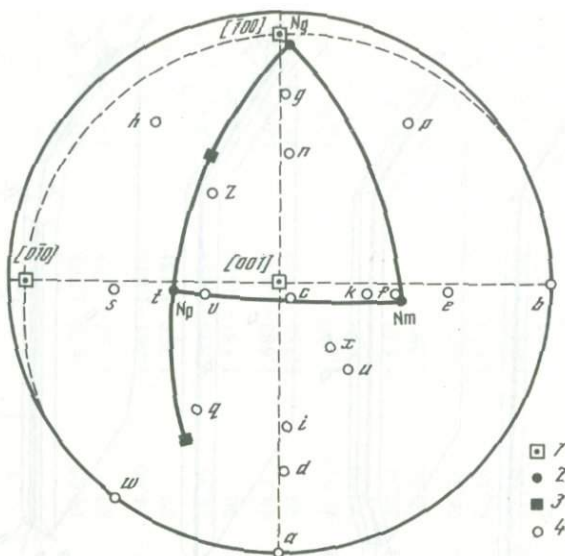


Рис. 18. Кристаллооптическая диаграмма вуоннемита

1 — кристаллографические оси; 2 — оси оптической индикатрисы; 3 — оптические оси; 4 — полюса граней: $c(001)$, $b(010)$, $a(100)$, $e(011)$, $f(012)$, $k(013)$, $v(013)$, $r(012)$, $s(0\bar{1}1)$, $d(101)$, $t(102)$, $n(\bar{1}02)$, $g(\bar{1}01)$, $u(114)$, $x(116)$, $z(113)$, $h(111)$, $w(i\bar{1}0)$, $q(\bar{1}i2)$, $p(\bar{1}i1)$

химического семейства ломоносовита (табл. 25). Описан И.В. Буссен и др. [16] в альбитизированных левочорритах Хибин (р. Вуоннемиок) и независимо нами [250, 251] в уссингитовых прожилках на горе Карнасурт (Ловозеро), обнаружен также в массиве Илимаусак (по: J.G. Rønbo et al., 1983 г.). В Хибинах известен лишь как минералогическая редкость. Характерен для всех типов проявлений ультраагпаитовой минерализации в Ловозерском массиве, но особенно для натролит-уссингитовых прожилков, секущих малиньиты. Представлен пластинчатыми кристаллами шириной до 1–5 см, толщиной до 3–5 мм, а также веерообразными и параллельными сростками (рис. 17, табл. VIII, в). Кристаллы уплощены по (001) и обычно вытянуты вдоль оси b . Значительная их часть является двойниками и тройниками, срastaющимися по (001). Кроме базопинакоида (001) на кристаллах присутствуют боковые грани — всего выявлено 20 простых форм (рис. 18). Цвет минерала бледно-розовый, бледно-желтый или чаще зеленовато-желтый; в шлифах бесцветный. Прозрачный. Блеск стеклянный до перламутрового на плоскостях спайности. Спайность совершенная по пластинчатости и ясная по (110) и (111). Дисперсия $r > v$. В иммерсионных препаратах пластинки имеют почти прямое погасание ($aNg' = 2^\circ$).

Из двух химических анализов (1, 2 в табл. 26) структурной расшифровке [47], выполненной на ловозерском материале, ближе соответствует анализ 1, на основе которого выведена формула $Na_{11}TiNb_2Si_4P_2O_{25}F$. По своим особенностям кристаллическая структура вуоннемита подоб-

на структуре ломоносовита, что объясняет его способность легко терять фосфат натрия при обработке водой и переходить в эпистолит (см. гл. II). Различные аспекты минералогии вуоннемита и его аналогов детально обсуждаются в работе [180]. В табл. 26 данные о составе новых минералов рассматриваемого семейства дополнены анализами наиболее свежих разностей ломоносавита (№№ 10–12), беталомоносавита (13, 14) и мурманита (15–17).

Борнеманит $\text{Na}_7\text{BaTi}_2\text{NbSi}_4\text{PO}_{21}\text{F}$ [22, 104] установлен в натролитовой зоне жилы Юбилейной и в пегматитах горы Аллуайв (Ловозеро, типы 1, 4), где он образует пластинчатые выделения, развитые по спайности ломоносавита, пленки на поверхности его кристаллов, а также скопления изогнутых пластинок в натролите и уссингите. Пластинки до $10 \times 8 \times 0,2$ мм имеют агрегатное строение и состоят из вытянутых по оси *a* мельчайших чешуек или волокон, ориентированных субпараллельно. Цвет светложелтый. Блеск перламутровый. Просвечивает, реже прозрачный. Слабо плеохроирует от бурого (*Ng*) до бесцветного (*Nm*, *Np*). Данные о химическом составе представлены в табл. 26 (№№ 3, 4). При обработке кипящей водой теряет фосфат натрия, что сближает борнеманит с ломоносавитом и вуоннемитом и позволяет представить его формулу в виде $\text{Na}_4\text{BaTi}_2\text{NbSi}_4\text{O}_{17}\text{F} \cdot \text{Na}_3\text{PO}_4$.

Своеобразным аналогом борнеманита является существенно барий-фосфатный титаносиликат M55 примерного состава $\text{Na}_7\text{Ba}_3\text{Ti}_2\text{NbSi}_4\text{P}_2\text{O}_{26}$ (№№ 5, 6 в табл. 26), установленный автором в керне скважины из района р. Калиок (Хибины). Образует в натролит-калишпат-пектолитовой породе тонкие пластинки шириной до 3 см. Пластинки хрупкие, неоднородной светло-коричневой окраски, местами минерал почти бесцветный. Блеск смолистый в изломе, перламутровый на плоскости совершенной спайности. Интенсивные линии: 18,5–9,23–6,95–4,74–3,61–3,38–2,896–2,698–2,254. В ИК-спектре имеются четкие максимумы поглощения 395, 465, 525, 575, 680, 940, 1000, 1045, 1120, 1380, 1655 cm^{-1} и размытый максимум в области 3200–3600 cm^{-1} . Периоды идентичности решетки вдоль осей *a* и *b* равны соответственно 5,4 и 7,0 Å, однако третий период определить не удается из-за нарушений монокристалличности пластинок в направлении оси *c*. Параллельно на микрозонде изучена неизвестная фаза M51 (№№ 14, 15 в табл. 23), образующая неправильной формы включения (0,1 мм) в пластинках M55. Согласно полученным результатам, эта фаза имеет вполне индивидуальный состав, отвечающий примерной формуле $(\text{K}, \text{Na})_3\text{TiNbSi}_4\text{O}_{14}$.

Соболевит $\text{Na}_{14}\text{CaMgTi}_4\text{Si}_4\text{P}_4\text{O}_{34}\text{F}_2$ установлен нами [155, 235] в пегматитах горы Аллуайв (Ловозеро, тип 14). Представлен редкими пластинчатыми по (001) выделениями шириной до 5 мм и толщиной около 0,1–0,3 мм. Цвет светло-коричневый. Блеск сильный стеклянный, смолистый, до перламутрового на плоскостях спайности. Спайность совершенная по пластинчатости и ясная по призме (110). Просвечивает, в тонких сколах и под микроскопом прозрачен. Сильная дисперсия $r < v$. Плеохроирует от практически бесцветного (*Np*) до желтовато-коричневого (*Nm*, *Ng*). Наиболее существенная особенность состава минерала (№ 7 в табл. 26) – удвоенное по сравнению с ломоносавитом P/Si отношение в его химической формуле.

Таблица 26. Химический состав вуоннемита (1, 2), борнеманита (3, 4), соболевита (7), ломоносавита (10-12), беталомоносавита (13, 14), мурманита (15-17), M55 (5, 6), M56 (8), M57 (9)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
Na ₂ O	29,12	30,23	20,00	19,62	13,39	10,79
K ₂ O	Сл.	0,07	0,67	0,65	0,50	0,69
SrO	—	—	0,68	0,70	1,63	—
BaO	—	—	13,00	12,05	14,32	16,49
CaO	0,20	0,25	0,77	0,33	5,21	5,48
MgO	Сл.	0,14	0,06	0,04	0,64	—
MnO	0,60	0,53	2,48	2,97	2,77	2,52
Fe _x O _y	0,31	—	0,30	0,17	1,52	1,93
SiO ₂	21,83	22,31	25,00	23,96	16,40	18,45
ZrO ₂	Не обн.	Не обн.	0,25	0,20	Не обн.	—
TiO ₂	7,85	8,07	18,00	18,72	11,06	11,51
Nb ₂ O ₅	27,88	23,16	8,86	9,22	9,73	9,44
P ₂ O ₅	10,44	13,50	6,80	6,57	11,58	11,11
H ₂ O	—	—	0,70	2,74	—	—
F	1,80	—	1,64	1,52	1,73	—
-O = F ₂	0,76	—	0,69	0,64	0,73	—
Сумма*	99,97	99,68	99,18	99,47	89,75	88,41
D	3,11	3,13	3,50	3,47	3,6	—

* В сумму входят еще: Al₂O₃ — 0,70 (1), 0,46 (2), 0,55 (4), 0,44 (11), 1,13 (15); п.п.п. — 0,96 (2); Ta₂O₅ — 0,66 (3), 0,90 (10); Li₂O — 0,10, Rb₂O — 0,0025, Cs₂O — 0,002 (4); Fe_xO_y = Fe₂O₃, кроме анализов 4, 5, 8, 9, 12, 14 (FeO), 17 (Fe — 0,40, Fe₂O₃ — 1,56).

В сростаниях с соболевитом и ломоносавитом автором встречены два близких по облику пластинчатых минерала — M56 и M57 (№№ 8, 9 в табл. 26), индивидуализированных по кристаллооптическим данным. Для них установлены следующие структурные формулы [153, 154]: M56 — Na₁₄CaMgTi₄[Si₂O₇]₂[PO₄]₄O₄F₂, M57 — Na₁₇Ca₃Mg(Ti, Mn)₄[Si₂O₇]₂X [PO₄]₆O₂F₆. Интенсивные линии M56: 2,880–2,702–2,636–2,050–1,662–1,600; интенсивные линии M57: 2,937–2,702–2,659–2,048–1,771–1,730. Как следует из цитируемых работ и сравнительных данных (табл. 25), M56 является полиморфным аналогом соболевита. M57 совершенно индивидуален и отличается от ломоносавита не удвоенным, как в соболевите и M56, а утроенным количеством групп [PO₄], входящих на формульную единицу. В основе строения соболевита, M56 и M57 лежат трехслойные титаносиликатные пакеты, геометрия которых полностью повторяет структуру сейдозерита Na₄MnTi(Zr_{1,5}Ti_{0,5})[Si₂O₇]₂O₂(F, OH)₂. Между указанными пакетами располагаются блоки, представляющие собой вырезку (фрагмент) из

	7	8	9	10	11	12
	29,7	28,1	28,0	24,00	25,51	28,3
	—	Не обн.	Не обн.	0,32	0,17	Не обн.
	—	0,4	0,3	—	—	0,2
	—	1,1	0,9	—	—	2,0
	6,4	5,3	8,3	1,00	1,84	1,1
	0,6	1,1	1,3	0,20	0,19	Не обн.
	4,0	4,3	5,6	2,60	1,73	1,9
	0,6	0,3	0,2	1,67	2,16	1,4
	17,1	16,5	13,2	23,68	25,07	22,8
	—	4,1	1,6	2,71	1,97	2,8
	15,2	13,7	12,0	24,00	21,83	22,4
	4,4	3,8	2,7	5,08	4,61	4,1
	19,9	19,2	23,3	13,70	12,31	13,8
	—	—	—	0,40	1,96	—
	0,7	3,4	5,1	—	0,17	0,3
	0,3	1,4	2,1	—	0,07	0,1
	98,3	99,9	100,4	100,26	99,89	101,0
	3,03	3,12	3,07	—	—	—

накафита (Na, Ca)₃PO₄F [156]. Если в M56 такой фрагмент (слой) имеет толщину 6 Å, то в M57 наблюдается его удвоение и параметр *c* второго минерала увеличивается до 26,5 Å по сравнению с первым, где *c* = 20,3 Å. Различие между соболевитом и M56 в основном сводится к неупорядоченному распределению Р-тетраэдров в первом минерале и упорядоченному (полярному) во втором, что определяет уменьшение вдвое параметра *c* ячейки M56 по сравнению с таковым соболевита.

Фосфаты

Приводимое ниже описание щелочных фосфатов в значительной мере опирается на данные об их составе и свойствах, отраженные в табл. 8 и 27.

Олимпит Na₃PO₄ первоначально установлен нами в пегматитах Хибин (тип 5) совместно с сидоренкиком, виллиомитом, шафрановскитом [214], затем повторно встречен в усингитовых жилах Ловозера (тип 3) вместе с натритом и натросилитом. Образует зерна неправильной формы

Таблица 26 (окончание)

Компоненты	13	14	15	16	17
Na ₂ O	18,04	19,0	16,00	12,09	11,57
K ₂ O	0,95	Не обн.	0,53	Сл.	0,39
SrO	—	0,3	0,76	0,79	—
BaO	—	2,0	2,32	2,57	—
CaO	3,00	2,9	2,17	2,45	2,53
MgO	—	1,1	0,70	Не обн.	Не обн.
MnO	1,28	1,8	4,68	4,30	2,02
Fe _x O _y	1,82	1,9	0,93	0,81	1,96
SiO ₂	25,30	24,8	28,53	27,73	29,50
ZrO ₂	Не обн.	0,4	—	1,20	—
TiO ₂	23,73	23,1	25,50	29,49	30,10
Nb ₂ O ₅	5,41	5,4	7,83	9,80	11,28
P ₂ O ₅	14,58	14,4	—	—	Не обн.
H ₂ O	5,05	—	8,16	8,40	11,25
F	1,02	0,6	1,00	1,66	—
—O = F ₂	0,42	0,2	0,42	0,70	—
Сумма*	99,76	97,5	99,82	100,59	100,60
D		2,90	2,85	2,88	2,56

Примечание. Аналитики М.Е. Казакова (1, 16, 17), Н.И. Забавникова (2, 4), А.В. Быкова (3, 10, 13, 15), И.М. Куликова (5), Л.И. Полежаева (6), Н.И. Чистякова (7), Г.Н. Нечелостов (8, 9, 12, 14), Е.А. Кульчицкая (11). Данные настоящей работы, кроме 1, 10 [251], 2 [16], 3, 4 [104], 7 [235], 11 [18], 15, 16 [180]. Места взятия образцов: Ловозеро: 1, 3, 4, 10–12 – Карнасурт, 7–9, 15, 16 – Аллуайв, 13, 14, 17 – Пьялкимпорр; Хибиньы: 2 – Вуоннемиок, 5, 6 – Калиок.

до 3–5 мм. Бесцветный, прозрачный, со стеклянным блеском, раковистым изломом. Легко изменяется на воздухе, покрываясь корочкой дорфманита или нахпоита. Самое богатое натрием природное соединение фосфора, легко растворимое в воде. Является индикатором ультравысокой щелочности минералообразующей среды.

Нахпоит Na₂HPO₄. В 1979 г. автор и Ю.П. Меньшиков [205] описали под названием "фосфат 1" новый минерал из Ловозерского массива, отождествленный по рентгенограмме порошка с синтетической фазой Na₂HPO₄ (№ 10–184 в картотеке JCPDS). Позднее идентичный фосфат был встречен в железорудных отложениях провинции Юкон, Канада, Л. Колеманом [294], по предложению которого он назван нахпоитом. К этому же минеральному виду оказался принадлежащим и ранее установленный в Хибинах "гипергенный фосфат натрия" [44], который до опубликования работы [205] оставался неидентифицированным из-за ошибок в расчете дробаграммы. В сводном описании находок нахпоита [238] последний рассматривается как характерный продукт гипергенного и, возможно, эпи-

термального изменения высокощелочных фосфорсодержащих минералов — натрофосфата, олимпита и др. Представлен плотными или порошковатыми скрытокристаллическими агрегатами белого цвета. При повышенной влажности воздуха переходит в дорфманит.

Дорфманит $\text{Na}_2\text{HPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ первоначально описан нами в Хибинском и Ловозерском массивах под условным названием "фосфат 2" [205]. Более детально минерал изучен авторами работы [70], по предложению которых назван дорфманитом. Ромбический, $a = 10,34$, $b = 16,82$, $c = 6,60$ Å; интенсивные линии: 4,64—3,35—2,869—2,738—2,260. В обоих массивах минерал встречается в виде белых пудрообразных налетов и скоплений на поверхности слабывветрелых пород, в их пустотах и трещинах, а также развивается в виде псевдоморфоз по олимпиту, натрофосфату и др. Чрезвычайно легко растворим в воде и дает щелочную реакцию с фенолфталеином. Возможно также образование дорфманита при изменении накафита, что доказано нами соответствующим экспериментом. Установлено, что накафит устойчивый в чистой воде, легко растворяется при комнатной температуре в водном растворе NaF, из которого при высыхании выпадает натрофосфат, самопроизвольно замещающийся в атмосферных условиях агрегатом виллиомита, дорфманита (или нахпоита) и термонатрита. Это не только демонстрирует разнообразие источников компонентов вторичного фосфато- и содообразования при выветривании ультраагпаитовых пород, но и согласуется с нашими представлениями о весьма "сухой", высокотемпературной природе первичных парагенезисов этих пород, в том числе парагенезиса накафит—натрит (термонатрит)—виллиомит.

Натрофосфат $\text{Na}_7(\text{PO}_4)_2\text{F} \cdot 19\text{H}_2\text{O}$, первоначально описанный в Хибинах [43, 66], в последующие годы постоянно отмечался нами в ультраагпаитах Ловозерского массива [202]. Весьма значительные его скопления встречены на горе Карнасурт, в пластовом пегматите (тип 2), а также в уссингитовых, альцимовых и натролитовых прожилках (тип 3). Натрофосфат выполняет интерстиции между зернами уссингита, натросилита, альцима, полевого шпата, слагает гнезда диаметром до 1—2 см, прослеживающиеся цепочками в осевой части пегматоидных прожилков, иногда образует октаэдрические кристаллы размером до 0,5—1 см. В пегматоидных породах горы Аллуйв (тип 4) натрофосфат входит в наиболее позднюю ассоциацию, представленную виллиомитом, когаркоитом, сидоренкитом, термонатритом, волокнистым эгирином и др. Характерны гнездообразные обособления натрофосфата диаметром до 0,5 см, обрамленные кристаллами виллиомита. Бесцветный, водяно-прозрачный, со стеклянным блеском, раковистым изломом, хрупкий. $H = 1-2$. Легко растворим в воде и разбавленных кислотах. Водный раствор натрофосфата дает резкую щелочную реакцию с фенолфталеином, что не согласуется с утверждением [66] о кислой реакции его водной вытяжки. Минерал относится к кубической системе, $a = 27,8$ Å; интенсивные линии: 8,18—4,93—4,06—3,05—2,90—2,67—2,42—1,948.

При пересчете результатов анализа ловозерского натрофосфата (№ 5 в табл. 27) уголекислота исключена как компонент, поглощенный из воздуха. Принято также во внимание, что величина потери веса на термogramме нерастертого образца — 47,0 мас.% — более достоверно отражает истинное содержание воды в минерале, так как в естественных условиях

Таблица 27. Состав и свойства олимпита (1), нахпоита (2), дорфманита (3), натро-настрофита (12), набафита (13), витусита (14-16), беловита (17), стронцийапата-та (18), фосфата (4,5), накафита (6), нефедовита (7), арктита (8), ольгита (9,10), М58 (11)

Компоненты	1	2	3	4
Na ₂ O	54,50	39,86	34,84	29,15
SrO	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-
CaO	-	9,50	-	-
TR ₂ O ₃	-	-	-	-
P ₂ O ₅	42,50	35,50	39,49	21,42
H ₂ O	-	9,90	25,44	48,10
F	-	0,90	He обн.	2,60
Сумма*	99,80	101,30	99,77	100,20
D	2,8	-	1,98	1,72
n _p	1,510	1,480	1,454	-
n _m	1,510	1,500	1,461	1,460
n _g	1,512	1,530	1,471	-
2V°	+46	+80	+65	-

Компоненты	10	11	12	13
Na ₂ O	17,0	15,38	8,21	6,31
SrO	21,3	17,80	22,19	0,86
BaO	28,8	28,26	8,17	37,00
CaO	1,0	0,5	0,41	0,04
TR ₂ O ₃	1,8	5,12	-	-
P ₂ O ₅	33,5	32,08	19,04	18,86
H ₂ O	-	-	40,52	36,94
F	-	-	-	-
Сумма*	104,1	99,14	100,23	100,01
D	-	3,96	2,05	2,3
n _p	1,620	-	-	-
n _m	-	-	1,502	1,504
n _g	1,625	-	-	-
2V°	(-)0	(-)0	-	-

*В сумму входят еще: MnO - 0,50 (1), 0,39 (6), 0,37 (9), 0,2 (10); CO₂ - 2,30 (1), 2,60 (5); K₂O - 0,31 (2), 0,10 (6), 0,8 (7), 1,64 (8), 0,44 (9), 0,10 (50), 0,05 (12); Al₂O₃ - 5,50, Cl - 0,26, F - 0,90, -O = (F, Cl)₂ - 0,43 (2); -O = F₂ - 1,07 (4), 1,34 (5), 3,93 (6), 1,0 (7), 2,20 (8), 0,56 (17), 0,86 (18); ZrO₂ - 3,25, S_{общ} - 0,22 (8); SiO₂ - 3,60 (8), 0,06 (9), 9,23 (14), 0,15 (15), 0,46 (17); Fe₂O₃ - 0,20 (8), 0,15 (17); н.р.о. - 1,64(12); ThO₂ - 0,11, SO₄ - 0,48 (17); TR₂O₃ - La_{5,23}Ce_{0,75}Pr_{0,06}Nd_{0,09} (9),

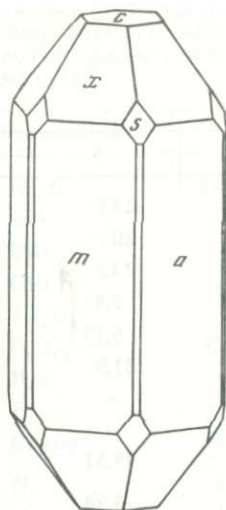
	5	6	7	8	9
	32,60	31,44	22,7	9,72	14,8
	-	0,55	-	-	20,5
	-	-	-	12,00	24,5
	-	26,66	33,7	31,80	0,81
	-	-	-	-	6,13
	21,51	36,00	42,1	33,83	31,9
	41,30	-	-	0,50	-
	3,20	9,32	2,5	5,25	-
	99,87	100,54	100,8	99,81	99,51
	1,74	2,85	3,01	3,13	3,94
	-	1,508	1,571	1,577	1,619
	1,450	1,515	-	-	-
	-	1,520	1,590	1,578	1,623
	-	-80	(+0)	(-)0	(-)0

	14	15	16	17	18
	23,00	22,50	19,54	2,12	0,29
	-	-	2,13	40,62	46,40
He обн.	He обн.	He обн.	-	0,38	0,58
	1,22	4,75	4,88	2,40	17,30
	40,58	34,16	33,43	22,57	1,40
	35,92	36,50	34,56	28,41	33,06
	-	-	-	1,30	-
	-	-	-	1,33	2,05
	100,95	98,06	94,54	99,77	100,22
	3,60	-	3,67	4,03	3,8
	1,602	1,602	1,60	1,640	1,630
	1,650	1,633	-	-	-
	1,654	1,639	1,64	1,660	1,636
	-30	-30	-30	(-)0	(-)0

La_{0,7}Ce_{1,1} (10), La_{2,22}Ce_{2,90} (11), La_{9,25}Ce_{21,72}Pr_{1,92}Nd_{7,69} (14), La_{1,2,20}Ce_{1,6,50} × Pr_{1,15}Nd_{4,33} (15), La_{9,87}Ce_{17,66}Pr_{1,40}Nd_{4,44}Sm_{0,31}Y_{0,05} (16), La_{0,77}Ce_{0,63} (18).

Примечание. Аналитики А.В. Быкова (1, 4, 5, 8), Р.Л. Тимофеева (2), Т.Е. Быкова (3), М.К. Казакова (6. 12. 17). Г.Н. Нечелюстов (7, 11, 18). И.П. Лапутина (9), Г.Н. Муравицкая (10), Л.И. Полежаева (13, 16), Дж.Г. Ронсбо (14, 15). Данные настоящей работы, кроме 1 [214], 2 [238], 3 [70], 4 [66], 5 [202], 7 [239], 8 [213], 9 [252], 12 [225], 13 [231], 14, 15 [315]. Места взятия образцов: Хибинь: 1, 2, 6, 16, 18 - Расвумчорр, 3 - Коашва, 4, 13 - Юкспор, 7 - Куниок, 8, 10 - Вуоннемиок; Ловозеро: 5, 9, 14, 17 - Карнасурт, 11, 12 - Аллуйв, 15 - Сенгисчорр.

Рис. 19. Кристалл ольгита



он легко обезвоживается при замещении вторичными фосфатами типа нахпоита и дорфманита. Полученная эмпирическая формула $\text{Na}_{6,94}(\text{PO}_4)_2\text{F}_{1,11} \times 18,18\text{H}_2\text{O}$ весьма близка к формуле искусственного соединения $\text{Na}_7(\text{PO}_4)_2\text{F} \cdot 19\text{H}_2\text{O}$. По существу с ней согласуется и состав хибинских образцов. Учитывая это, а также тот факт, что рентгенограммы порошка природного натрофосфата и синтетического $\text{Na}_7(\text{PO}_4)_2\text{F} \cdot 19\text{H}_2\text{O}$ идентичны, указанную формулу следует принять для дальнейшего использования вместо предложенной в [66] формулы $\text{Na}_6\text{H}(\text{PO}_4)_2\text{F} \times 17\text{H}_2\text{O}$.

Накафит $\text{Na}_2\text{CaPO}_4\text{F}$ [226] и *нефедовит* $\text{Na}_5\text{Ca}_4(\text{PO}_4)_2\text{F}$ [239] — “заместители” апатита

в ультраапатитовых пегматитах и гидротермалитах Хибин (тип 5, 7, 8). Оба минерала развиваются в виде псевдоморфоз по апатиту или образуют округлые зерна размером 0,1–1 мм, включенные в натрит или термонатрит. Могут служить чувствительным индикатором насыщенности расплава-раствора в отношении NaF , а именно: в присутствии виллиомита устойчивой фазой является накафит, в отсутствие виллиомита — нефедовит (см. гл. II). Оба минерала бесцветны, прозрачны, со стеклянным блеском, раковистым изломом, нерастворимы в воде, но легко разлагаются 10%-ной HCl . Резко отличаются друг от друга по оптическим свойствам и дебаграмме (табл. 8, 27), вполне индивидуальны по кристаллической структуре [137, 156].

Арктит $\text{Na}_5\text{BaCa}_7(\text{PO}_4)_6\text{F}_3$ [159, 213] обнаружен автором в керне пегматоидной породы Хибин (Вуоннемиок, тип 7) в виде монокристалльного обособления 3×3 см, насыщенного вростками расвумита, виллиомита, тенардита, эгирина, умбита, вадеита. Бесцветный, прозрачный; блеск стеклянный до перламутрового на плоскости спайности (0001). Устойчив к воде, но легко растворим в 5%-ной HCl .

Ольгит $\text{Na}(\text{Sr}, \text{Ba})\text{PO}_4$ установлен нами в пегматоидах типа 2, 3, 7 Ловозера и Хибин [252]. Характерна ассоциация с натросилитом, уссингитом, казаковитом, цирсиалитом. Минерал образует хорошо ограненные призматические кристаллы длиной до 2 мм (рис. 19) и округлые или шестиугольные в сечении зерна диаметром свыше 1 см (табл. VIII, 2). Ярко-голубой или голубовато-зеленый, с сильным стеклянным блеском, раковистым изломом. В образцах Карнасурта (№ 9 в табл. 27) отношение $\text{Sr}:\text{Ba}$ колеблется в пределах 1,1–1,3. Из изоморфных примесей наиболее существенны редкие земли (до 7,4 мас.%) ультралантанового состава ($\text{La}:\text{Nd} = 56-115$). Близкий к ним состав при существенно пониженном содержании лантаноидов (№ 10 в табл. 27) имеет ольгит, обнаруженный автором на Вуоннемиоке в Хибинах, в пегматоидной породе с содалитом, альбитом, натросилитом, виллиомитом, казаковитом, цирсиалитом. Особым высокobarиевым аналогом ольгита является минерал M58 (№ 11

в табл. 27) из уссингитового прожилка на горе Аллуайв (Ловозеро, тип 4), в котором атомное отношение Ba:Sr \geq 1. Установленное отношение приближается к максимально возможным для данного минерала, поскольку, согласно результатам рентгеноструктурного исследования [157], благоприятные условия для существования структурного типа ольгита ограничены областью составов от Na(Sr_{0,75}Ba_{0,25})PO₄ до Na(Sr_{0,5}Ba_{0,5})PO₄, а это, в свою очередь, исключает возможность существования и чисто стронциевых аналогов минерала.

Настрофит Na(Sr, Ba)PO₄ · 9H₂O [225] и *набафит* NaBaPO₄ · 9H₂O [231] — изоструктурные гидрофосфаты натрия, стронция и бария. Отношение Sr:Ba в изученных образцах этих минералов равно соответственно 4:1 и 1:30. Разновидности, развивающиеся в виде псевдоморфоз по M58 (табл. VIII, 2), вероятно, имеют Sr:Ba \approx 1. Настрофит установлен в ультраагпайтах Ловозерского массива (типы (2, 3, 4), набафит — Хибинского (тип 7), что согласуется с геохимической спецификой пород этих массивов. Оба минерала прозрачны, бесцветны, с тусклым стеклянным блеском, раковистым изломом. Выделения их приурочены к осевым зонам пегматитов и пегматоидных прожилков. Настрофит выполняет интерстиции между кристаллами калиевого полевого шпата, содалита, анальцима, натродэвина, щелочного амфибола, прорастает иглами эгирина; представлен зернами неправильной формы и кубическими кристаллами до 0,5—1 см. Набафит встречен в виде зерен неправильной формы (до 5 мм) в пустотах, обрамленных кристаллами натролита. Кристаллические структуры рассматриваемых гидрофосфатов однотипны (Ю.А. Малиновский и др., 1982 г.; С.В. Батулин и др., 1982 г.). В них выделяется трехмерный каркас из Sr(Ba)-девятывершинников и Na-октаэдров, в очень крупных полостях которого локализованы Р-тетраэдры. Вершинами Sr(Ba) и Na-полиэдров служат молекулы воды, а вокруг атомов Р размещены атомы О, соединяющиеся с атомами кислорода молекул воды сложной системой водородных связей.

Витусит Na₃Ce(PO₄)₂ [72, 315] установлен автором и Е.И. Семеновым в жиле Юбилейной Ловозерского массива (тип 1) и одновременно датским минералогом Дж.Г. Ронсбо в арфведсонитовых лувявритах массива Илимаусак. Ловозерский минерал рассеян в центральной натролитовой зоне пегматита в виде зерен неправильной формы размером 0,5—1 мм и более крупных округлых выделений. Для него характерна ассоциация с беловитом, непунитом, лейкофенитом, сажинитом, лапландитом; часто он развивается по трещинам и вокруг зерен стенструпина. Прозрачный, имеет бледно-розовую окраску, сильный стеклянный блеск, раковистый излом. Позднее этот минерал был встречен автором в Хибинах (Расвумчорр), в прожилке пектолита, виллиомита и термонатрита. Согласно [72], структура витусита относится к типу OD-структур.

Беловит NaCeSr₃(PO₄)₃F, первоначально установленный в уссингитовом пегматите горы Пункаруайв [6], позднее описан в аналогичных телах двух других районов Ловозера [142]. В процессе наших исследований он отменялся практически во всех телах ультраагпайтов данного массива и может рассматриваться как один из самых характерных для них фосфатных минералов. Изредка встречается также в пегматитах Хибин (с нордитом, мурманитом и др.). Обычно он представлен гексагональными призма-

тическими кристаллами медово-желтого цвета. Изученный нами беловит из жилы Юбилейной (Ловозеро, тип 1) весьма характерен для ее центральной натролитовой зоны. Находится в тесной ассоциации со стенструпином, витуситом, лапландитом, сажинитом. Образует сноповидные и радиально-лучистые агрегаты игольчатых кристаллов длиной до 3–5 мм. В составе минерала (№ 17 в табл. 27) впервые выявлено существенное содержание фтора (1,33%), в соответствии с чем предложена обновленная формула $\text{NaCeSr}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$. Образец из жилы Юбилейной послужил объектом для уточнения кристаллической структуры минерала. В результате проведенного исследования [113] подтверждены выводы Р.Ф. Клевцовой и С.В. Борисова (1964 г.) об общей тенденции к высокой степени упорядочения катионов Na^+ , Sr^{2+} и Ce^{3+} в рассматриваемой структуре, что является основной причиной снижения симметрии от $P6_3/m$ у апатита до $P\bar{3}$ у беловита.

Стронцийapatит $(\text{Sr}, \text{Ca})_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ до последнего времени был известен только в аномально обогащенных стронцием пегматитах массива Инагли в Южной Якутии (А.Ф. Ефимов и др., 1962 г.). Вторая находка этого минерала в Союзе сделана нами в пегматоидах горы Расвумчорр (Хибины, тип 5), где он встречен в тесной ассоциации с натритом, термонатритом, виллиомитом и накафитом. Представлен бесцветными прозрачными шестоватыми кристаллами размером до 0,5–1 мм. Состав (№ 18 в табл. 27) соответствует примерной формуле $(\text{Sr}_{0,6}\text{Ca}_{0,4})_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$. Содержание SrO в пяти проанализированных на микрозонде зернах находится в пределах 45,0–48,3 мас.%, что значительно выше, чем в максимальных стронциевых разновидностях хибинского апатита — до 23,7% SrO , изученных ранее. Согласно структурному уточнению [130], хибинский минерал отличается от якутского более высоким содержанием Sr и одновременным присутствием Sr и Ca во всех трех (а не двух, как в образце из Якутии) независимых катионных позициях. Обнаружение стронцийapatита в парагенезисе с натритом и термонатритом весьма симптоматично в связи с неустойчивостью апатита обычного состава в ассоциациях с ультращелочными минералами (см. гл. I, II). Находка подтверждает также существующие представления о наличии прямой корреляции между стронциеносностью апатита и щелочностью среды его образования. Отметим, что среднее содержание окиси стронция в апатите из разных рудных полей Хибинского массива колеблется в пределах от 2 до 5% и этот показатель имеет существенное значение при оценке конкретных месторождений как комплексных редкометалльно-фосфатных объектов [65, 114].

Своеобразным "SiTR-заместителем" апатита в контактовых породах Хибин является бритолиит $\text{Ca}_2\text{Ce}_3(\text{SiO}_4)_3(\text{F}, \text{OH})$, отмечавшийся здесь прежде лишь как минералогическая редкость [274]. В относительно крупных скоплениях он встречен нами в куспидинсодержащих метасоматитах горы Намуайв, где образует сплошные или с включениями других минералов выделения неправильной формы до 5 см и более, а также гексагональные призматические кристаллы до 3–5 мм. В отличие от ранее описанных разновидностей минерал данного проявления существенно обогащен стронцием и торием ($\text{SrO} = 1,6$, $\text{ThO}_2 = 1,4$ –1,6%). Апатит из куспидиновых метасоматитов также представлен весьма своеобразной TRSrSi -разновидностью, содержащей 7,7–7,8% TR_2O_3 , 6,5–6,7% SrO и 3,6–3,8% SiO_2 .

Ее необычность подчеркивается наличием резкого лантанового максимума TR: $\text{La}_2\text{O}_3 = 3,96-4,08$, $\text{Ce}_2\text{O}_3 = 3,04$, $\text{Pr}_2\text{O}_3 = 0,06-0,11$, $\text{Nd}_2\text{O}_3 = 0,40-0,45$, $\text{Sm}_2\text{O}_3 = 0,10-0,12$, $\text{Y}_2\text{O}_3 = 0,04-0,08\%$, а также весьма высокими показателями преломления: $n_e = 1,648-1,651$, $n_o = 1,652-1,657$.

M59 (Ce, Ca, Sr)₅(SiO₄, PO₄)₃F и *M60* (Ca, Sr, Ce)₅(PO₄, SiO₄)₃F, по данным предварительного микронзондового анализа, содержат соответственно (мас.%): CaO — 8,6 и 16,3 SrO — 6,2 и 21,8, La₂O₃ — 9,3 и 4,6, Ce₂O₃ — 31,8 и 13,8, Pr₂O₃ — 2,7 и 0,9, Nd₂O₃ — 9,3 и 3,5, SiO₂ — 19,0 и 8,2, P₂O₅ — 3,0 и 25,1¹. Первый из них можно рассматривать как существенно стронциевый бритоцит, второй — как стронцийапатит с существенной примесью бритоцитового минала. Оба минерала обнаружены автором в Хибинах (гора Путеличорр), в протоличной пробе измененного пегматоидного ийолит-уртита с флюоритом, канкринитом, земной слюдой, энigmatитом, астрофиллитом. Образуют бесцветные или бледно-розовые короткостолбчатые или дисковидные гексагонально-призматические кристаллы размером до 0,5–1 мм. Преобладающий в пробе минерал *M59* по параметрам ячейки ($a = 9,638$, $c = 7,081$ Å) и рентгенограмме порошка (дает четкую дебаеграмму без прокаливания) весьма близок стандартному бритоциту, от которого отличается противоположным оптическим знаком ($+2V = 0^\circ$, $n \approx 1,785$).

Сульфаты

Из минералов данного класса наибольший интерес представляют водорастворимые соединения натрия — когаркоит и тенардит.

Когаркоит Na₃FSO₄, первоначально описанный в пегматите горы Аллуайв Ловозерского массива под названием "бесхлорный шайрерит" (Л.Н. Когарко, 1961 г.), долгое время рассматривался как минералогическая редкость. По данным наших исследований, он является одним из сравнительно широко распространенных солевых минералов пегматитов и гидротермалитов указанного района, где в основном концентрируется в осевой зоне тел, образуя совместные с виллиомитом, термонаритом, сидоренкитом и другими высокощелочными минералами гнездообразные выделения диаметром от 0,5–1 до 3–5 см. В этом же массиве он встречен нами на горе Кедыкверпахк в виде небольшого (1 × 1,5 см) сростка с виллиомитом, включенного в уссингит. Для когаркоита характерна варьирующая окраска — голубая, сиреневая, бледно-розовая, часто он совершенно бесцветный. Прозрачный или слегка мутноватый, с тусклым стеклянным блеском. Медленно растворяется в воде при комнатной температуре. Оптически одноосный, положительный, слабо анизотропный, $n_o = 1,435$, $n_e = 1,439$.

Тенардит Na₂SO₄ — установлен нами в Хибинском (Вуоннемиок) и Ловозерском (Кедыкверпахк, Аллуайв) массивах. В первом из них он встречен вместе с виллиомитом в виде включений в арктите размером до 0,5 мм. Во втором он обнаружен в трещинах измененных нефелиновых сиенитов, где представлен легко раскрашивающимися агрегатами ромбовидных кристаллов размером 0,5–2 мм. Отдельные участки на

¹ В *M59* дополнительно определены Sm₂O₃ — 0,7, ThO₂ — 0,06, U₃O₈ — 0,05, F — 2,34%.

отвалах выработок в районе горы Аллуайв после дождей покрываются сплошными белыми корками вторичных продуктов толщиной до 1 см, представленных рыхловатым содоподобным материалом, легко вскипающим в кислотах. Содовые минералы, однако, присутствуют здесь лишь в виде незначительной примеси, тогда как главным вторичным минералом, судя по дебаеграммам, является тенардит. Глыбы пород, покрывающиеся белыми корками, представляют собой сильно пористые, легко раскалывающиеся молотком пойкилитовые нефелиновые сиениты, которые до попадания в отвал, очевидно, содержали первичную сульфатную минерализацию.

Из прочих сульфатов определенный интерес представляет барит, сравнительно часто отмечаемый в цеолитных ядрах пегматитов и натролитовых прожилках центральной дуги Хибин, а также в породах карбонатитового штока. В этих породах, в керне с глубины 64 м нами впервые для Хибин установлены роценит $\text{FeSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ и мелантерит $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, слагающие радиально-лучистые агрегаты вокруг полукислородных зерен пирита. Судя по взаимоотношениям минералов, более ранним сульфатом является мелантерит, формировавшийся за счет изменения пирита в довольно влажной обстановке, тогда как роценит развивался в более сухих условиях за счет частичной дегидратации мелантерита.

Галогениды

Виллиомит NaF — главный солевой минерал ультрааппаитовых пород. В повышенных количествах он содержится в пегматитах и гидротермалитах центральной дуги Хибин, но в еще большей степени сконцентрирован в породах дифференцированного комплекса Ловозерского массива, где его содержание в отдельных горизонтах фойяитов и содаитовых сиенитах достигает 5%. К верхней части этого комплекса приурочены пегматитовые горизонты, на отдельных участках которых встречаются весьма крупные, диаметром до 10–50 м, тела существенно виллиомитовых пород. Данные о распространенности виллиомита в массивных породах и разнообразных типах жильных образований (см. гл. I, II) в сочетании с данными термобарогеохимических исследований (стр. 26) свидетельствуют о его кристаллизации начиная с позднемагматического этапа ($T \sim 500^\circ\text{C}$) до температур эпитермальных и гипергенных процессов. Несмотря на то что виллиомит довольно легко растворим в воде (43 г/л), он способен относительно долго сохраняться в условиях повышенной влажности. Частично растворяясь, он переотлагается в виде белых порошковатых налетов, которые иногда ошибочно принимаются за соду.

Галит NaCl представлен единичными находками в каждом из рассматриваемых массивов. На горе Карнасург (Ловозеро) он отмечен в жиле Юбилейной в виде мелких кристаллов и их сростков в рыхлой массе натролита, маунтинита, раита, зорита, нептунита [18]. В пегматитах горы Аллуайв того же массива автором сделаны две находки описываемого минерала. В одном случае галит встречен в виде вкраплений в терските, представленных монокристалльными зернами (0,5–2 мм) овальной и шарообразной формы с идеально гладкой поверхностью, а также кубообразными кристаллами со сглаженными ребрами; в другом — в виде хорошо ограненных кубических кристаллов размером до 1 мм, находящихся

в сростаниях с мурманитом. В Хибинах галит вместе с тенардитом установлен нами в виде мелких включений в арктите [213]. В этом же массиве кубические кристаллики галита до 2,5 мм наблюдались в микрозанорыщах среди эгирина и натролита, в тесной ассоциации с виллиомитом, поздним гагманитом и натрофосфатом [109].

Нейборит NaMgF_3 , ранее не отмечавшийся на Кольском полуострове, обнаружен нами в нескольких точках изученных массивов [195]. Он оказался характерным второстепенным минералом ультраапатитовых пегматитов Ловозера (тип 4), гидротермалитов (тип 8) и карбонатитов Хибин. В пегматитах Ловозера (Аллуайв) нейборит встречен в поздней ассоциации, включающей когаркоит, виллиомит, термонарит, сидоренкит, анальцим, альбит, натролит, волокнистый эгирин, пирофанит, пирротин и др. Образует друзовые корочки в пустотах растворения солевых минералов, сложенные полугонаемыми изометричными кристаллами размером 0,5–1 мм. В Хибинском массиве нейборит особенно характерен для силикатно-карбонатных прожилков с шортитовой минерализацией, где обычно концентрируется вместе с шортитом в осевой зоне в виде скоплений псевдокубических или псевдооктаэдрических кристаллов размером от 0,5–1 до 3–5 мм. В породах карбонатитового штока нейборит отмечен как характерный для поздних давсонит-криолитовых прожилков, где он представлен сростками кубообразных и уплощенных прямоугольных кристаллов до 1–2 см. Минерал уверенно диагностируется иммерсионным методом: изотропный или слабо анизотропный, $n = 1,364$. Интенсивные линии: 3,84–3,43–2,744–2,710–2,308–2,231–1,917.

Криолит Na_3AlF_6 в рассматриваемом комплексе представлен тонкодисперсной фазой сложных натечных образований, формирующихся при выветривании виллиомитсодержащих пород [142], и массивными агрегатами хорошо окристаллизованных зерен, сформировавшихся в гипогенных условиях. В Хибинах (зал. Тулылухт) грубозернистый гипогенный криолит описан [79] в прожилках, секущих фойяит вблизи карбонатитового штока и, кроме того, обнаружен автором настоящей работы в аналогичных прожилках, секущих карбонатные породы в пределах самого штока. Прожилки снежно-белого волокнистого давсонита содержат неправильной формы выделения прозрачного, бесцветного криолита размером до 1–3 см, а также скопления кристаллов и зерен нейборита, сидерита, бербанкита, пирита, сфалерита, галенита, флюорита и др. Еще две находки криолита сделаны автором в юго-восточном (Олений ручей) и северо-восточном (Рестиньон) секторах центральной дуги Хибин, в гидротермально-измененных рихсчорритах и ийолит-ургитах, где описываемый минерал находится в ассоциации с давсонитом, бонштедтитом, бербанкитом, шортитом, флюоритом, нейборитом, анальцимом, натролитом и др. Наиболее значительные скопления криолита отмечены нами в пегматитах и гидротермалитах горы Аллуайв (Ловозеро, тип 4), где он концентрируется в осевой зоне тел вместе с основной массой других солевых минералов, включая когаркоит, виллиомит, трону, сульфатокarbonат M2, сидоренкит и др. Представлен вкраплениями бесцветных прозрачных зерен изометричной формы до 1–2 мм и их агрегатами до нескольких сантиметров в поперечнике.

Флюорит CaF_2 нередко присутствует в цеолитных ядрах ультраапатитовых пегматитов, но гораздо чаще отмечается в натролитовых и других поздних прожилках, где он отлагается вместе с кальцитом, апатитом и другими минералами поздней миаскитовой ассоциации.

Сульфиды

Эрдит $\text{NaFeS}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, первоначально установлен в щелочной диатреме Койот-Пик, шт. Калифорния, США (по: Czamanske et al., 1980 г.), где он встречен совместно с пирротинном, магнетитом, расвумитом, джерфишеритом и бартономитом в поздних сегрегациях меланократовой породы, содержащей флогопит, шорломит, нефелин, натролит, содалит, акмит, апатит, баритолампрофиллит. Нами этот редчайший сульфид, находящийся в тесных сростаниях с пиритом, впервые в Союзе обнаружен в пегматитах горы Аллуайв Ловозерского массива в интерстициях крупных кристаллов микроклин-пертита и пластинчатых выделений мурманита [229]. Описываемый минерал представлен ксеноморфными зернами размером до 1 мм, красновато-медного цвета, с бронзовым отливом. Под микроскопом в отраженном свете он резко отличается от других сульфидов сильным плеохроизмом с вариацией окраски от серой до красновато-синей, характерны также двуотражение и сильная анизотропия. Минерал очень мягкий, легко расщепляется на тонкие, гибкие волокна, плохо полируется, на воздухе покрывается темной пленкой, что делает его внешне похожим на расвумит. Вычисленные из порошкограммы параметры ячейки ловозерского эрдита лишь незначительно отличаются от соответствующих параметров эталонного образца: $a = 10,677$, $b = 9,083$, $c = 5,499$ Å, $\beta = 92^\circ 23'$. Пересчет результатов микрозондового анализа (№ 1 в табл. 28) приводит при $\text{Fe} + \text{S} = 3$ к эмпирической формуле $(\text{Na}_{0,813}\text{K}_{0,005})_{0,818}\text{Fe}_{1,043}\text{S}_{1,957} \times 1,5\text{H}_2\text{O}$, которая в целом отвечает структурной формуле $\text{NaFeS}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Расвумит KFe_2S_3 , первоначально описанный в пегматитах на апатитовом месторождении Расвумчорр [163], был встречен затем в различных рай-

онах центральной дуги Хибин [41, 109 и др.] и в Ловозерском массиве [64, 194], где его диагностика подтверждена рентгенограммами порошка и микрозондовым анализом (№№ 2, 3 в табл. 28). В каждом массиве наряду с самостоятельными выделениями расвумит образует сростки с джерфишеритом $\text{K}_6\text{Na}(\text{Fe}, \text{Cu})_{24}\text{S}_{26}\text{Cl}$ (№№ 4–6 в той же таблице), вместе с которым он развивается по пирротину, халькопириту, кубаниту и другим безщелочным сульфидам.

Кроме сульфидов в ассоциациях с расвумитом встречены многие высокощелочные минералы других классов, причем в Хибинах существенно калиевые (вадеит, умбит и т.п.), а в Ловозерском массиве – натриевые (уссингит, натросилит). С различием ассоциаций закономерно связана резко ограниченная распространенность калийсодержащих сульфидов в Ловозерском массиве и обнаружение в нем эрдита, пока что не найденного в Хибинах. Наиболее крупные выделения расвумита встречены здесь в пегматитах горы Карнасурт, где он представлен зернами удлинённой или неправильной формы размером до 3–5 мм. В то же время в пегматитах Хибин выделения расвумита часто достигают 0,5–1 см, в отдельных случаях 3–5 см в поперечнике. Наряду с зернами неправильной и игольчатой формы в Хибинском массиве встречены хорошо ограненные призматические и таблитчатые кристаллы этого минерала размером около 0,1–0,5 × 0,5–1 × 3–5 мм [194]. В макроскопических выделениях расвумит имеет черную окраску, шелковистый или металлический блеск. Плотность 3,1 г/см³. Минерал очень мягкий, $H = 24–43$ кгс/мм², что в сочетании с совершенной призматической спайностью придает ему волокнистое строение и внешнее сходство с эрдитом. Под микроскопом в отраженном свете он кремовато-серый, слегка перламутровый, сильно анизотропный, иногда полисинтетически сдвойникованный.

Мурунскит $\text{K}_2\text{Cu}_3\text{FeS}_4$, первоначально установленный в ультракалиевых чароитовых породах Алдана [42], обнаружен автором в Хибинах, в паранатролитовых прожилках, секущих пегматоидные урититы и апатит-нефелиновые породы на горе Кукисвумчорр. Минерал рассеян в паранатролите в виде зерен неправильной формы размером 1–3 мм. Ясно выраженная

Таблица 28. Химический состав эрдита (1), расвумита (2, 3), джерфишерита (4–6), мурунскита (7), максинавита (8), М62 (9)

Компоненты	1	2	3	4
Na	11,2	0,0–0,46	–	0,02–0,65
K	0,12	14,5–16,4	15,1	7,71–11,0
Cu	–	Не обн.	–	3,7–22,4
Fe	34,9	44,8–46,6	46,7	31,4–51,8
S	37,6	37,8–38,0	38,2	31,2–41,1
Сумма*	100,02	–	100,0	–
Источник	[229]	[161]	[64]	[161]

*В сумму входят еще: O – 16,2 (1); Mg – 0,0–0,005 (2); Cl – 0,01 (2), 0,42–1,75 (4), 0,03 (8); Ni – 0,01–4,3 (4), 6,8 (6), 0,05 (8); MgO – 1,15–1,76; Co – 0,01–0,64 (4); Mn – 0,01 (7), 0,20 (9).

**Данные настоящей работы.

	5	6	7	8	9
–	–	–	–	0,30	–
8,1	9,0	17,15	0,27	–	1,21
9,5	8,6	42,68	0,47	–	55,26
44,6	39,0	12,31	62,83	–	12,48
37,2	37,4	28,09	34,40	–	28,96
94,4	100,8	100,24	98,35	–	98,11
	[64]		[161]		Н.р.**

Примечание. Аналитики А.И. Цепин (1, 8), Л.С. Дубакина (3, 5, 6), Л.И. Полежаева (7, 9). Места взятия образцов: Ловозеро: 1, 3, 5 – Аллуайв, 6 – Куивчорр; Хибинны: 2 – Расвумчорр, 7, 9 – Кукисвумчорр, 8 – Юкспор.

спайность или отдельность придает минералу пластинчатое строение. Цвет черный с бронзовым отливом. Блеск в свежем сколе металлический, на естественной поверхности, обычно покрытой серо-черным сажистым налетом — матовый, землистый. $D = 3,9 \text{ г/см}^3$, $H = 123\text{--}147 \text{ кгс/мм}^2$. Результаты микронзондового анализа (№ 7 в табл. 28) пересчитываются при сумме компонентов 10 на эмпирическую формулу $K_{1,99}Cu_{3,04}Fe_{1,00}S_{3,97}$, весьма близкую к теоретической формуле мурунсита. По заключению Т.Л. Евстигневой, дебаеграмма описываемого минерала тождественна эталонной дебаеграмме мурунсита. В качестве включений хибинский мурунскит содержит $CuFe$ -сульфид $M62 Cu_4FeS_4$ (№ 9 в табл. 28), который пока не удалось отождествить с каким-либо известным природным или искусственным соединением. Кроме того, по трещинкам в мурунсците развиты прожилковидные толщиной 5 мкм обособления рыхлого материала неизвестной природы, содержащего (в мас. %): $S - 23,39$, $Cu - 21,60$, $Fe - 16,84$, $Mn - 13,86$, $K - 0,43$. Возможно, он представляет собой тонкую смесь сульфида типа халькопирита с гидроокислами марганца.

Макинавит FeS диагностирован нами рентгенографически в керне буровой скважины на участке Олений ручей в Хибинах, в натролитовом прожилке с калиевым полевым шпатом, шортитом и ильменитом. Образует в натролите вроски уплощенных призматических и игольчатых кристаллов размером до $0,3 \times 0,5 \times 3 \text{ см}$, а также радиально-лучистые агрегаты (табл. VIII, д). Цвет золотисто-желтый, блеск металлоидный. Очень мягкий, легко растирается пальцами. $H = 30\text{--}49 \text{ кгс/мм}^2$. $D = 3,45 \text{ г/см}^3$. Сильно электромагнитный. Параметры тетрагональной ячейки рассчитаны по дифрактограмме с внутренним стандартом (Ge): $a = 3,679 (2)$, $c = 5,027 (2) \text{ \AA}$; эти значения соответствуют эталонным параметрам макинавита, но противоречат морфологии кристаллов, симметрия которых не выше ромбической. Кристаллы имеют слюдисто-волокнистое строение, обусловленное наличием слюдopodobной спайности, параллельной уплощению кристаллов, и менее совершенной спайности по плоскостям призмы. Подобное строение присуще некоторым калий- и натрийсодержащим сульфидам (в частности, расвумиту, эрдиту), которые могут рассматриваться в качестве возможных протофаз для образования столь необычной морфологической разновидности макинавита. В пользу этого свидетельствует обнаружение в описываемых кристаллах методом пламенной фотометрии около 1 мас.% калия и натрия, что характерно также для макинавита из грубозернистых уртитов района горы Юкспор (№ 8 в табл. 28). Кристаллы микронеоднородны. Наряду с основной высокоотражающей фазой макинавита они содержат включения $NaFe$ -сульфида $M61$ — сильно анизотропного минерала с низкой отражающей способностью, в котором микронзондовым анализом (аналитик О.Е. Юшко-Захарова) определены $Na \sim 8$, $S \sim 19$, $Fe \sim 47 \text{ мас.}\%$ и не обнаружено присутствия других элементов, что позволяет приписать минералу гипотетическую формулу $Na_3Fe_7S_5$.

РАЗНООБРАЗИЕ МИНЕРАЛОВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И ПРОБЛЕМА ОГРАНИЧЕННОСТИ ЧИСЛА МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ

Активно обсуждавшаяся А.Е. Ферсманом [173] и его последователями [83, 125, 136, 170, 277] проблема ограниченности числа минеральных видов (ЧМВ) в земной коре на фоне астрономически большого числа возможных сочетаний химических элементов Периодической системы Менделеева вновь привлекла к себе внимание в наши дни в связи с тенденцией к резкому увеличению числа открытий новых минералов, регистрируемых Международной минералогической ассоциацией (до 100 видов ежегодно). На основании проведенного исследования автором существенно пересмотрены сложившиеся представления в этой области и выдвинута гипотеза о том, что число еще не открытых минералов во много раз превосходит число минералов, установленных в природе к настоящему времени.

Согласно А.Е. Ферсману, ограниченность ЧМВ в земной коре определяется сочетанием двух главнейших условий — характером геохимического распределения элементов и сравнительным постоянством внешних факторов минералообразования. Существует, однако, немало объектов, сформировавшихся в аномальных геохимических обстановках. Относящиеся к ним агпаитовые нефелиновые сиениты, составляя ничтожную долю изверженных пород в целом, превосходят по разнообразию минералов (свыше 500 видов) породы любой другой формации. Эта специфика рассматриваемых пород определяется сочетанием нескольких факторов, среди которых первостепенное значение имеют: 1) экстремально высокая щелочность агпаитовых магм, обуславливающая совместную концентрацию в конечных продуктах около половины элементов таблицы Менделеева, и 2) чрезвычайное разнообразие катионных и анионных мотивов и их комбинаций в кристаллических структурах щелочных минералов.

1. Данные по Хибинам, Ловозеру и Илимаусаку [32, 141, 142, 147, 317] показывают, что в этих массивах наряду с петрогенными O, Si, Al, Na, K, Ca, Fe, Mg, Mn, Ti собственные минералы образуют еще около 30 элементов: Li, Be, Sr, Ba, V, Ce, Y, Zr, Nb, P, Th, U, Ag, Tl, Cu, Zn, Sn, Pb, As, Sb, Mo, W, Co, Ni, а также F, S, Cl, C, H, причем значительная часть минералов имеет весьма сложный состав; многие из них содержат до 10 элементов, занимающих самостоятельные структурные позиции.

В табл. 29 приведены подсчеты числа теоретически возможных сочетаний (C_n^m) из известного числа химических элементов в системе (n) и реально фиксируемого числа видообразующих элементов в каждом отдельном мине-

рале (m) по формуле $C_n^m = \frac{n!}{m!(n-m)!}$. При подсчетах использованы два

варианта выбора аргументов, в одном из которых учитывается примерно 1/3 элементов таблицы Менделеева ($n = 30$), образующих сравнительно простые соединения ($m \leq 5$), а в другом — узкий круг наиболее типоморфных элементов щелочных пород ($n = 17$), образующих более сложные соединения ($m \leq 8$). Результаты подсчета показывают, что при $n = 30$ и значениях m от 2 до 5 число сочетаний равно 174 406, при $n = 17$ и значениях m от 2 до 8 оно составляет 65 518. Это при всей условности использованного подхода позволяет ориентировочно оценить число возможных минералов щелочных пород на уровне $n \cdot 10^4 - n \cdot 10^5$ видов. Совместная концентрация столь

Таблица 29. Расчет числа возможных сочетаний C из n элементов по m элементов в группе

Вариант 1	m	2	3	4	5	Сумма	
$n = 30, m = 2 \div 5$	C	435	4060	27405	142506	174406	

Вариант 2	m	2	3	4	5	6	7	8	Сумма
$n = 17, m = 2 \div 8$	C	136	680	2380	6188	12376	19448	24310	65518

большого числа элементов определяется природой силикатных расплавов агпаитового типа, представляющих собой универсальные растворители неорганических соединений (см. главу II). В таких расплавах вместе с щелочными и летучими способны накапливаться практически все другие химические элементы, в особенности амфотерные (Nb, Ta, Ti, Zr, Hf, Sn, La...Lu, Y, Fe, Mn, Zn, Be), которые при $(Na + K)/Al > 1$ переходят в анионную часть структуры расплава, и их растворимость в расплаве непрерывно увеличивается с ростом этого отношения.

2. Иллюстрацией разнообразия кристаллических структур щелочных минералов могут служить весьма характерные для агпаитовых пород соединения типа $Na_xM_ySi_pO_q$, где $M = Ti, Zr, Be$ и другие амфотерные элементы. Особенности их кристаллических построек детально разобраны в работах А.С. Поваренных, Н.В. Белова, В.В. Илюхина, П.А. Сандомирского, Ю.А. Пятенко, А.В. Воронкова. В структурах подобных соединений титан и другие многовалентные элементы формируют вместе с кремнием радикалы смешанного типа, отрицательный заряд которых компенсируется щелочными катионами. Присутствие Na имеет принципиальное значение с точки зрения положений "Второй главы" кристаллохимии силикатов (по Н.В. Белову) и концепции обобщенных кислот и оснований: как крупный катион он выполняет роль "жесткого фрагмента", к архитектуре которого приспосабливаются более гибкие $MSiO$ -радикалы, а как сильное основание — стимулирует у амфотерных элементов проявление их анионобразовательной функции. Для Na характерно разнообразие координационных чисел (от 4 до 9) и форм соответствующих полиэдров. Весьма важной является способность атомов Na смещаться из центра координационного полиэдра и формировать существенно неравноценные связи $Na-O$, чем достигается полная компенсация зарядов на связанных с Na анионах и обеспечивается возможность формирования всего многообразия структур натрийсодержащих минералов. Na-полиэдры способны объединяться между собой вершинами, ребрами, гранями, формируя разнообразные структурные мотивы, в том числе одномерные — цепи, колонки и двумерные — слои, сетки, причем каждому типу ассоциации отвечают несколько топологически различных вариантов.

Еще более сложен и разнообразен в разбираемых постройках арсенал $M-O$ и $Si-O$ фрагментов. Так, для Ti-полиэдров наряду с одиночными и объединенными в пары октаэдрами характерно образо-

вание различных по геометрии колец, цепей, лент, формирование одно- и n -этажных слоев, ажурных каркасов. Фактором разнообразия Ti—O мотивов является также способность Ti понижать свое координационное число от 6 до 5. Полиморфизм Si—O фрагментов общеизвестен: например, одной и той же метасиликатной формуле $[\text{SiO}_3]_n$ при $n = \infty$ могут соответствовать пироксеновая цепочка Si_2O_6 , либо одна из десяти различных по топологии лент; диметасиликатной формуле $[\text{Si}_2\text{O}_5]_n$ соответствуют кольцевые группировки, различные ленты, слои и каркасы. Наряду с однородными кремнекислородными мотивами, некоторым структурам свойственны сочетания разнородных Si—O фрагментов, таких, как девятерные и тройные кольца в эвдиалите, ленты и цепочки в виноградовите.

Обращаясь к взаимным комбинациям Na-, M- и Si—O мотивов в структурах соединений типа $\text{Na}_x\text{M}_y\text{Si}_p\text{O}_q$, отмечаем, что эти комбинации не менее разнообразны, чем сами мотивы, причем разнообразие MSiO-комбинаций резко возрастает с увеличением степени их полимеризации. Так, по оценке П.А. Сандомирского [135], среди тетраэдрических смешанных радикалов известен только один конечный радикал, ленточных известно чуть более десятка, слоистых — около полусотни, а число каркасных радикалов исчисляется уже сотнями. Многообразие катионных и анионных мотивов и комбинаций мотивов объясняет обилие независимых структурных типов щелочных амфосиликатов и существование обширных семейств их Ti-, Nb-, Zr- и Be-представителей, часто имеющих близкий или идентичный элементный состав, но различающихся стехиометрией и (или) структурными особенностями. Широкий спектр структурных типов проявлен и в других группах щелочных силикатов, а также титанониобатов, фосфатов, карбонатов, галогенидов и даже сульфидов [123, 241, 266 и др.].

Анализ имеющихся данных показывает, что число различных катионных и анионных мотивов и их комбинаций в структурах минералов всех ведущих классов химических соединений вполне сопоставимо с числом элементов таблицы Менделеева. Это дает основание выдвинуть гипотезу об отсутствии естественного предела числа минеральных видов. Разумеется, большинство минералов, образующих наиболее крупные кристаллы и зерна (свыше 10 см в поперечнике), уже давно открыты. Основная же масса еще не выявленных минералов по своим размерам может быть условно разделена на объекты "бинокулярного" (0,1–1 мм) и "микроскопического" (< 0,1 мм) уровней, причем, по нашей оценке, число минералов одного только первого уровня на порядок превосходит число минералов, известных в настоящее время. Можно уверенно прогнозировать, в частности, дальнейшее резкое расширение общего списка минералов за счет натрий- и калийсодержащих представителей [304]. И хотя подавляющая часть вновь открытых минералов будет представлять собой минералогические редкости, все они по возможности должны быть изучены с научной и практической точек зрения. Среди будущих минералов безусловно окажутся носители различных типов промышленного оруденения, а также объекты с уникальной структурой и технически важными свойствами. Познание этого огромного минерального мира приведет к существенному изменению современной Системы минералов, и, как показывает история естествознания, обогатит минералогическими данными различные отрасли как фундаментальных, так и прикладных наук.

УЛЬТРААГПАИТОВЫЕ ПОРОДЫ КАК ИНДИКАТОРЫ И НОСИТЕЛИ РЕДКОМЕТАЛЬНО-ФОСФАТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ¹

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАССИВОВ АГПАИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

Месторождениям, связанным с массивами агпаитовых нефелиновых сиенитов мира, принадлежит важнейшая роль в балансе запасов фосфора, алюминия и литофильных редких элементов. По имеющимся оценкам [164], на их долю приходится, в частности, почти все мировые эндогенные запасы стронция, больше половины запасов цериевых редких земель, треть запасов циркония и четвертая часть тантала. Особую важность имеют месторождения, в которых промышленно ценные минералы, обычно являющиеся типичными аксессуориями, играют роль породообразующих минералов. В рассматриваемых массивах подобные породы-руды слагают целые интрузивные комплексы или отдельные горизонты расслоенных серий, протягивающиеся по всей площади массивов. Таковы мощные (до 100–200 м) линзообразные залежи апатит-нефелиновых пород, приуроченные к хибинской ийолит-уртитовой интрузии; крупные скопления эвдиалита (от 30 до 60–90%) в какортokitах Илимаусака, эвдиалититах и эвдиалитовых луявритах Ловозерского массива; обогащенные редкометальными минералами и TRSг-апатитом горизонты нефелиновых сиенитов в расслоенном комплексе одного из массивов европейской части СССР. Несмотря на дискуссионный характер отдельных вопросов генезиса указанных редкометально-фосфатных и эвдиалитовых месторождений, большинство исследователей (О.А. Воробьева, В.И. Герасимовский, К.А. Власов, Л.Н. Когарко, Х. Соренсен и др.) рассматривают их как кумулятивные образования, сформировавшиеся в процессе кристаллизационной дифференциации щелочной магмы.

Физико-химическая модель рудного процесса, связанного с агпаитовым магматизмом, разработана Л.Н. Когарко [75, 76]. Согласно данной модели, в ходе фракционной кристаллизации агпаитовая магма непрерывно обогащается щелочными, летучими и редкими элементами — Nb, Ta, Zr, Hf, TR, причем насыщение расплава в отношении рудных минералов происходит на достаточно ранней стадии кристаллизации, что является необходимым условием для возникновения магматических месторождений кумулятивного типа. С другой стороны, кумулятивные фазы фиксируют весьма ограниченные количества летучих компонентов (F, Cl, S, CO₂, H₂O), резко накапливающихся в остаточном расплаве, что создает благоприятные условия для явлений ликвации, а также для развития пегматитового и гидротермального процессов. По данным [147, 297, 317 и др.], с этими

¹Первое развернутое обоснование положений данной главы было дано автором в докладе "Минералогия ультраагпаитовых пегматитов и их связь с гигантскими месторождениями фосфатного и редкометального сырья", прочитанном 4 апреля 1978 г. на заседании Кольского отделения Всесоюзного минералогического общества (Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1979. Ч. 108, вып. 6. С. 749).

процессами в нефелин-сиенитовых комплексах, в частности Гренландии, также связаны значительные концентрации ряда промышленно ценных элементов, заключенные в ловозеритовых (Nb, Ta, Zr, Ce, Ti, Fe), ловчорритовых (Ce), стенструпиновых (U, Th, Ce, Nb, Zn) и чкаловитовых (Be) месторождениях.

В последние годы выявились перспективы для поисков в этих массивах месторождений нетрадиционных видов сырья, таких, как природная сода, проявления которой детально охарактеризованы в главе II. Наряду с этим в ультраагпайтах Хибин и Ловозера автором установлено значительное число минералов с цеолитными и другими технически важными свойствами; у ряда минералов обнаружено необычное поведение при их взаимодействии с атмосферным воздухом, водой, солями, щелочами, кислотами, рентгеновским излучением и т.п.; для некоторых из них доказана возможность практического использования. Остановимся несколько подробнее на минералах с цеолитными свойствами, находящими в последние годы широкое промышленное применение [165, 166, 261].

Список цеолитов рассматриваемых массивов уникален по разнообразию видов. Он включает натролит, паранатролит, тетранатролит, мезолит, анальцит, шабазит, гмелинит, К-гмелинит, томсонит, гейландит, филлипсит, мерлиноит, амичит, перлиалит, эдингтонит. Многие из них образуют друзы хорошо ограненных кристаллов размером до 1–10 см, а наиболее широко развитый натролит местами слагает огромные, по нескольку метров монокристалльные блоки, раскалывающиеся по спайности на отдельные бруски. Крупные выделения натролита и анальцита обычно приурочены к цеолитным ядрам ультраагпайтовых пегматитов или слагают самостоятельные обособления в пустотах и трещинах различных пород. Наибольшие скопления натролита, псевдоморфно замещающего нефелин и другие минералы при эпитермальном изменении пород, отмечены в районах центральной дуги Хибин и верхней части дифференцированного комплекса Ловозера [24, 109, 142].

На фоне отмеченного разнообразия цеолитов "традиционного" (алюмосиликатного) состава довольно большой неожиданностью явилось установление цеолитных свойств у ряда новых безалюминиевых щелочных минералов, таких, как бериллосиликат ловдарит, титаносиликат пенквилксит и цирконосиликат М34, синтетические аналоги которых рассматриваются как новый класс сорбентов и ионообменников, перспективных для использования в различных областях химической и нефтяной промышленности [302]. В результате лабораторных испытаний, проведенных при участии автора, доказана возможность использования ряда высокощелочных минералов Хибин и Ловозера в качестве высокоэффективных сорбентов и на этой основе предложены способы очистки газов от двуокиси серы при производстве серной кислоты, тяжелых цветных металлов из сульфидных руд и в теплоэнергетике. В кадастр полезных ископаемых Хибинского массива внесено обнаруженное автором в районе "Молибденового рудника" Тахтарвумчоррское месторождение цирконосиликата М34.

К потенциальным ионообменникам принадлежат также вуоннемит, борнеманит, соболевит, умбит, костылевит, параумбит, петарасит, терскит. Три первых минерала относятся к минералам семейства ломоносовита, уникальным свойством которых является способность терять фосфат

натрия при обработке водой. Остальные минералы объединяет то, что основу их строения составляют трехмерные каркасы смешанного типа из цирконовых октаэдров и ассоциированных (в цепи, кольца и т.п.) Si-тетраэдров. Эти каркасы пронизаны широкими каналами, в которых, как и в обычных алюмосиликатных цеолитах, размещаются атомы щелочных металлов и молекулы воды. Разумеется, трудно ожидать, чтобы все названные минералы были встречены в количествах, представляющих непосредственный практический интерес, но их находки открывают возможность для использования в качестве прототипов для получения веществ-аналогов различных минералов с комплексом заданных свойств. С этой точки зрения определенный интерес может представлять открытие в Ловозерском массиве гидроксильного (M10) и высококремнистого (M11) представителей кристаллохимического семейства канкринита, в которое входят соединения с аномальным пьезоэлектрическим эффектом, более чем в 10 раз превышающим эффект такого известного пьезоэлектрика, как кварц [139, 148].

УЛЬТРААГПАИТОВЫЕ ПОРОДЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ МАССИВОВ

Известно, что на каждые 100 нефелин-сиенитовых комплексов приходится по меньшей мере 99 безрудных объектов, т.е. высокая продуктивность нефелиновых сиенитов в отношении рудных минералов реализуется в исключительно редких случаях и, как правило, ограничена массивами, принадлежащими особым формациям щелочных пород. Между тем обычные петрохимические параметры, включая коэффициент агпаитности, часто оказываются недостаточными для формационного расчленения нефелиновых сиенитов из-за чрезвычайной конвергентности этих пород. Как отмечает Л.С. Бородин [5], даже в крупнейших массивах наряду с весьма специфическими разностями (луявритами, какортокитами и др.) в качестве главных, нередко преобладающих типов присутствуют нефелиновые сиениты с невысокой степенью агпаитности, близкой к единице, приближающиеся по составу к эвтектическим выплавкам. В связи с этим при определении формационного типа щелочных пород и общей перспективной оценке металлогении конкретных щелочных провинций важное значение приобретают геохимические критерии, особенно закономерности распределения редких элементов. Очевидно, не меньшее значение для использования в тех же целях могут иметь минералогические критерии и, в частности, закономерности распределения редкометалльных минералов, являющиеся прямым отражением результатов геохимических процессов.

Большого внимания заслуживает возможность использования ультраагпатитовой минерализации в качестве надежного индикатора перспективности нефелин-сиенитовых комплексов в отношении редкометалльного и фосфатного оруденения. Наличие такой минерализации (при соответствующем развитии) со всей определенностью указывает на особые физико-химические условия дифференциации щелочных магм, способствующие накоплению в них громадных масс рудных компонентов и образованию соответствующих месторождений. Главнейшим из этих условий, как следует из анализа всего рассмотренного выше материала, является чрезвы-

чайно высокая, не достигаемая ни в каких других природных расплавах щелочность продуктивных агпаитовых магм.

Известно [75, 80, 94], что повышение щелочности алюмосиликатных расплавов увеличивает растворимость в них всех амфотерных, в том числе рудных элементов (P, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Fe, TR, Be и др.) за счет перехода последних в анионную часть структуры расплава. Благодаря этому агпаитовые расплавы активно экстрагируют указанные элементы из других фаз, в том числе, вероятно, и из такого источника, как глубинные трансмагматические флюиды. В связи с этим вполне закономерно подчеркиваемая рядом исследователей приуроченность экономически важных месторождений щелочного ряда вместе с вмещающими их интрузивами к сверхглубинным разломам, являющимся, по образному выражению Л.Н. Овчинникова [117], своеобразными "проколами" в "горячих точках" Земли, которые проявляются на поверхности, в частности на Кольском полуострове, внутри наиболее "холодных" участков древних платформ.

При практическом использовании рекомендуемого индикатора потенциальной рудоносности массивов необходимо учитывать большое разнообразие установленных к настоящему времени высокощелочных минералов, наличие в ультраагпайтах целого набора только им присущих типоморфных минералов (см. табл. 1), особенности взаимоотношений высокощелочных цирконосиликатов с эвдиалитом, своеобразии проявлений ультраагпаитовой минерализации в глубоких и верхних зонах массивов и другие особенности этой минерализации, рассмотренные в главах I—III настоящей работы.

Необходимо учитывать также, что эта минерализация является исключительно редким явлением природы [5, 75, 119, 195]. Если вновь обратиться к табл. 1 и проанализировать ее с учетом частоты встречаемости типоморфных минералов, то легко обнаружить, что распространенность минералов резко уменьшается при переходе от дериватов нижней части таблицы к верхней, т.е. с ростом их щелочности. Другими словами, чем выше эволюционная ступень дифференциации щелочной магмы, тем реже она достигается.

Действительно, если массивы с агпаитовой минерализацией типов 3 и 4 весьма редки по сравнению с миаскитовыми, то массивов с ярко выраженной минерализацией типов 2 и 1 во всем мире насчитывается не более 10—15¹. Однако именно с этими единичными массивами связаны крупные концентрации фосфора и редких элементов, что выдвигает ультраагпаитовые породы в разряд важнейших индикаторов потенциальной рудоносности щелочных массивов. При этом как потенциально продуктивные в первую очередь должны рассматриваться массивы с широкомасштабным развитием ультраагпаитовых пород. Но и локальные проявления подобных пород, например в калиевых щелочных комплексах Центрального Алдана [58, 86 и др.], должны привлекать к себе пристальное внимание при общей перспективной оценке металлогении соответствующих щелочных провинций.

¹ Кроме Ловозерского, Хибинского и Илимаусакского, к этому типу принадлежат (или близки к нему) массивы островов Лос, Пилансберг, Лосос-де-Кальдас, Норра-Чер, Сентилер, Томтор, Бурпала, Кия, Заангарский.

УЛЬТРААГПАИТОВЫЕ ПОРОДЫ КАК КРИТЕРИЙ ПРИ НАПРАВЛЕНИИ ПОИСКОВЫХ И РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Исследователи агпаитовых пегматитов и гидротермалитов (А.Е. Ферман, В.И. Герасимовский, Л.Н. Когарко, А.С. Сахаров, И.В. Буссен, К.А. Власов, М.В. Кузьменко, Е.М. Еськова, И.П. Тихоненков, Е.И. Семенов, Л.С. Бородин, О.Б. Дудкин, Л.В. Козырева, Б.Е. Боруцкий, М.Н. Соколова и др.) неоднократно отмечали наличие тесной пространственной связи этих образований с рудной минерализацией массивов. При этом, как следует из анализа литературных и оригинальных данных, уникальную рудную минерализацию обычно сопровождают дериваты, отличающиеся максимальным разнообразием минералов, рассматриваемые нами как ультраагпаитовые.

В Ловозерском массиве наиболее минерализованные пегматиты и гидротермалиты приурочены к лежащим бокам горизонтов уртитов, ийолит-уртитов и малиньитов дифференцированного комплекса, характеризующихся повышенными содержаниями титанониобатов и TRSг-апатита. Эти дериваты нередко замещают горизонты указанных пород с образованием пластовых залежей пегматоидов мощностью от 20 см до 2,5 м, прослеживающихся с перерывами вдоль всего массива. К.А. Власов, М.В. Кузьменко и Е.М. Еськова [24] рассматривают их как фациально-фазовые пегматиты. Согласно данным этих исследователей, в обнаженной части дифференцированного комплекса наблюдается шесть прерывистых пегматитовых горизонтов, приуроченных к лежащим бокам: 1) уртитов III горизонта, 2) уртитов IV горизонта, 3) уртитов, с которыми генетически связаны малиньиты, 4) ийолит-уртитов, 5) уртитов V горизонта, 6) порфиридных луявритов, причем эти же горизонты наиболее продуктивны в отношении акцессорной редкометальной минерализации. Аналогичную закономерность отмечают И.В. Буссен и А.С. Сахаров [12], по данным которых скопления титанатов обычно приурочены к горизонтам массивных уртитов и ювитов, развитых в зонах быстрого перехода между пачками расслоенных пород, причем в этих же зонах или вблизи них располагаются пластообразные залежи пегматитов. В разрезе дифференцированного комплекса насчитывается несколько десятков слоев уртитов, из которых около половины обогащены редкометальными минералами.

Весьма характерно, что редкометальными минералами обогащены лежащие бока только тех уртитовых горизонтов, которые "трассируются" залежами пластовых пегматитов, в то время как при отсутствии пегматитов уртиты практически безрудны. В этом случае, как отмечает Е.Д. Осокин [119], не наблюдается высоких концентраций редкометальных минералов даже в основании самых мощных горизонтов уртитов. Более того, эти уртиты характеризуются самыми низкими содержаниями Nb, Ta, TR, на порядок ниже среднего в массиве. Е.И. Семенов [142] подчеркивает приуроченность наиболее крупных тел пойкилитовых эгирин-содалитовых сиенитов (науяитов) и их интенсивно минерализованных дериватов к обогащенному титанониобатами "критическому" горизонту малиньитов верхней части дифференцированного комплекса. Науяиты и их пегматитовые дериваты широко распространены также на различных горизонтах комплекса эвдиалитовых луявритов Ловозерского массива. Высокая насыщенность пегма-

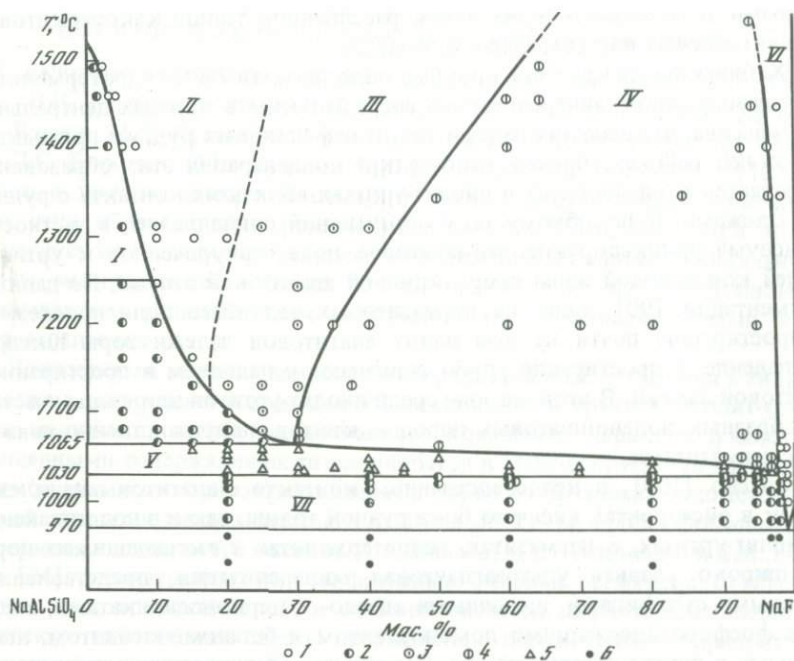
титовыми телами характерна и для расслоенной толщи какортоцитов — эвдиалитоносных пород массива Илимаусак.

В Хибинском массиве все крупные поля пегматитов и гидротермалитов с высокощелочной минерализацией сосредоточены в породах центральной дуги массива, вмещающих залежи апатит-нефелиновых руд, и в примыкающих к ней районах, причем наибольшая концентрация этих образований наблюдается в рисчорритах и ийолит-уртитах вблизи их контакта с рудными залежами. К подобному типу образований принадлежит, в частности, Кукисвумчорр-Юкспорское пегматитовое поле, приуроченное к уртитам нижней контактовой зоны самой крупной апатитовой залежи. По данным документации [90], одно из пегматитовых тел этого поля прослежено по простираанию почти на всю длину апатитовой залежи горы Юкспор. Его падение и простираание грубо совпадают с падением и простираанием апатитовой залежи. В этой же зоне среди ийолит-уртитов встречены участки своеобразных полевошпатовых пород — ювитов, пространственно связанных с пегматитами.

Согласно [109], в непосредственном контакте с апатитовыми залежами как в рисчорритах всякого бока рудной толщи, так и в подстилающих ее ийолит-уртитах, в пегматитах, гидротермалитах и вмещающих их породах широко развита ультраагпаитовая минерализация, представленная калиевыми сульфидами, щелочными титано- и цирконосиликатами, в том числе фосфоросодержащими ломоносовитом и беталомоносовитом, неизвестными в других частях массива. Все они постоянно ассоциируют с адуляровидным ортоклаз-санидином, причем эта ассоциация настолько характерна для пород, окаймляющих апатитовые залежи, что может быть использована в качестве поискового признака при поисках слепых апатитовых тел. Наличие в Хибинах тесной пространственной связи между апатитовым орудением и поздние-послеагмагматическими образованиями с высокощелочной минерализацией отмечается в целом ряде работ сотрудников ИГЕМ АН СССР и Кольского научного центра АН СССР [9, 48–50, 52, 53, 109, 161]. Отмечается, в частности, заметное увеличение числа пегматитовых тел по направлению к породам центральной дуги массива с параллельным усложнением их минерального состава и ростом степени агпаитности минеральных ассоциаций. Указывается на сосредоточение наиболее богатых жилами пегматитовых полей в рудных зонах апатитовых месторождений Кузльпор, Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр, Эвслогчорр.

Как показывают материалы, приведенные в главе I, многочисленные тела пегматитов и гидротермалитов с изученной автором уникальной ультращелочной минерализацией, вскрытые бурением в глубоких зонах Хибинского массива, также сосредоточены в пределах центральной дуги массива. Обилие таких тел установлено, в частности, в юго-восточном рудном поле, в рисчорритах и ийолит-уртитах, окаймляющих апатитовые залежи месторождений Коашва, Ньоркпахк и Олений ручей.

Приуроченность полей и тел пегматитовых и гидротермальных дериватов с наиболее разнообразной ультраагпаитовой минерализацией к ореолам рудных залежей редкометалльно-фосфатных месторождений является общей особенностью геологии Ловозерского и Хибинского массивов. Такая тесная пространственная сопряженность ультраагпаитовой и рудной минерализации подчеркивает их несомненное генетическое родство и позволяет



Р и с. 20. Диаграмма плавкости системы нефелин—виллиомит [75]

1 — расплав; 2 — нефелин (карнегит, выше 1250°С) + расплав; 3 — микронеоднородный расплав; 4 — ликвация; 5 — нефелин + расплав I + расплав II; 6 — ниже солидуса; I—VII — поля диаграммы

связывать их формирование с дифференциацией первоначально гомогенных агапитовых расплавов. Тот факт, что собственно рудная минерализация данных месторождений в целом носит умеренно щелочной характер, не противоречит кристаллизации титанониобатов, апатита и эвдиалита из магмы ультращелочного состава. Как следует из анализа диаграмм плавкости силикатно-солевых систем, например системы нефелин—виллиомит (рис. 20), для подобных систем весьма характерны равновесия субщелочных силикатов с расплавами повышенной щелочности. В этих же системах имеется область равновесия субщелочного силиката с двумя несмешивающимися расплавами (поле V на рис. 20) — силикатно-солевым высокой щелочности и существенно солевым ультравысокой щелочности, продукты кристаллизации которых могут рассматриваться как модельные аналоги ультраагапитовых пегматитов и гидротермалитов.

Несмотря на резко различную минерагеническую специализацию — фосфатную для Хибин и редкометальную для Ловозера, в характере как высокощелочной, так и рудной минерализации этих массивов наблюдается много общих особенностей, обусловленных вероятной связью обоих массивов с кристаллизацией единой родоначальной магмы [5, 119, 142] и подчеркиваемой рядом исследователей [75, 84, 85 и др.] общностью механизма формирования массивов как расслоенных интрузивов. Общность в характере высокощелочной минерализации особенно ярко проявлена в наличии

значительных по объему перечней минералов различных классов, являющихся типоморфными для ультраагпаитов Ловозера и Хибин, о чем можно судить, например, по большой группе натриевых и стронций-бариевых фосфатов, силикато- и карбонатофосфатов (см. табл. 7).

Большое сходство между хибинскими апатитовыми месторождениями, с одной стороны, и ловозерскими редкометалльно-фосфатными и эвдиалитовыми месторождениями — с другой, выражается, по Л.Н. Когарко [75], в приуроченности скоплений рудных минералов к определенным горизонтам расслоенных серий магматических пород, общности состава породообразующих и аксессуарных минералов в рудах и вмещающих породах, наличии сортировки минеральных зерен в ходе действия конвективных потоков при формировании рудных горизонтов.

В главе I мы акцентировали внимание на выводах работы Е.В. Шаркова [272], согласно которым пегматитам расслоенных интрузивов независимо от формационной принадлежности присущ ряд общих особенностей, в том числе приуроченность к каждой пачке расслоенных пород своих пегматитовых образований, не повторяющихся в других частях разреза массивов, а также преимущественное развитие пегматитов по границам крупных макрослоев или в верхних членах ритмов в пределах пачек тонкого ритмического переслаивания пород. Эти особенности, как показывает анализ имеющихся данных, в равной мере присущи ультраагпаитовым пегматитам и гидротермалитам, специфика которых состоит в их закономерной пространственной и парагенетической связи с горизонтами магматических пород, насыщенных апатитом и редкометалльными минералами.

Наличие выявленной связи позволяет рассматривать ультраагпаитовые породы как важный критерий при направлении поисковых и разведочных работ на фосфор и редкие металлы в пределах массивов агпаитовых нефелиновых сиенитов [200, 201]. С другой стороны, как уже отмечалось выше, сами эти породы иногда (например, в массиве Илимаусак) содержат значительные по масштабам концентрации многих промышленно ценных элементов, заключенных в поздне- и послемагматических дериватах с ультраагпаитовой ловозеритовой, стенструпиновой, чкаловитовой и иной минерализацией [147]. К этой же перспективной группе могут быть отнесены месторождения ряда нетрадиционных для щелочных массивов видов сырья, таких, как природная сода [196] и келдышит — новый вид сырья для производства цирконосиликатных сорбентов и ионообменников.

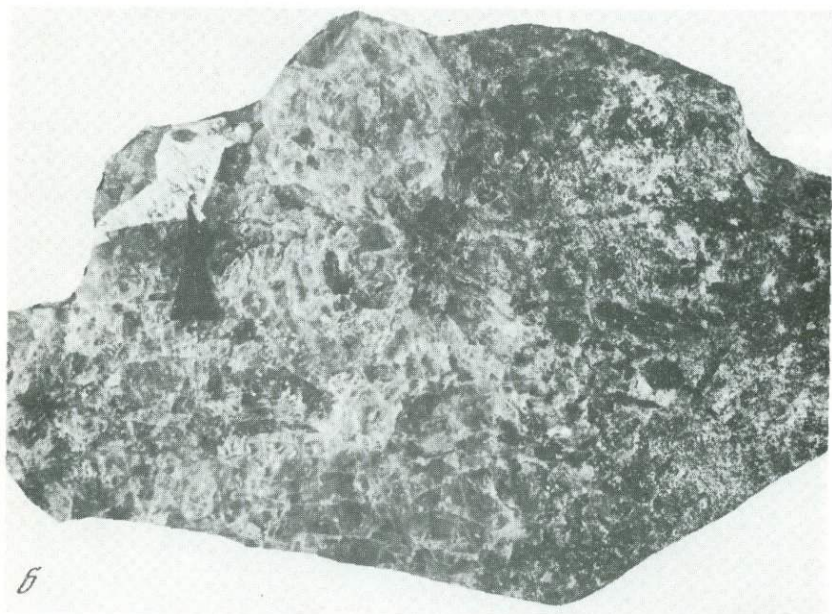
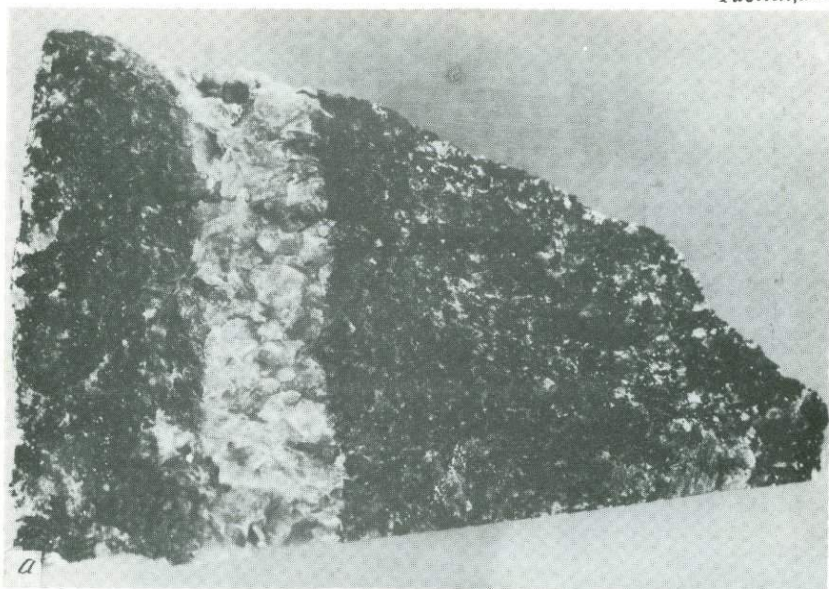
ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многолетнее изучение минералогии глубоких зон крупнейших в СССР Хибинского и Ловозерского массивов нефелиновых сиенитов привело к обнаружению в их пределах существенно нового типа пегматоидных пород — ультраагпаитовых пегматитов и гидротермалитов — и позволило решить следующие задачи: 1) получить и обобщить данные о минералогических особенностях этих пород; 2) объяснить их тесную пространственную и парагенетическую связь с месторождениями редкометалльно-фосфатного сырья; 3) выявить большую группу новых ультращелочных, фосфатных и редкометалльных минералов.

В результате проведенных исследований сделаны следующие основные выводы.

1. Ультраагпаитовые породы представляют собой пересыщенные щелочными, летучими и редкими элементами пегматитовые и гидротермальные дериваты агпаитовых нефелиновых сиенитов, отличающиеся от других типов нефелин-сиенитовых дериватов обилием минералов, растворимых в воде или легко изменяющихся в атмосферных условиях, а также чрезвычайным разнообразием минералов, предельно обогащенных натрием и другими сильными основаниями. В не затронутых выветриванием зонах массивов эти породы слагают крупные поля, а также отдельные пологопадающие залежи, жильные и шпировидные тела, преимущественно концентрирующиеся вблизи месторождений редкометалльно-фосфатного сырья. Согласно результатам палеогеологических реконструкций, к ультраагпаитовым принадлежит и большая часть наиболее интересных в минералогическом отношении тел пегматитовых пород, выходящих на дневную поверхность, где они интенсивно изменены и лишены многих характерных минералов; из-за сильной измененности эти тела ранее не удавалось выделить в особый тип и противопоставить слабо минерализованным агпаитовым пегматитам умеренной щелочности.

В строении ультраагпаитовых пегматитов, как правило, участвует несколько одновременных ассоциаций минералов, различающихся по содержанию сильных оснований, что свидетельствует о значительном диапазоне изменения щелочности среды в процессе минералообразования. Кривая изменения щелочности имеет характер высокоамплитудной волны и делит весь процесс на три последовательные стадии: возрастающей (I), максимальной (II), понижающейся (III) щелочности. Наличие резко выраженного максимума щелочности — универсальное явление в эволюции агпаитовых систем, сущность которого заключается в различном влиянии температуры на активности основных и кислотных компонентов в расплавах-растворах. С позиций волны щелочности находят удовлетворительное объ-

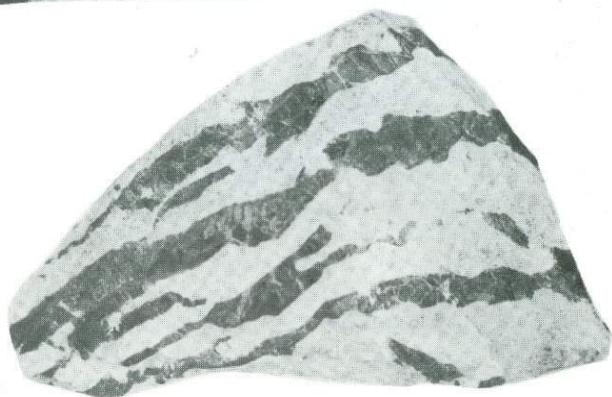




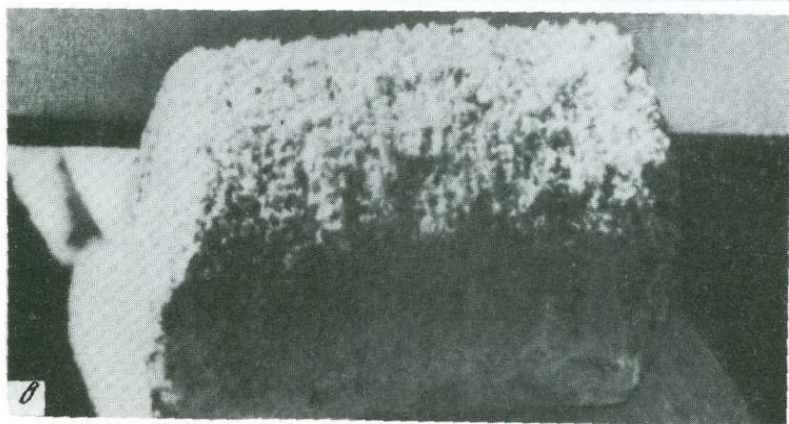
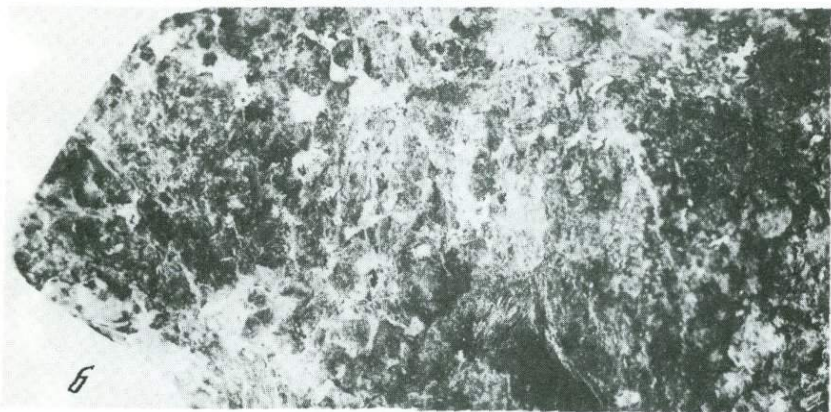
a

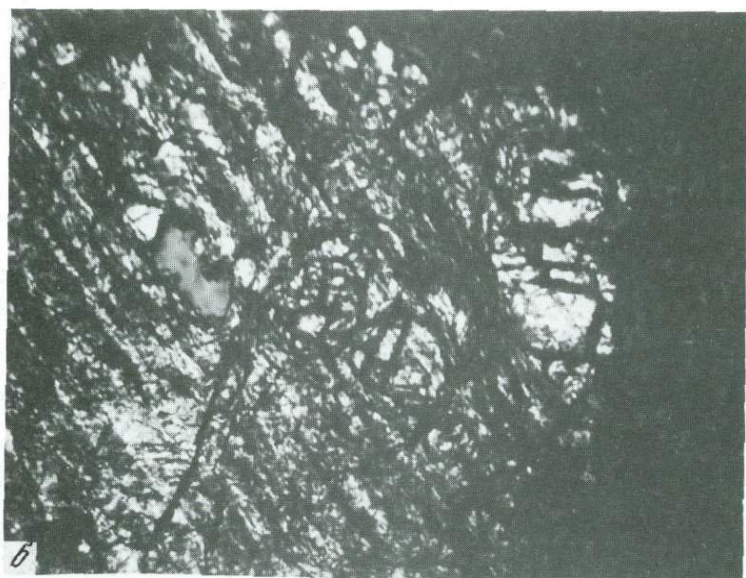
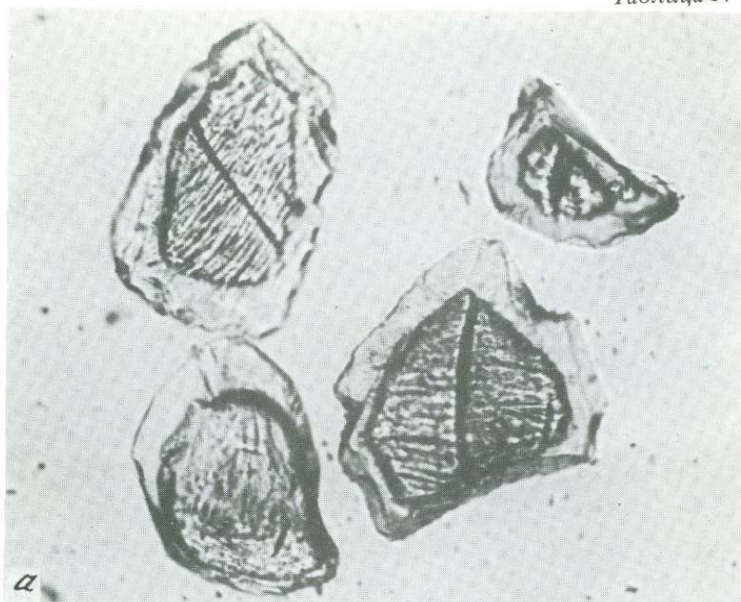


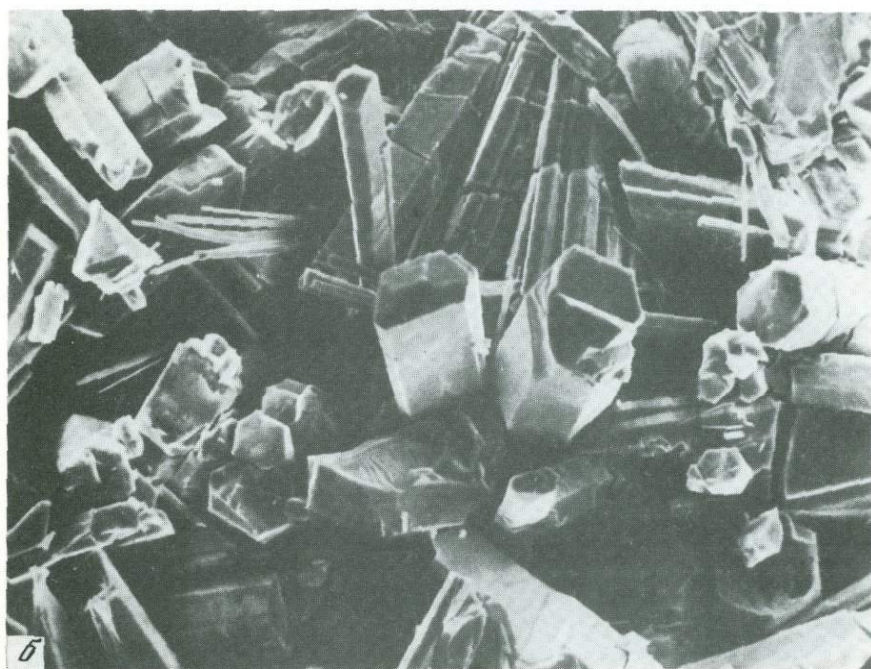
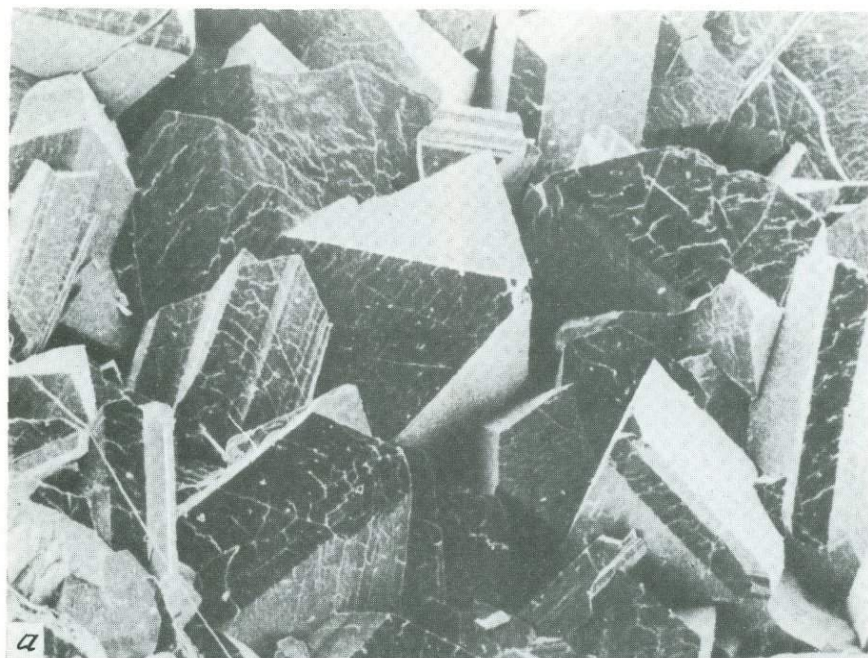
б

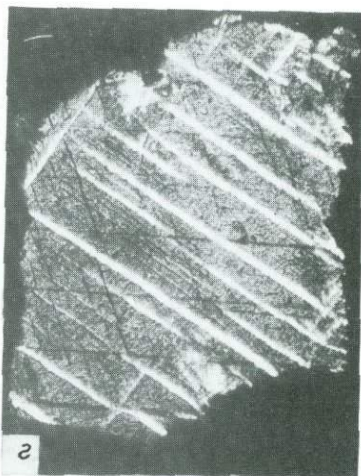
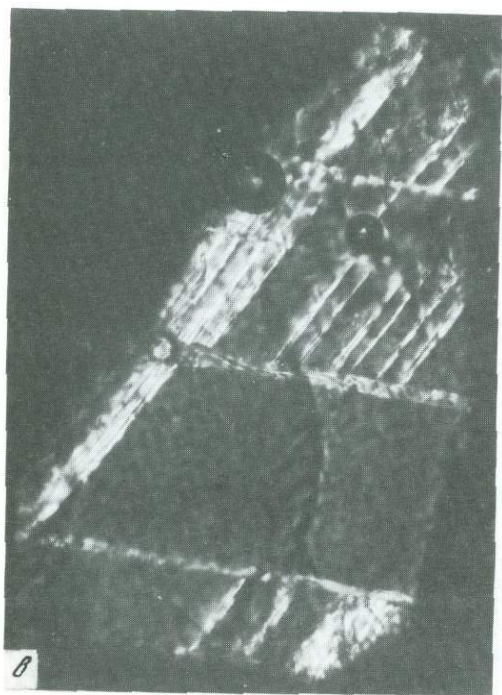


в

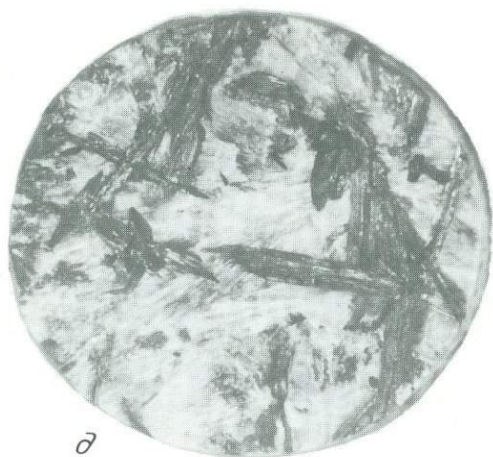
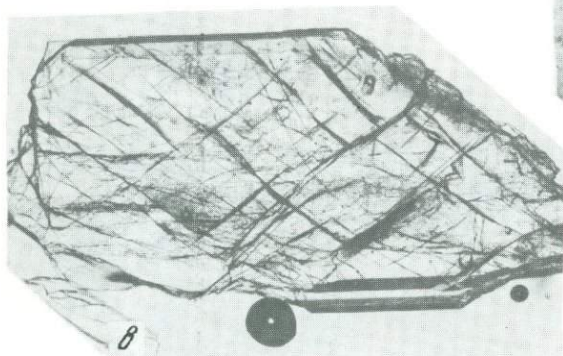
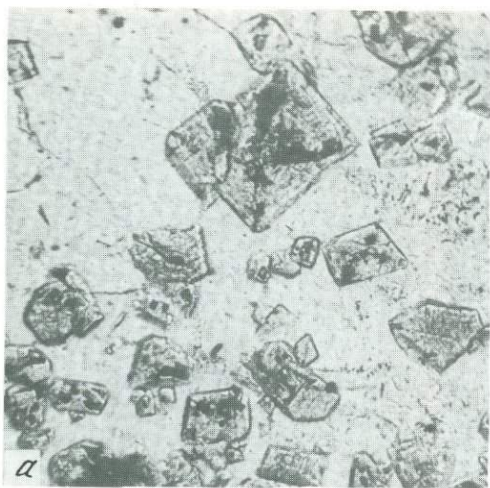












яснение многие особенности состава и строения пегматитовых тел, в частности подмеченное еще А.Е. Ферсманом развитие минеральных ассоциаций миаскитового типа в цеолитных ядрах агпаитовых пегматитов.

При общем сходстве минерального состава ультраагпаитовых пород Ловозера и Хибин между ними имеются существенные различия: для первого массива характерны широкое развитие уссингита и виллиомита, повышенная роль минералов Sr, TR, Zr, Nb, для второго — широкое развитие минералов группы соды и других карбонатов, повышенная роль минералов K, Ba и Ti. Ряд особенностей ультраагпаитовой минерализации сравниваемых массивов обусловлен различной степенью агпаитности слагающих их пород. Так, в Хибинском массиве, породы которого менее агпаитны, эта минерализация распространена на сравнительно ограниченной площади (район центральной дуги) и представлена в основном жильными телами пегматитов и гидротермалитов; в более агпаитовом Ловозерском массиве эта минерализация развита практически повсеместно, причем как в пегматитах и гидротермалитах, так и в массивных породах поздних интрузивных фаз.

2. Наиболее характерными типоморфными минералами ультраагпаитовых пород являются водорастворимые соли натрия — карбонаты, силикаты, фосфаты, сульфаты и галогениды, причем карбонаты натрия пользуются значительным распространением и определяют продуктивность этих пород в отношении эндогенной содовой минерализации, имеющей потенциальное промышленное значение.

Вторую характерную группу составляют малостойкие ультращелочные титано-, ниобо- и цирконосиликаты, легко замещающиеся низкощелочными гидратными аналогами в эпитеpmальных и гипергенных условиях; в результате подобных замещений образуются эволюционные ряды (цирсиналит—ловозерит, паракелдышит—келдышит—"гидрокелдышит", ломоносовит—мурманит, вуоннемит—эпистолит и др.), в которых каждый последующий минерал наследует от предыдущего не только химическую, но и структурную основу. Однозначное соответствие между первичными и вторичными минералами в указанных рядах является основой для палео-минералогических реконструкций. На этой основе расшифрована природа ловозерит-мурманитовых луювритов как измененных ультраагпаитовых пород, первоначально имевших существенно цирциналит-ломоносовитовый состав.

3. Массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов с ультраагпаитовыми породами имеют важное экономическое значение, определяемое приуроченностью к ним не только магматических редкометалльно-фосфатных месторождений, но и значительных по масштабам концентраций многих ценных элементов, заключенных в поздне- и послемагматических дериватах с разнообразной, в том числе содовой минерализацией.

Продуктивность рассматриваемых массивов в отношении многих видов полезных ископаемых определяется природой ультращелочных силикатных расплавов, представляющих собой универсальные растворители неорганических соединений различных элементов, в особенности амфотерных — ниобия, тантала, титана, циркония, гафния, редких земель и др. Широкое развитие ультраагпаитовых пород указывает на чрезвычайно высокую щелочность агпаитовых магм, способствующую накоплению в них указанных

элементов, что выдвигает эти породы в разряд важнейших индикаторов потенциальной рудоносности массивов нефелиновых сиенитов.

Тесная пространственная сопряженность ультраагпаитовой и рудной минерализации позволяет связывать их формирование с дифференциацией первоначально гомогенных агпаитовых расплавов и может служить основой для использования ультраагпаитовых пород в качестве критерия при направлении поисковых и разведочных работ в пределах конкретных массивов.

4. Агпаитовые нефелиновые сиениты, составляя ничтожную долю изверженных пород, превосходят по разнообразию минералов породы любой другой формации. Эта специфика определяется сочетанием нескольких факторов, среди которых первостепенное значение имеют 1) экстремально высокая щелочность агпаитовых магм, обуславливающая совместную концентрацию в них около половины элементов Периодической системы Менделеева, и 2) чрезвычайное разнообразие катионных и анионных мотивов и их комбинаций в кристаллических структурах щелочных минералов, которым объясняется обилие независимых структурных типов минералов и, в частности, существование обширных семейств щелочных титано-, ниобо-, цирконо- и бериллосиликатов. На основании выполненного анализа автором выдвинута гипотеза об отсутствии естественного предела числа минеральных видов и обоснована возможность резкого расширения общей системы минералов.

В составе ультраагпаитовых пород автором открыто свыше 50 новых минералов, в том числе большая группа высокощелочных соединений фосфора, стронция, редких земель, циркония и гафния, тория, ниобия и тантала. Тем самым значительно повышена изученность вещественного состава пород и руд месторождений щелочного ряда, расширены представления о минеральных формах концентрации различных химических элементов в массивах нефелиновых сиенитов и земной коре в целом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баталин Ю.В., Касимов Б.С., Станкевич Е.Ф. Месторождения природной соды и условия их образования. М.: Недра, 1973. 208 с.
2. Батурин С.В., Малиновский Ю.А., Рунча И.Б. Кристаллическая структура низкокременеземистого мерлинита с Кольского полуострова // Минерал журн. 1985. Т. 7, № 6. С. 67–74.
3. Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. XXXII. 248. Фосинаит – клинофосинаит // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1982. № 36, вып. 2. С. 4–5.
4. Бельков И.В., Федотова М.Г., Новохатская Т.В. Минералы Кольского полуострова // Минеральные комплексы и минералы Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980. С. 3–16.
5. Бородин Л.С. Формации щелочных пород // Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974. С. 304–347.
6. Бородин Л.С., Казакова М.Е. Беловит – новый минерал из щелочных пегматитов // Докл. АН СССР. 1954. Т. 96, № 3. С. 613–616.
7. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.
8. Боруцкий Б.Е., Забавникова Н.И., Соколова М.Н. Типы минеральных ассоциаций как показатели основности среды минералообразования пород щелочного комплекса // Геохимия. Минералогия: Междунар. геол. конгр., XXVI. сес.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980. С. 191–199.
9. Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В. Типоморфизм и условия образования минералов и минеральных ассоциаций в щелочных породах Хибинского массива // Состав, структура минералов как показатели их генезиса. М.: Наука, 1978. С. 76–108.
10. Борцевский Ю.А., Борисова С.Л., Медведовская Н.И. и др. Изотопные особенности минералов и пород Хибинско-Ловозерского комплекса и некоторые аспекты проблемы их генезиса // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1987. Ч. 116, вып. 5. С. 532–540.
11. Борцевский Ю.А., Хомяков А.П., Борисова С.Л. и др. Изотопно-кислородные особенности минералов ультращелочных пегматитов и гидротермалитов Хибинского и Ловозерского массивов // XI Всесоюз. симпоз. по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1986. С. 38–39.
12. Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
13. Буссен И.В., Смирнов С.И. Натечные образования из штолен горы Карнасурт в Ловозерских тундрах // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Кировск: Кол. фил. АН СССР, 1959. Вып. 1. С. 116–120.
14. Буссен И.В., Ганнибал Л.Ф., Гойко Е.А. и др. Ильмаюкит – новый минерал из Ловозерских тундр // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1972. Ч. 101, вып. 1. С. 75–79.
15. Буссен И.В., Гойко Е.А., Меньшиков Ю.П. Исследование келдышита и его "новой фазы" // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1972. Вып. 9. С. 59–64.
16. Буссен И.В., Денисов А.П., Забавникова Н.И. и др. Уонунемит – новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1973. Ч. 102, вып. 4. С. 423–426.
17. Буссен И.В., Еськова Е.М., Меньшиков Ю.П. и др. Основные черты минералогии и геохимии ультращелочных пегматоидов и гидротермалитов // Материалы по минералогии и геохимии щелочных комплексов пород Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1975, С. 102–117.
18. Буссен И.В., Еськова Е.М., Меньшиков Ю.П. и др. Минералогия ультращелочных пегматитов // Проблемы геологии редких элементов. М.: Наука, 1978. С. 251–271.

19. Буссен И.В., Кульчицкая Е.А., Латышева Л.Г., Меньшиков Ю.П. Крупнокристаллический эльпидит и белый лозозерит из Ловозерского массива // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. Вып. 10. С. 99–104.
20. Буссен И.В., Латышева Л.Г., Меньшиков Ю.П. и др. Маунтинит – первая находка в Советском Союзе // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, №3. С. 674–677.
21. Буссен И.В., Меньшиков Ю.П., Мерьков А.Н. и др. Пенквилксит – новый гидросиликат титана и натрия // Там же 1974. Т. 217, № 5, С. 1161–1164.
22. Быкова А.В., Хомяков А.П. О природе борнеманита – нового минерала группы ломоносовита // Методы минералогических исследований. М.: ИМГРЭ, 1977. С. 51–53.
23. Винчелл А.Н., Винчелл Г.А. Оптические свойства искусственных минералов. М.: Мир, 1967. 526 с.
24. Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 623 с.
25. Воронков А.А., Пудовкина З.В., Блинов В.А. и др. Кристаллическая структура казаковита $\text{Na}_2\text{Mn}\{\text{Ti}[\text{Si}_6\text{O}_{18}]\}$ // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, № 1. С. 106–109.
26. Воронков А.А., Шумяцкая Н.Г., Пятенко Ю.А. О кристаллической структуре новой природной модификации $\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_2\text{O}_7]$ // Журн. структур. химии. 1970. Т. 11, № 5. С. 932–933.
27. Воронков А.А., Шумяцкая Н.Г., Пятенко Ю.А. Кристаллохимия минералов циркония и их искусственных аналогов. М.: Наука, 1978. 182 с.
28. Гафт М.Л., Горобец Б.С., Хомяков А.П. О природе люминесценции минералов титана и циркония // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 5. С. 1234–1237.
29. Гафт М.Л., Горобец Б.С., Хомяков А.П. Люминесцентные кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные индикаторы в минералах ультраапатитовых пород // Там же. 1982. Т. 263, № 6. С. 1445–1450.
30. Герасимовский В.И. Опал, содержащий щелочи // Вопросы минералогии, петрографии, геохимии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 115–121.
31. Герасимовский В.И. Келдышит – новый минерал // Докл. АН СССР. 1962. Т. 142, № 4. С. 916.
32. Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н. и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 395 с.
33. Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Недра, 1981. 237 с.
34. Годовиков А.А. Химические основы систематики минералов. М.: Недра, 1979. 304 с.
35. Горобец Б.С. Спектры люминесценции минералов. М.: ВИМС, 1981. 153 с.
36. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов: Индивидулы. М.: Наука, 1975. 339 с.
37. Гусева Л.Д., Меньшиков Ю.П., Романова Т.С., Буссен И.В. Тетрагональный натролит из Ловозерского щелочного массива // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1975. Ч. 104, вып. 1. С. 66–69.
38. Даусон Дж.Б. Олдоиньо-Ленгаи. – действующий вулкан с потоками лав натровых карбонатов // Карбонаты. М.: Мир, 1969. С. 169–181.
39. Дернаев-Пегарев В.Ф., Малинин С.Д. Растворимость кальцита в высокотемпературных водных растворах щелочных карбонатов и вопросы карбонитообразования // Геохимия. 1976. № 8. С. 643–658.
40. Дернаев-Пегарев В.Ф., Малинин С.Д. Экспериментальное исследование растворимости апатита в водных растворах карбонатов щелочных металлов при 300, 400 и 500 °С // Там же. 1985. № 8. С. 1196–1205.
41. Добровольская М.Г., Соколова М.Н., Хомяков А.П., Цепин А.И. Калий- и натрийсодержащие сульфиды как индикаторы условий минералообразования в щелочных породах и кимберлитах // Геохимия. Минералогия: Междунар. геол. конгр., XXVI сес.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980. С. 199–205.
42. Добровольская М.Г., Цепин А.И., Евстигнеева Т.Л. и др. Мурунскит $\text{K}_2\text{Cu}_2\text{FeS}_4$ – новый сульфид калия, меди и железа // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1981. Ч. 110, вып. 4. С. 468–473.
43. Дорфман М.Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолитуритах горы Юкспор Хибинского массива. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962.
44. Дорфман М.Д., Абрашев К.К. О гипергенном фосфате натрия Хибинского массива нефелиновых сиенитов // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1963. Т. 14. С. 226–230.

45. Дорфман М.Д., Горощенко Я.Г., Сикорская Э.К., Дорфман А.М. О взаимодействии нефелина с водными растворами фтористого натрия и углекислого газа // Геохимия. 1967. № 7. С. 786–795.
46. Дорфман М.Д., Чирагов М.И. Гидродельхайелит – продукт гипергенного изменения дельхайелита // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1979. Т. 28. С. 172–175.
47. Дроздов Ю.Н., Баталиева Н.Г., Воронков А.А., Кузьмин Э.А. Кристаллическая структура $\text{Na}_{11}\text{Nb}_2\text{TiSi}_4\text{P}_2\text{O}_{25}\text{F}$ // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216, № 1. С. 78–81.
48. Дудкин О.Б. Фосфор в щелочных и щелочноультрасосновных массивах Кольского полуострова // Материалы по минералогии и геохимии щелочных комплексов пород Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1975. С. 4–101.
49. Дудкин О.Б. Главные комплексы минеральных парагенезисов щелочных массивов // Минеральные комплексы и минералы Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980. С. 16–38.
50. Дудкин О.Б., Меньшиков Ю.П. Минералогическое изучение кольских щелочных массивов и его практическое значение // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч. 112, вып. 5. С. 513–519.
51. Дудкин О.Б., Скиба В.И. Роль щелочных карбонатных расплавов при формировании апатитовых пород // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 4. С. 916–920.
52. Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Померанцева Н.Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.; Л.: Наука, 1964. 235 с.
53. Дудкин О.Б., Кулаков А.Н., Поляков К.И., Меньшиков Ю.П. Типоморфизм минералов плутонов щелочных пород в связи с их фосфатноностью // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 117–124.
54. Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.П. и др. Карбонатиты Хибин. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1984. 99 с.
55. Еськова Е.М., Семенов Е.И., Хомяков А.П. и др. Умбозерит – новый минерал // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216, № 1. С. 169–171.
56. Еськова Е.М., Семенов Е.И., Хомяков А.П. и др. Лапландит – новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1974. Ч. 103, вып. 5. С. 571–575.
57. Еськова Е.М., Семенов Е.И., Хомяков А.П. и др. Сажинит – новый минерал // Там же. 1974. Ч. 103, вып. 3. С. 338–341.
58. Ефимов А.Ф., Кравченко С.М., Власова Е.В. К минералогии щелочных пегматитов Инаглинского массива // Тр. ИМГРЭ АН СССР. 1963. Вып. 16. С. 171–175.
59. Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов // Геология руд. месторождений. 1967. № 5. С. 86–89.
60. Иванова Т.Н., Арзамасцев А.А. Пойкилитовые нефелиновые сиениты Хибин: геологическая позиция, вещественный состав, перспективы рудоносности // Петрология и минерогения щелочных, щелочноультрасосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1985. С. 13–21.
61. Илюшин Г.Д., Воронков А.А., Невский Н.Н. и др. Кристаллическая структура илерита $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 5. С. 1118–1120.
62. Илюшин Г.Д., Пудовкина З.В., Воронков А.А. и др. Кристаллическая структура новой природной модификации $\text{K}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot \text{H}_2\text{O}$ // Там же. Т. 257, № 3. С. 608–610.
63. Илюшин Г.Д., Хомяков А.П., Шумяцкая Н.Г. и др. Кристаллическая структура нового природного цирконо-силиката $\text{K}_4\text{Zr}_2\text{Si}_6\text{O}_{18} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ // Там же. Т. 256, № 4. С. 860–863.
64. Ифантуло Т.Н., Юшко-Захарова О.Е., Дубакина Л.С., Щербачев Д.К. Расвумит Ловозерского массива // Там же. 1983. Т. 269, № 1. С. 195–197.
65. Каменев Е.А., Пешев Н.Г., Минева Д.А. Апатито-нефелиновые руды – эффективный комплексный источник фосфатного, алюминиевого, редкометального сырья и фтора // Комплексное обогащение фосфорсодержащего сырья. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1977. С. 3–20.
66. Капустин Ю.Л., Быкова А.В., Букин В.И. Натрофосфат – новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1972. Ч. 101, вып. 1. С. 80–86.
67. Капустин Ю.Л., Пудовкина З.В., Быкова А.В. Цирсианит – новый минерал // Там же. 1974. Ч. 103, вып. 5. С. 551–558.
68. Капустин Ю.Л., Пудовкина З.В., Быкова А.В. Тисиналит – $\text{Na}_3\text{H}_3 \times$

- X (Mn, Ca, Fe)TiSi₆(O, OH)₁₈ · 2H₂O — новый минерал из группы ловозерита // Там же. 1980. Ч. 109, вып. 2. С. 223—229.
69. Капустин Ю.Л., Пудовкина З.В., Быкова А.В., Любимилова Г.В. Коашвит — новый минерал // Там же. 1974. Ч. 103, вып. 5. С. 559—566.
70. Капустин Ю.Л., Пудовкина З.В., Быкова Т.Е. Дорфманит — новый минерал // Там же. 1980. Ч. 109, вып. 2. С. 211—216.
71. Капустин Ю.Л., Хомяков А.П., Семенов Е.И. и др. Фосинаит — новый редкоземельный минерал // Там же. 1974. Ч. 103, вып. 5. С. 567—570.
72. Карнов О.Г., Пушаровский Д.Ю., Хомяков А.П. и др. Витусит — минерал с неупорядоченной структурой // Кристаллография. 1980. Т. 25, вып. 6. С. 1135—1141.
73. Кирова Е.А., Делицына Л.В., Зубкова Т.В., Делицын Л.М. Условия образования Na—Са-фторфосфатов в системе Са, Na/PO₄, F и ее значение для генезиса минералов щелочных пород // Минерал. журн. 1987. Т. 9, № 2. С. 15—22.
74. Киселева И.А., Мельчакова Л.В., Огородова Л.П. и др. Термодинамические свойства чкаловита Na₂[BeSi₂O₆] // Вестн. МГУ. Сер. 2, Химия. 1984. Т. 25, № 3. С. 278—281.
75. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса апатитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
76. Когарко Л.Н. Рудогенерирующая способность щелочных магм // Петрология литосферы и рудоносность: Тез. докл. VI Всесоюз. петрогр. совещ. Л., 1981. С. 89—90.
77. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. 126 с.
78. Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Полярность минеральных равновесий // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1980. Ч. 109, вып. 5. С. 505—516.
79. Козырева Л.В., Зорина М.П., Романова Т.С. Находка криолита и давсонита в Хибинском массиве // Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Л.: Наука, 1976. С. 67—70.
80. Коржинский Д.С. Кислотно-основные взаимодействия в силикатных расплавах и направление котектических линий // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128, № 2. С. 383—386.
81. Коровушкин В.В., Хомяков А.П., Ашкеева О.В. Мессбауэровское исследование валентных форм железа в Fe-ша-
- франовските H₆(Na, K)₆(Fe, Mn)₃Si₉O₂₇ × 3H₂O // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1987. Т. 34. С. 149—152.
82. Косова Т.С., Демьянец Л.Н. Система Na₂O—Al₂O₃—SiO₂—H₂O: Синтез и устойчивость гидроканкринита в растворах NaOH при температурах 200—400 °C // Рост кристаллов из высокотемпературных водных растворов. М.: Наука, 1977. С. 19—42.
83. Костов И. Минералогия. М.: Мир, 1971. 585 с.
84. Кравченко С.М. Фракционирование малых элементов при дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1977. 218 с.
85. Кравченко С.М., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. Геохимические особенности ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива как следствия скрытой и ритмической расслоенности // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231, № 4. С. 957—960.
86. Кравченко С.М., Капустин Ю.Л., Катаева З.Т., Быкова А.В. Агпайтовая минерализация мезозойских метасоматитов калиевых щелочных комплексов Центрального Алдана // Там же. 1982. Т. 263, № 2. С. 435—439.
87. Кривоконова Г.К., Портнов А.М., Семенов Е.И., Дубакина Л.С. Комаровит: силифицированный пироклор // Там же. 1979. Т. 248, № 2. С. 443—447.
88. Крутик В.М., Пушаровский Д.Ю., Хомяков А.П. и др. Анионный радикал смешанного типа (четверные кольца [Si₄O₁₂] и Р-ортотетраэдры) в структуре моноклинного фосинаита // Кристаллография. 1980. Т. 25, № 2. С. 240—247.
89. Крутик В.М., Пушаровский Д.Ю., Хомяков А.П. и др. Кристаллическая структура фосинаита и его типоморфизм // Там же. 1981. Т. 26, № 6. С. 1197—1203.
90. Кузнецов Ж.М. К морфологии пойкилитических калиевых полевых шпатов горы Юкспор Хибинского массива // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1972. Ч. 101, вып. 5. С. 246—253.
91. Курова Т.А., Шумацкая Н.Г., Воронков А.А., Пятенко Ю.А. Уточнение кристаллической структуры сидоренкита Na₃Mn(PO₄)(CO₃) // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 6. С. 65—70.
92. Лапин А.В. Ограниченная смесимость в силикатно-карбонатных расплавах и ее значение в петрологии и генезисе карбонатитов // Геология руд. месторождений. 1983. № 2. С. 3—20.

93. *Лебедева С.И.* Микротвердость минералов. М.: Недра, 1977. 118 с.

94. *Литвин Б.Н.* Структурно-генетические проблемы образования и выращивания кристаллов силикатов и германидов: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1975. 272 с.

95. *Ляхович В.В.* Методы сепарации аксессуарных минералов. М.: Недра, 1981. 86 с.

96. *Малиновский Ю.А., Белов Н.В.* Кристаллическая структура кальборсита // Докл. АН СССР, 1980. Т. 252, № 3. С. 611–615.

97. *Малиновский Ю.А., Батулин С.В., Белов Н.В.* Кристаллическая структура Fe-тихта // Там же. 1979. Т. 249, № 6. С. 1365–1368.

98. *Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Лукашев А.Н.* Петрология пегматитов // Минералы Междунар. геол. конгр., XXIV сес.; Тезисы. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 388.

99. *Марфуни А.С.* Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М.: Недра, 1975. 327 с.

100. *Мелентьев Г.Б., Делицин Л.М., Мелентьев Б.Н.* Ликвация и ее значение в петрологии // Редкометалльные граниты и проблема магматической дифференциации. М.: Недра, 1972. С. 74–81.

101. *Меньшиков Ю.П.* Перлиалит $K_9Na(Ca, Sr)[Al_{12}Si_{24}O_{72}] \cdot 15H_2O$ – новый калиевый цеолит из Хибинского массива // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1984. Ч. 113, вып. 5. С. 607–612.

102. *Меньшиков Ю.П.* Денисовит $Ca_4(K_{1,4}Na_{0,6})_2Si_6O_{16}(F, OH)_2$ – новый минерал из Хибинского массива // Там же. Вып. 6. С. 718–723.

103. *Меньшиков Ю.П.* Минеральные ассоциации постмагматических жильных образований в породах Эвслогчоррской тектонической зоны Хибинского массива // Минеральные ассоциации и минералы магматических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1987. С. 49–54.

104. *Меньшиков Ю.П., Буссен И.В., Гойко Е.А.* и др. Борнеманит – новый силикофосфат натрия, титана, ниобия и бария // Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва. 1975. Ч. 104, вып. 3. С. 322–326.

105. *Меньшиков Ю.П., Денисов А.П., Успенская Е.И., Липатова Э.А.* Ловдарит – новый водный бериллосиликат щелочей // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213, № 2. С. 429–432.

106. *Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А., Гойко Е.А.* и др. Природный

тетрагональный титаносиликат натрия – натисит // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1975. Ч. 104, вып. 3. С. 314–317.

107. *Мерьков А.Н., Буссен И.В., Гойко Е.А.* и др. Раит и зорит – новые минералы из Ловозерских тундр // Там же. 1973. Ч. 102, вып. 1. С. 54–62.

108. Минералогические таблицы / Под ред. Е.И. Семенова. М.: Недра, 1981. 399 с.

109. Минералогия Хибинского массива / Е.Е. Костылева-Лабунцова, Б.Е. Боруцкий, М.Н. Соколова и др.; Под ред. Ф.В. Чухрова. М.: Наука, 1978. Т. 1. 228 с.

110. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр / Под ред. А.Е. Ферсмана и др. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 563 с.

111. *Михеева М.Г., Пуцаровский Д.Ю., Хомяков А.П., Ямнова Н.А.* Кристаллическая структура тетраантролита // Кристаллография. 1986. Т. 31, № 3. С. 434–439.

112. *Надеждина Т.Н., Победимская Е.А., Хомяков А.П.* Кристаллическая структура тетрагонального эдингтонита из Хибин // Минерал. журн. 1984. Т. 6, № 5. С. 56–63.

113. *Надеждина Т.Н., Пуцаровский Д.Ю., Хомяков А.П.* Уточнение кристаллической структуры беловита // Там же. 1987. Т. 9, № 2. С. 45–48.

114. Новые Хибинские апатитовые месторождения / Под ред. Е.А. Каменева, Д.А. Минеева. М.: Недра, 1982. 182 с.

115. *Носырев Н.А., Треушников Е.Н., Воронков А.А.* и др. Кристаллическая структура синтетического хибинскита $K_2ZrSi_2O_7$ (II) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231, № 6. С. 1351–1353.

116. *Овчинников Л.Н.* О роли SO_2 в гидротермальном рудообразовании // Там же. Т. 227, № 3. С. 680–683.

117. *Овчинников Л.Н.* Геодинамические аспекты рудообразования // Сов. геология. 1985. № 1. С. 7–16.

118. Основные правила представления данных, необходимых для характеристики новых минералов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч. 112, вып. 5. С. 621–623.

119. *Осокин Е.Д.* Редкометалльная минерализация и генетические аспекты формирования Ловозерского массива // Рудная геохимия и геология магматогенных месторождений. М.: Наука, 1980. С. 168–178.

120. *Павлишин В.И.* Типоморфизм кварца, слюд и полевых шпатов в эндо-

генных образованиях. Киев: Наук. думка, 1983. 232 с.

121. Петров В.П. Давсонит и другие содовые минералы, их место среди эвапоритов // Природная сода и давсонитопроявления в СССР. М.: Наука, 1985. С. 3–4.

122. Петровская Н.В., Чухров Ф.В. Проблема типоморфизма минералов // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 141–147.

123. Победимская Е.А., Чинь Ле Тхы. Кристаллохимия карбонатов натрия // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1985. № 2. С. 91–101.

124. Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наук. думка, 1986. 547 с.

125. Поваренных А.С. О распространенности химических элементов в земной коре и числе минеральных видов // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1966. Вып. 2, № 20. С. 178–185.

126. Портнов А.М., Кривоконев Г.К., Столярова Т.И. Комаровит – новый ниобосиликат кальция и марганца // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1971. Ч. 100, вып. 5. С. 599–602.

127. Пудовкина З.В., Соловьева Л.П., Пятенко Ю.А. О кристаллической структуре литосита, $K_3[NaI_2Si_4O_{13}]$ // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 6. С. 1370–1374.

128. Пудовкина З.В., Черницова Н.М., Воронков А.А., Пятенко Ю.А. Кристаллическая структура цирсиналита $Na_6Ca\{Zr[Si_6O_{18}]\}$ // Там же. 1980. Т. 250, № 4. С. 865–867.

129. Пушаровский Д.Ю. Кристаллохимия минералов и синтетических соединений с тетраэдрическими анионами: Автореф. Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1984. 47 с.

130. Пушаровский Д.Ю., Надежина Т.Н., Хомяков А.П. Кристаллическая структура стронцийпатита из Хибин // Кристаллография. 1987. Т. 32, № 4. С. 891–895.

131. Пятенко Ю.А. Минералогически вероятные и маловероятные кристаллические структуры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 8. С. 3–9.

132. Пятенко Ю.А. О специфической группе водородсодержащих алюмосиликатов, стабильных в природной ультращелочной обстановке (кристаллохимический аспект) // Геохимия. 1987. № 8. С. 1208–1213.

133. Пятенко Ю.А., Воронков А.А., Пудовкина З.В. Минералогическая кри-

сталлохимия титана. М.: Наука, 1976. 155 с.

134. Расцветова Р.К., Симонов В.И., Белов Н.В. Кристаллическая структура ломоносавита $Na_5Ti_2[Si_2O_7][P^IVO_4]O_2$ // Докл. АН СССР. 1971. Т. 197. № 1. С. 81–84.

135. Сандомирский П.А., Белов Н.В. Кристаллохимия смешанных анионных радикалов. М.: Наука, 1984. 205 с.

136. Сауков А.А. О причинах ограниченности числа минералов // Вопросы минералогии, геохимии, петрографии. М.; Л., 1946. С. 209–218.

137. Себаус М., Дорохова Г.И., Победимская Е.А., Хомяков А.П. Кристаллическая структура нефедовита и его типоморфизм // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, № 2. С. 353–357.

138. Семенов Е.И. К геохимии и минералогии гипергенных и эпитеpmальных процессов в щелочных массивах и их пегматитах // Междунар. геол. конгр., XXI сес.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1960. С. 80–95.

139. Семенов Е.И. О канкрините щелочных пегматитов // Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М.: Наука, 1964. С. 29–32.

140. Семенов Е.И. Минералогия-геохимические типы нефелин-сиенитовых девриатов // Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов. М.: Наука, 1967. С. 52–71.

141. Семенов Е.И. Минералогия щелочного массива Илимаусак. М.: Наука, 1969. 165 с.

142. Семенов Е.И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. 307 с.

143. Семенов Е.И. Щелочные породы как комплексные руды // Редкие элементы: Сырье и экономика. 1973. Вып. 8. С. 83–84.

144. Семенов Е.И. Типоморфизм минералов щелочных массивов // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 102–108.

145. Семенов Е.И. Щелочное соле- и рудообразование // Междунар. геол. конгр., XXVII сес.: Докл. сов. геологов: Минералогия. М.: Наука, 1989. С. 164–169.

146. Семенов Е.И., Хомяков А.П. Хибинско-Ловозерский щелочной массив и его новые минералы // Сов. геология. 1986. № 2. С. 97–103.

147. Семенов Е.И., Еськова Е.М., Капустин Ю.Л., Хомяков А.П. Минера-

логия щелочных массивов и их место-
рождений. М.: Наука, 1974. 248 с.

148. Семенов Е.И., Хомяков А.П.,
Черепицкая Г.Е., Угрюмова Н.Г.
Натриевые канкриниты Ловозерского
щелочного массива // Минерал. журн.
1984. Т. 6, № 2. С. 50–54.

149. Сёренсен Х. Щелочные и фельд-
шпатоидные сиениты и их эффузивные
аналоги // Щелочные породы / Под ред.
Х. Сёренсена. М.: Мир, 1976. С. 26–61.

150. Сизова Р.Г., Воронков А.А.,
Хомяков А.П. Уточнение кристалличе-
ской структуры триклинной модифика-
ции $\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$ (1) // Структура и
свойства кристаллов. Владимир, 1974.
Вып. 2. С. 30–42.

151. Сняtkова О.Л., Пронягин Н.И.,
Маркинтахина Т.М., Хомяков А.П. Кар-
бонатитовый комплекс Хибинского мас-
сива и перспективы обнаружения в мас-
сиве промышленных скоплений природ-
ной соды // Изв. АН СССР. Сер. геол.
1984. № 11. С. 124–128.

152. Соколов С.В. Шортит – первая
находка в карбонатах // Докл. АН
СССР. 1979. Т. 247, № 5. С. 1253–1256.

153. Соколова Е.В., Егоров-Тисмен-
ко Ю.К., Хомяков А.П. Особен-
ности кристаллической структуры
 $\text{Na}_{14}\text{CaMgTi}_4[\text{Si}_2\text{O}_7]_2[\text{PO}_4]_4\text{O}_4\text{F}_2$ –
гомолога структурных типов ломоно-
совита и сульфогалита // Минерал.
журн. 1987. Т. 9, № 3. С. 28–35.

154. Соколова Е.В., Егоров-Тисмен-
ко Ю.К., Хомяков А.П. Кристалличе-
ская структура $\text{Na}_7\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{Ti}, \text{Mn})_4 \times$
 $\times [\text{Si}_2\text{O}_7]_2[\text{PO}_4]_6\text{O}_2\text{F}_6$ – нового пред-
ставителя семейства слоистых титано-
силикатов // Докл. АН СССР. 1987.
Т. 287. Т. 294, № 2. С. 357–362.

155. Соколова Е.В., Егоров-Тисмен-
ко Ю.К., Хомяков А.П. Кристалличе-
ская структура соболевиита // Там же.
1988. Т. 302, № 5. С. 1112–1118.

156. Соколова Е.В., Егоров-Тисмен-
ко Ю.К., Хомяков А.П. Кристалличе-
ская структура накафита // Там же.
1989. Т. 304, № 3. С. 610–615.

157. Соколова Е.В., Надежина Т.Н.,
Хомяков А.П. Рентгеноструктурное ис-
следование высокобариевого ольгита //
Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1990.
№ 1. С. 87–91.

158. Соколова Е.В., Расцветаева Р.К.,
Андрюханов В.И. и др. Кристаллическая
структура нового природного титано-
силката натрия // Докл. АН СССР. 1989.
Т. 307, № 1. С. 114–117.

159. Соколова Е.В., Ямнова Н.А.,
Егоров-Тисменко Ю.К., Хомяков А.П.

Кристаллическая структура ново-
го фосфата Na, Ca и Ba арктита
 $(\text{Na}_5\text{Ca})\text{Ca}_6\text{Ba}[\text{PO}_4]_6\text{F}_3$ // Там же.
1984. Т. 274, № 11. С. 78–83.

160. Соколова Е.В., Ямнова Н.А.,
Егоров-Тисменко Ю.К., Хомяков А.П.
Кристаллическая структура нового ми-
нерала $\text{Na}_8\text{Ti}_{3,5}\text{O}_2(\text{OH})_2[\text{SiO}_4]_4$ – поли-
морфной модификации натисита //
Там же. 1985. Т. 284, № 5. С. 1136–1142.

161. Соколова М.Н. Типоморфизм
минералов ультраапатитовых ассоциа-
ций: (На примере Хибинского массива).
М.: Наука, 1986. 118 с.

162. Соколова М.Н., Забавнико-
ва Н.И., Рудницкая Е.С., Органиова Н.И.
Об особенностях состава и степени
однородности минералов группы ломо-
носовита из Хибинского массива // Во-
просы однородности и неоднородности
минералов. М.: Наука, 1971. С. 174–187.

163. Соколова М.Н., Доброволь-
ская М.Г., Казакова М.Е. и др. Новый
минерал – сульфид калия и железа –
расвумит // Зап. Всесоюз. минерал.
о-ва. 1970. Ч. 99, вып. 6. С. 712–720.

164. Солодов Н.А. Минерогения лито-
фильных редких металлов. М.: Недра,
1978. 175 с.

165. Солодов Н.А., Чепижный К.И.,
Челищев Н.Ф. и др. Природные минералы
как основа новых материалов // Зап.
Всесоюз. минерал. о-ва. 1977.
Ч. 106, вып. 2. С. 193–200.

166. Солодов Н.А., Чепижный К.И.,
Челищев Н.Ф. и др. Новые направле-
ния промышленного использования при-
родных минералов // Лабораторные и
технологические исследования и обога-
щение минерального сырья. М.:
ВИЭМС. 1978. Вып. 4. С. 1–19.

167. Тимошенко И.М., Мень-
шиков Ю.П., Ганнибал Л.Ф., Буссен И.В.
Природный силикат натрия – натроси-
лит – из Ловозерского массива // Зап.
Всесоюз. минерал. о-ва. 1975.
Ч. 104, вып. 3. С. 317–321.

168. Тихоненков И.П. Нефелиновые
сиениты и пегматиты Хибинского мас-
сива. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 247 с.

169. Урусов В.С. Энергетическая
кристаллохимия. М.: Наука, 1975. 335 с.

170. Урусов В.С. Почему их только
две тысячи // Природа. 1983. № 10.
С. 82–88.

171. Федотова М.Г. Кадастр минералов
Кольского полуострова. Апатиты:
Кол. фил. АН СССР, 1984. 115 с.

172. Фекличев В.Г. Диагностические
спектры минералов. М.: Недра, 1977.
288 с.

173. Ферсман А.Е. О числе минеральных видов // Докл. АН СССР. 1938. Т. 19, № 4. С. 271–274.
174. Ферсман А.Е. К геохимии щелочных магм // Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 4. С. 413–419.
175. Флейшер М., Уилкокс Р., Матцко Дж. Микроскопическое определение прозрачных минералов: Пер. с англ. Л.: Недра, 1987. 647 с.
176. Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных P-T-параметрах. Л.: Недра, 1983. 151 с.
177. Халилов А.Д., Джафаров Н.Х., Хомяков А.П. Электронно-микроскопическое и рентгенографическое исследование каркасного Ti-силиката пенквиллита // Рентгенография минерального сырья. М., 1977. С. 114–119.
178. Халилов А.Д., Хомяков А.П., Махмудов С.А. Кристаллическая структура кельдышита $\text{NaZr}[\text{Si}_2\text{O}_6]_2\text{OH}$ // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 3. С. 573–575.
179. Хомяков А.П. Гомоосевые псевдоморфозы титано- и цирконосиликатов как индикаторы физико-химических условий минералообразования в щелочных массивах // Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1976. С. 68.
180. Хомяков А.П. Конституция и типохимические особенности минералов группы ломоносита // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1976. Вып. 10. С. 96–104.
181. Хомяков А.П. Новые данные о минералах группы кельдышита // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1976. Т. 25. С. 90–95.
182. Хомяков А.П. Типы закономерных сростаний минералов группы кельдышита // Геохимия. Минералогия: Междунар. геол. конгр. XXV сес.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976. С. 233–240.
183. Хомяков А.П. Новое в минералогии группы ловозерита // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, № 1. С. 199–202.
184. Хомяков А.П. Паракельдышит – новый минерал // Там же. № 3. С. 703–705.
185. Хомяков А.П. Типоморфизм минералов группы ловозерита и их соотношение с эвдиалитом // Новые данные о типоморфизме минералов и минеральных ассоциаций. М., 1977. С. 148–150.
186. Хомяков А.П. Типоморфизм минералов ультраапатитовых пегматитов // XI съезд Междунар. минерал. ассоц.: Тез докл. Новосибирск, 1978. Т. 1. С. 115–116.
187. Хомяков А.П. Цирсианит // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1979. Т. 28. С. 192–193.
188. Хомяков А.П. Новые минералы глубинных зон Ловозерского и Хибинского массивов // Геохимия. Минералогия: Междунар. геол. конгр., XXVI сес.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980. С. 164–169.
189. Хомяков А.П. Типоморфизм минералов семейства ловозерита // Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980. С. 205–219.
190. Хомяков А.П. Типоморфизм минералов ультраапатитовых пегматитов // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 152–157.
191. Хомяков А.П. Явление наследования кристаллических структур минералов при псевдоморфозии как фактор видообразования // Генетическая информация в минералах. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1980. Вып. 31. С. 20–21.
192. Хомяков А.П. Пирссонит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – первая находка в СССР и гейлоссит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \times \text{X}5\text{H}_2\text{O}$ – первая находка в Хибинском массиве // Минерал. журн. 1981. Т. 3, № 1. С. 99–102.
193. Хомяков А.П. Натрит Na_2CO_3 – новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1982. Ч. 111, вып. 2. С. 220–225.
194. Хомяков А.П. Первые находки ловозерского минерала натросилита в Хибинском массиве и хибинских минералов цирсианита и расвумита в Ловозерском массиве // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1982. Т. 30. С. 168–175.
195. Хомяков А.П. Минералогические особенности щелочных пегматитов Хибинско-Ловозерской провинции // Развитие минералогии и геохимии и их связь с учением о полезных ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 66–82.
196. Хомяков А.П. Новый перспективный тип содового сырья // Природная сода и давсонитопроявления в СССР. М.: Наука, 1985. С. 62–79.
197. Хомяков А.П. Тетранатролит как возможный трансформационный минеральный вид // Основные проблемы теоретической и прикладной минералогии: Тез докл. М., 1985. С. 126–127.
198. Хомяков А.П. Эволюционный

ряд паранатролит-тетранатролит в щелочных гидротермальных Хибино-Ловозерского комплекса // Теоретические и прикладные исследования в минералогии: (Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Теория и методология минералогии"). Сыктывкар: Коми фил. АН СССР. 1985. Т. 2. С. 76-77.

199. *Хомяков А.П.* Минералогия ультраапатитовых пород: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1986. 356 с.

200. *Хомяков А.П.* Ультраапатитовые породы как индикаторы орудуения в массивах нефелиновых сиенитов // Минералогия народному хозяйству. Л., 1987. С. 83-84.

201. *Хомяков А.П.* Минеральные соли ультраапатитовых пород и их связь с рудоносностью щелочных массивов // Геология руд. месторождений. 1988. № 1. С. 77-87.

202. *Хомяков А.П., Быкова А.В.* Натрофосфат - первые находки в Ловозерском массиве // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 6. С. 88-91.

203. *Хомяков А.П., Воронков А.А.* Рентгенография и кристаллооптика дигоросиликатов циркония (кельдышит I, кельдышит II, хибинскит) // Структура и свойства кристаллов. Владимир, 1976. Вып. 4. С. 21-30.

204. *Хомяков А.П., Кобяшев Ю.С.* Натисит - первые находки в Хибинском массиве // Новые данные по минералогии месторождений щелочных формаций. М., 1979. С. 16-19.

205. *Хомяков А.П., Меньшиков Ю.П.* Идентификация Na_2HPO_4 и $\text{Na}_2\text{HPO}_4 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ в продуктах изменения природного натрофосфата // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 5. С. 1207-1211.

206. *Хомяков А.П., Семенов Е.И.* Первые находки гейдоннита в СССР // Там же. № 1. С. 219-222.

207. *Хомяков А.П., Семенов Е.И.* О конвергентности апатитовой минерализации в дериватах фойяитов и отложениях содовых озер // Кристаллохимия минералов. София: Изд-во Болг. Акад. наук, 1986. С. 441-443.

208. *Хомяков А.П., Степанов В.И.* Первая находка чкаловита в Хибинах и его парагенезис // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 3. С. 727-730.

209. *Хомяков А.П., Черницова Н.М.* Илерит $\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ - первые находки в СССР // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 3. С. 95-96.

210. *Хомяков А.П., Юшкин Н.П.* Принцип наследования в кристаллогене-

зисе // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256. № 5. С. 1229-1233.

211. *Хомяков А.П., Александров В.Б., Краснова Н.И.* и др. Бонштедтит $\text{Na}_3\text{Fe}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$ - новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1982. Ч. 111, вып. 4. С. 491-495.

212. *Хомяков А.П., Быкова А.В., Капцов В.В.* Новые данные о ловозерском лейфите // Новые данные по минералогии месторождений щелочных формаций. М., 1979. С. 12-15.

213. *Хомяков А.П., Быкова А.В., Курова Т.А.* Арктит $\text{Na}_2\text{Ca}_4(\text{PO}_4)_3\text{F}$ - новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1981. Ч. 110, вып. 4. С. 506-508.

214. *Хомяков А.П., Быкова А.В., Малиновский Ю.А.* Олимпит Na_3PO_4 - новый минерал // Там же. 1980. Ч. 109, вып. 4. С. 476-479.

215. *Хомяков А.П., Быкова А.В., Шлихтер А.П.* Сидоренкит из Хибинского щелочного массива // Там же. Вып. 5. С. 592-594.

216. *Хомяков А.П., Воронков А.А., Казакова М.Е.* и др. Исследование минералов группы кельдышита // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1975. Т. 24. С. 120.

217. *Хомяков А.П., Воронков А.А., Кобяшев Ю.С., Полежаева Л.И.* Умбит - параумбит - новые цирконосиликаты калия из Хибинского щелочного массива // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч. 112, вып. 4. С. 462-469.

218. *Хомяков А.П., Воронков А.А., Лебедева С.И.* и др. Хибинскит $\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$ - новый минерал // Там же. 1974. Ч. 103, вып. 1. С. 110-116.

219. *Хомяков А.П., Воронков А.А., Полежаева Л.И., Смольянинова Н.Н.* Костылевит $\text{K}_4\text{Zr}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ - новый минерал // Там же. 1983. Ч. 112, вып. 4. С. 469-474.

220. *Хомяков А.П., Врублевская З.В., Зязюн Б.Б.* и др. Шафрановскит - новый минерал // Там же. 1982. Ч. 111, вып. 4. С. 475-480.

221. *Хомяков А.П., Еськова Е.М., Черепишская Г.Е.* и др. Новые данные о райте // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1982. Т. 30. С. 205-207.

222. *Хомяков А.П., Казакова М.Е., Абрамова Т.А.* и др. Поведение минералов группы кельдышита при кислотной обработке // Новые данные по минералогии и минералогическим методам исследования. М., 1977. С. 14-18.

223. *Хомяков А.П., Казакова М.Е.,*

Воронков А.А. Новые данные о келдышите // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189, № 1. С. 166–168.

224. Хомяков А.П., Казакова М.Е., Врублевская З.В. и др. Захаровит – новый гидросиликат натрия и марганца // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1982. Ч. 111, вып. 4. С. 491–495.

225. Хомяков А.П., Казакова М.Е., Попова Г.Н., Малиновский Ю.А. Настрофит $\text{Na}(\text{Sr}, \text{Ba})\text{PO}_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ – новый минерал // Там же. 1981. Ч. 110, вып. 5. С. 604–607.

226. Хомяков А.П., Казакова М.Е., Пушаровский Д.Ю. Накафит $(\text{Na}_2\text{CaPO}_4 \times \text{XF})$ – новый минерал // Там же. 1980. Ч. 109, вып. 4. С. 50–52.

227. Хомяков А.П., Калиниченко А.М., Власова Е.В. Форма вхождения воды в структуру минералов группы келдышита // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 5. С. 1209–1212.

228. Хомяков А.П., Капцов В.В., Щепочкина Н.И., Рудницкая Е.С. Явление сверхбыстрого гидролиза ультращелочных титано- и цирконосиликатов: Экспериментальная проверка // Там же. 1978. Т. 243, № 4. С. 1028–1031.

229. Хомяков А.П., Коробицын М.Ф., Добровольская М.Г. Эрдит $\text{NaFeS}_2 \times \text{H}_2\text{O}$ – первая находка в СССР // Там же. 1979. Т. 249, № 4. С. 968–971.

230. Хомяков А.П., Коробицын М.Ф., Курава Т.А., Черепивская Г.Е. Грумантит $\text{NaHSi}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ – новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1987. Ч. 116, вып. 2. С. 244–248.

231. Хомяков А.П., Коробицын М.Ф., Меньшиков Ю.П., Полежаева Л.И. Набафит $\text{NaBaPO}_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ – новый минерал // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, № 3. С. 707–710.

232. Хомяков А.П., Курова Т.А., Муравецкая Г.Н. Мерлинонит $(\text{K}, \text{Ba})_2 \times \text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ – первая находка в СССР // Там же. 1981. Т. 256, № 1. С. 172–174.

233. Хомяков А.П., Курова Т.А., Муравецкая Г.Н., Тимченко А.Д. Эвальдит $\text{Ba}(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Y})(\text{CO}_3)_2$ – первая находка в СССР // Там же. 1982. Т. 262, № 4. С. 964–966.

234. Хомяков А.П., Курова Т.А., Нечелюстов Г.Н., Пилоян Г.О. Баренцит $\text{Na}_2\text{Al}_2(\text{CO}_3)_4\text{F}_4$ – новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч. 112, вып. 4. С. 474–479.

235. Хомяков А.П., Курова Т.А., Чистякова Н.И. Соболевит $\text{Na}_4\text{Ca}_4\text{X}$

$\times \text{MnTi}_3\text{P}_4\text{Si}_4\text{O}_{34}$ – новый минерал // Там же. С. 456–461.

236. Хомяков А.П., Курова Т.А., Шумяцкая Н.Г. и др. О новом природном цирконосиликате $\text{Na}_5\text{Zr}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]\text{Cl} \times \text{H}_2\text{O}$ и его кристаллической структуре // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257, № 3. С. 622–624.

237. Хомяков А.П., Малиновский Ю.А., Сандомирская С.М. Ферротит $\text{Na}_6\text{Fe}_2 \times (\text{SO}_4)(\text{CO}_3)_4$ – новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1981. Ч. 110, вып. 5. С. 600–603.

238. Хомяков А.П., Меньшиков Ю.П., Дорфман М.Д. Новый природный фосфат натрия нафит Na_2HPO_4 из Ловозерского и Хибинского массивов // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, № 1. С. 191–194.

239. Хомяков А.П., Нечелюстов Г.Н., Дорохова Г.И. Нефедовит $\text{Na}_5\text{Ca}_4(\text{PO}_4)_4 \times \text{F}$ – новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч. 112, вып. 4. С. 479–483.

240. Хомяков А.П., Нечелюстов Г.Н., Расцветаева Р.К. Аллуайт $\text{Na}_{2,9} \times (\text{Ca}, \text{Mn})_6(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{Si}_2\text{O}_{7,4}\text{Cl} + 2\text{H}_2\text{O}$ – новый титаносиликат с эвдиалитоподобной структурой // Там же. 1990. Ч. 119, вып. 1. С. 117–121.

241. Хомяков А.П., Победимская Е.А., Чинь Тху Ле Тхы. Щелочные карбонаты Хибинского массива и их кристаллические особенности // Кристаллохимия и рентгенография минералов. Л., 1987. С. 123–137.

242. Хомяков А.П., Пушаровский Д.Ю., Ронсбо Дж.Г. Клинофосинит $\text{Na}_3\text{CaPSiO}_7$ – новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1981. Ч. 110, вып. 3. С. 351–355.

243. Хомяков А.П., Сандомирская С.М., Малиновский Ю.А. Кальборсит $\text{K}_2\text{BaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}(\text{OH})_4\text{Cl}$ – новый минерал // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 6. С. 1465–1468.

244. Хомяков А.П., Сандомирская С.М., Малиновский Ю.А. Железистый эйтелит $\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$ – новая минеральная разновидность // Там же. Т. 255, № 5. С. 1256–1259.

245. Хомяков А.П., Семенов Е.И., Быкова А.В. и др. Новые данные о ловдарите // Там же. 1975. Т. 221, № 3. С. 699–702.

246. Хомяков А.П., Семенов Е.И., Воронков А.А., Нечелюстов Г.Н. Герскит $\text{Na}_4\text{ZrSi}_6\text{O}_{16} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Я. 112, вып. 2. С. 226–232.

247. *Хомяков А.П., Семенов Е.И., Казакова М.Е.* Новые данные об умбозерите // Новые данные по минералогии месторождений щелочных формаций. М., 1979. С. 8–9.
248. *Хомяков А.П., Семенов Е.И., Казакова М.Е., Шумяцкая Н.Г.* Сидоренкит $\text{Na}_2\text{MgPO}_4\text{CO}_3$ — новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1979. Ч. 108, вып. 1. С. 56–59.
249. *Хомяков А.П., Семенов Е.И., Еськова Е.М., Воронков А.А.* Казаковит — новый минерал из группы ловозерита // Там же. 1974. Ч. 103, вып. 3. С. 342–345.
250. *Хомяков А.П., Семенов Е.И., Еськова Е.М.* и др. О химической формуле и парагенезисе нордита // Минералогические исследования. М., 1973. Вып. 3. С. 121–124.
251. *Хомяков А.П., Семенов Е.И., Еськова Е.М.* и др. Вуоннемит из Ловозера // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 8. С. 78–87.
252. *Хомяков А.П., Семенов Е.И., Шумяцкая Н.Г.* и др. Ольгит $\text{Na}(\text{Sr},\text{Ba}) \times \text{XPO}_4$ — новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1980. Ч. 109, вып. 3. С. 347–351.
253. *Хомяков А.П., Степанов В.И., Быкова А.В., Наумова И.С.* Макатит $\text{Na}_2\text{Si}_4\text{O}_9 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ — первая находка в СССР // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255, № 4. С. 971–976.
254. *Хомяков А.П., Унанова О.Г., Врублевская З.В.* Слюдоподобный апофиллит из Ловозерского щелочного массива // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1982. Т. 30. С. 207–208.
255. *Хомяков А.П., Черепивская Г.Е., Курова Т.А., Власюк В.П.* Ревдит: $\text{Na}_2\text{Si}_2 \times \text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ — новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1980. Ч. 109, вып. 5. С. 566–569.
256. *Хомяков А.П., Черепивская Г.Е., Курова Т.А., Капцов В.В.* Амичит $\text{K}_2\text{Na}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ — первая находка в СССР // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 4. С. 978–980.
257. *Хомяков А.П., Черепивская Г.Е., Михеева М.Г.* Паранатролит — первые находки в СССР // Там же. 1986. Т. 288, № 1. С. 214–217.
258. *Хомяков А.П., Черепивская Г.Е., Тимченко А.Д.* Шортит $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$ — первые находки в СССР // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 2. С. 85–90.
259. *Хомяков А.П., Черницова Н.М., Сандмирская С.М., Васильева Г.Л.* Имандрит — новый минерал семейства ловозерита // Там же. 1979. Т. 1, № 1. С. 89–93.
260. *Хомяков А.П., Черницова Н.М., Чистякова Н.И.* Литосит $\text{K}_2\text{BaAl}_4\text{Si}_4\text{O}_{25} \times \text{X}2\text{H}_2\text{O}$ — новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч. 112, вып. 2. С. 218–222.
261. *Челишев Н.Ф.* Ионообменные свойства минералов. М.: Наука, 1973. 203 с.
262. *Черницова Н.М., Пудовкина З.В., Воронков А.А.* и др. Имандрит $\text{Na}_{12}\text{Ca}_3 \times \text{XFe}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]_2$ — представитель новой ветви в структурном семействе ловозерита // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 3. С. 618–621.
263. *Черницова Н.М., Пудовкина З.В., Воронков А.А., Пятенко Ю.А.* Кристаллическая структура коашвита $\text{Na}_6(\text{Ca}, \text{Mn})_{1+0,5x}(\text{Fe}_x^{2+}\text{Ti}_{1-x})(\text{Si}_6\text{O}_{18})$ // Минерал. журн. 1980. Т. 2, № 5. С. 40–44.
264. *Чернов А.Н., Максимов Б.А., Илюхин В.В., Белов Н.В.* Кристаллическая структура моноклинной модификации $\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$ // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193, № 6. С. 1293–1296.
265. *Чесноков Б.В., Попов В.А., Никандров С.Н.* Тенардит — мирабилитовая минерализация Ильменских и Вишневых гор на Урале — новый тип сульфатной минерализации щелочных массивов // Там же. 1982. Т. 263, № 3. С. 693–696.
266. *Чинь Ле Тхы.* Кристаллохимия щелочных карбонатов: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1984. 129 с.
267. *Чинь Ле Тхы, Надежина Т.Н., Победимская Е.А., Хомяков А.П.* Кристаллохимические особенности бредлиита, сидоренкита и бонштедтита // Минерал. журн. 1984. Т. 6, № 5. С. 79–84.
268. *Чинь Ле Тхы, Победимская Е.А., Фундаменский В.С.* и др. Кристаллическая структура баренцита // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 3. С. 699–704.
269. *Чинь Ле Тхы, Победимская Е.А., Хомяков А.П.* О кристаллической структуре давсонита $\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$ и его первых находках в Хибинском массиве // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1987. № 1. С. 74–77.
270. *Чухров Ф.В.* Типоморфизм — важнейшая проблема современной минералогии // Типоморфизм минералов. М.: Наука, 1969. С. 3–14.
271. *Чухров Ф.В.* О конвергенции некоторых гипергенных и гипогенных процессов минералообразования // Проб-

лемы теории образования коры выветривания и экзогенных месторождений. М., 1980. С. 101–115.

272. Шарков Е.В. Происхождение пегматитовых и жильных образований расщелинных интрузивов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1981. Ч. 110, вып. 2. С. 135–144.

273. Шафрановский И.И., Плотников Л.М. Симметрия в геологии. Л.: Недра, 1975. 144 с.

274. Шлюкова З.В. Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986. 97 с.

275. Щеголева Г.Н., Когарко Л.Н., Романчев Б.П., Кризман Л.Д. Параметры ультрааптаитового щелочного пегматитообразования // Минералообразующие флюиды и рудогенез. Киев: Наук. думка, 1988. С. 73–79.

276. Шумяцкая Н.Г., Воронков А.А., Пятенко Ю.А. Сажинит $\text{Na}_2\text{Ce}[\text{Si}_6\text{O}_{14}] \cdot x(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ – новый представитель кристаллохимического семейства дэлиита // Кристаллография. 1980. Т. 25, № 4. С. 728–734.

277. Юшкин Н.П. Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977. 291 с.

278. Юшкин Н.П., Хомяков А.П., Евзикова Н.З. Принцип наследования в минералогенезе. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1984. Вып. 93. 32 с.

279. Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А., Волошин А.В. и др. Тулюкит – новый водный карбонат натрия и тория из щелочных пегматитов Хибинского массива, Кольский полуостров // Минералогический журнал. 1990. Т. 12.

280. Ямнова Н.А., Пуцаровский Д.Ю., Андрианов В.И. и др. Новый тип кремнекислородного радикала в структуре грумантита $\text{Na}[\text{Si}_2\text{O}_4(\text{OH})] \cdot \text{H}_2\text{O}$ // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305, № 4. С. 868–871.

281. Якулов К.П. Принцип симметрии Кюри и двойникование микроклина // Материалы VI Всесоюз. межвед. совещ. по рентгенографии минерал. сырьев. Алма-Ата, 1974. С. 166.

282. Яшина Р.М. О формационной принадлежности нефелиновых сиенитов и их метиллогенических особенностей // Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1981. С. 181–212.

283. Adolfsson S.G. Notes on recent underground collecting at Longban // Mineral. Rec. 1979. Vol. 10, N 4. P. 215–217.

284. Alberti A., Hentschel G., Vezzalini G. Amicite, a new natural zeolite // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1979. N. 11. S. 481–488.

285. Bailey D.K., Shairer J.F. The system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ at 1 and the petrogenesis of alkaline rocks // J. Petrol. 1966. Vol. 7, N 1. P. 114–170.

286. Bresciani P.N., Calligaris M., Randaccio L. Structure of a basic cancrinite // Acta crystallogr. B. 1982. Vol. 38, N 3. P. 893–895.

287. Brouns E., Visser J.W., Wolf P.M. de. An anomaly in the crystal structure of Na_2CO_3 // Ibid. 1964. Vol. 17. N 5. P. 614.

288. Cesbron F., Gilles Ch., Pelisson P., Saugues J. La remondite-(Ce), un nouveau carbonate de terres rares de la famille de la burbankite // C.r. Acad. sci. B. 1988. Vol. 307. N 8. P. 915–920.

289. Chao G. Paranatrolite, a new zeolite from Mont St.Hilaire, Québec // Canad. Miner. 1980. Vol. 18, N 1. P. 85–88.

290. Chao G.Y., Baker J. What's new from Mont St. Hilaire, Québec // Miner. Rec. 1979. Vol. 10, N 2. P. 99–101.

291. Chao G.Y., Chen T.T., Baker J. Petaresite, a new hydrated sodium zirconium hydroxylchlorosilicate mineral from Mont St.Hilaire, Québec // Canad. Miner. 1980. Vol. 18, N 4. P. 497–502.

292. Chao G.Y., Mainwaring P.R., Baker J. Donnayite, $\text{NaCaSrY}(\text{CO}_3)_6 \times 3\text{H}_2\text{O}$, a new mineral from Mont St.Hilaire, Québec // Ibid. 1978. Vol. 16, N 3. P. 335–340.

293. Chen T.T., Chao G.Y. Tetranatrolite from Mont St. Hilaire, Québec // Ibid. 1980. Vol. 18, N 1. P. 77–84.

294. Coleman L.C., Robertson B.T. Nahpoite Na_2HPO_4 , a new mineral from the Big Fish River area, Yukon Territory // Ibid. 1981. Vol. 19, N 3. P. 373–376.

295. Donnay G., Donnay J.D.H., Hey M.H. Ewaldite, a new bariumcalcium carbonate. 1. Occurrence of ewaldite in synthactic intergrowth with mackelveyite // Tscherm. miner. and petrogr. Mitt. 1971. Bd. 15, H. 3. S. 185–200.

296. Donnay G., Preston H. Ewaldite, a new barium-calcium carbonate. 2. Its crystal structure // Ibid. S. 201–212.

297. Engel J., Hansen J., Jensen M. et al. Berillium mineralization in the Ilimausaq intrusion, South Greenland, with description of the field berillometer and chemical methods // Grønland and geol. unders. rap. 1971. N 33. P. 1–40.

298. *Fahey J.J., Mrose M.E.* Saline minerals of the Green River formation // US. Geol. Surv. Prof. Pap. 1962. Vol. 405. P. 1-50.
299. *Ghose S., Wan Ch 'ng, Chao G.Y.* Petarosite $\text{Na}_2\text{Zr}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{Cl},\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, a zeolite-type zirconosilicate // *Canad. Miner.* 1980. Vol. 18, N 4. P. 503-509.
300. *Gittins J., McKie D.* Alkaline carbonatite magmas: Oldoinyo Lengai and its wider applicability // *Lithos.* 1980. Vol. 13, N 2. P. 213-215.
301. *Grice J.D., Perrault G.* The crystal structure of triclinic weloganite // *Canad. Miner.* 1975. Vol. 13, N 3. P. 209-216.
302. *Joung D.A.* Methods for manufacture of group IG-B metallosilicate zeolites // U.S. Patent office, 3,329(480, 481, 482), 1967.
303. *Keller P.* Tsumeb // *Lapis.* 1984. Vol. 9, N 7/8. P. 13-23, 52-63.
304. *Khomyakov A.P.* Diversity of alkaline rock minerals and the problem of quantity of mineral species // XIV Gen. meet. Intern. Miner. Assoc., Stanford, Calif., 13-18 July, 1986: Abstr. Program. Wash. (D.C.), 1986. P. 140.
305. *Mandarino J.A., Sturman B.D.* The identity of α -catapleite and gaidonnayite // *Canad. Miner.* 1978. Vol. 16, N 2. P. 195-198.
306. *Merlino S.* Lovdarite: three-membered rings in a framework silicate // *Acta crystallogr. A.*, 1984. Vol. 40, suppl. P. 189.
307. *Merlino S., Pasero M., Khomyakov A.P.* struttura di un nuovo titanosilicato da Lovozero (URSS) // *Plinius.* 1989, N 1. P. 61-62.
308. *Milton C.* Mineralogy of the Green River formation // *Miner. Rec.* 1977. Vol. 8, N 5. P. 358-379.
309. *Milton C.E., Chao C.T., Fahey J.J., Mrose M.E.* Silicate mineralogy of the Green River formation of Wyoming, Utah, and Colorado // *Intern. Geol. Congt. XXI* sess. Norden, 1960. Pt. 21, P. 171-184.
310. *Milton C., Ingram B., Clark J.R., Dwornik E.J.* Mckelveyite, a new hydro-
us sodium barium rare-earth uranium carbonate mineral from the Green River Formation, Wyoming // *Amer. Miner.* 1965. Vol. 50, N 5/6. P. 593-612.
311. *Mustart D.A.* Phase relations in the peralkaline portion of the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$: Ph. D. thesis. Stanford, 1972.
312. *Passaglia E., Pongiluppi D., Rinaldi R.* Merlinoite, a new mineral of the zeolite group // *Neues Jb. Miner. Monatsh.* 1977. N 8. S. 355-364.
313. *Platt R.G., Rose-Hansen J.* The system ussingite-water and its bearing on crystallization in perisodic portions of the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ at 1 kb total pressure // *J. Geol.* 1975. Vol. 83, N 6. P. 763-772.
314. *Raade G., Mladeck H.* Parakel-dyshite from Norway // *Canad. Miner.* 1977. Vol. 15, N 1. P. 102-107.
315. *Rønnsbo J.G., Khomyakov A.P., Semenov E.I.* et al. Vitusite - a new phosphate of sodium and rare earths from the Lovozero alkaline massif, Kola, and the Ilimaussaq alkali intrusion, South Greenland // *Neues Jb. Miner. Abh.* 1979. Bd. 137. H. 1. S. 42-53.
316. *Sheppard R.A., Gude A.J., Hay R.L.* Makatite - a new hydrous sodium silicate mineral from lake Magadi, Kenya // *Amer. Miner.* 1970. Vol. 55, N 3/4. P. 358-366.
317. *Sørensen H.* On the occurrence of steenstrupine in the Ilimaussaq massif, Southwest Greenland // *Medd. Grønland.* 1962. Bd. 167. N 1. S. 1-244.
318. *Sørensen H., Leonardsen E.S., Petersen O.V.* Trona and thernonatrite from the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland // *Bull. Geol., Soc. Denm.* 1970. Vol. 21, N 1. P. 1-19.
319. *Strunz H.* Mineralogische Tabellen. Leipzig, 1970. 621 S.
320. *Trinh Thi Le Thu, Pobedimskaja E.A., Nadezhina T.N., Khomyakov A.P.* The crystal structures of alkaline carbonates: barentsite, bonshtedtite and donnayite // *Acta crystallogr. A.* 1984. Vol. 40, suppl. P. 257.

ПОЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ

Т а б л и ц а I

a — уссингитовый прожилок в малиньите; *б* — уссингитовый прожилок в фойяите; белое — включение натросилита в уссингите. Ловозеро. Карнасурт. Natur. вел.

Т а б л и ц а II

a — прожилок натрита в фойяите. Ловозеро, Карнасурт. Natur. вел.; *б, в* — графические срastания термонатрита (светлое) с виллиомитом (темное). Точечные включения в термонатрите — накафит. Хибин, Расвумчорр. Natur. вел. (*б*). Увел 2 (*в*)

Т а б л и ц а III

a — гнездовые, *б* — прожилково-вкрапленные выделения натрита и термонатрита (белое) совместно с виллиомитом (темное) в пегматоидных ийолит-уртитях. Хибины, Расвумчорр. Natur. вел.; *в* — выцветы гидрокарбонатов натрия на содоносном ийолит-уртите. Буровой kern. Хибины, Олений ручей. Natur. вел.

Т а б л и ц а IV

a — гомоосевые псевдоморфозы ловозерита (кайма) по цирсиналиту (в центре), иммерсионный препарат, увел. 100; *б* — гомоосевая псевдоморфоза келдышита (преобладает) по паракелдышиту (реликты с высоким рельефом). Прозр. шлиф. С анализатором. Увел. 300

Т а б л и ц а V

a — друзы кристаллов амичита под растровым электронным микроскопом. Хибины, Кукисвумчорр. Увел. 200; *б* — друзы кристаллов "К-гмелинита" (M13). Ловозеро, Аллуайв. Увел. 120

Т а б л и ц а VI

a — кристалл сажинита (светлое) в измененном стенструпинге; *б* — монокристалльный агрегат лапландита; *в* — пересекающиеся полисинтетические двойники паракелдышита; *г* — вrostки келдышита (белое) в паракелдыштите. Прозр. шлиф. С анализатором. Увел. 17 (*a*), 90 (*б*), 300 (*в*), 100 (*г*)

Т а б л и ц а VII

a, б — овоиды хибинскита (центр) и эвдиалита (по периферии). Хибины, ущ. Гакмана. Прозр. шлиф. Увел. 55. С анализатором (*a*). Без анализатора (*б*); *в* — псевдоморфозы гипогенного ловозерита (светлые каемки) по цирсиналиту. Хибины, Вуоннемяк. Буровой kern. Увел. 1,5

Т а б л и ц а VIII

a – кристаллы казаковита в уссингите, Ловозеро, Карнасурт. Прозр. шлиф. Без анализатора. Увел. 50; *b* – кристалл пенквилксита под электронным микроскопом. Суспензия. Увел. 7500; *v* – кристалл вуоннемита в иммерсионном препарате с канадским бальзамом. Без анализатора. Увел. 25; *z* – кристалл высокобариевого ольгита, частично замещенный настрофитом, в уссингите, Ловозеро, Аллуайв, поверхность штуфа. Увел. 3; *д* – выделения макинавита (темно-серое) в агрегате натролита (светлое). Хибины, Олений ручей. Скол зерна. Натур. вел.

СПИСОК НОВЫХ МИНЕРАЛОВ,
ОТКРЫТЫХ В ХИБИНСКОМ И ЛОВОЗЕРСКОМ МАССИВАХ,
И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ИХ НАЗВАНИЙ

- Аллуайвит* (alluaivite) – по горе Аллуайв в Ловозерском массиве.
- Арктит* (arctite) – от слова *Арктика*.
- Баренцит* (barentsite) – в честь Виллема Баренца (1550–1597), известного голландского мореплавателя.
- Баритолампрофиллит* (barytolamprophyllite) – аналог лампрофиллита с преобладанием бария над стронцием.
- Беловит* (belovite) – в честь академика Н.В. Белова (1891–1982), выдающегося советского кристаллохимика.
- Белянкинит* (belyankinite) – в честь Д.С. Белянкина (1876–1953), известного советского минералога и петрографа.
- Бериллит* (beryllite) – по составу.
- Беталомоносовит* (betalomonosovite) – близкий к ломоносовиту.
- Бонштедтит* (bonshtedtite) – в честь Э.М. Бонштедт-Куплетской (1897–1974), известного советского минералога.
- Борнеманит* (bornemanite) – в честь И.Д. Борнеман-Старынкевич (1890–1988), известного советского минералога.
- Виноградовит* (vinogradovite) – в честь академика А.П. Виноградова (1895–1975), выдающегося советского геохимика.
- Витусит* (vitusite) – в честь Витуса Беринга (1681–1741), выдающегося датско-русского исследователя северных морей.
- Власовит* (vlasovite) – в честь К.А. Власова (1905–1964), известного советского минералога и геохимика, основателя Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов.
- Вуоннемит* (vuonnemite) – по р. Вуоннемиок в Хибинах. Синоним: *ниобиевый ломоносовит*.
- Герасимовскит* (gerasimovskite) – в честь В.И. Герасимовского (1911–1979), известного советского минералога и геохимика.
- Гетценит* (gotzenite) – в честь немецкого путешественника Г.А. фон Гетцена. Синоним: *кальциевый ринкит* (описан в Хибинах раньше гётценита).
- Гидродельхайелит* (hydrodelhayelite) – гидратный аналог дельхайелита.
- Грумантит* (grumantite) – от древнерусск. *Грумант*, исторического названия архипелага Шпицберген.
- Денисовит* (denisovite) – в честь А.П. Денисова (1918–1972), специалиста в области рентгенографии минералов.
- Дорфманит* (dorfmanite) – в честь М.Д. Дорфмана (р. 1908), известного советского минералога.
- Захаровит* (zakharovite) – в честь Е.Е. Захарова (1902–1980), профессора Московского геологоразведочного института, известного специалиста в области месторождений полезных ископаемых.
- Зорит* (zorite) – от слов *зори*, *зорька*, по характерной розовой окраске.
- Ильмайокит* (ilmaokite) – по р. Ильмайок в Ловозерском массиве.
- Имандрит* (imandrite) – по оз. Имандра.

- Казаковит** (kazakovite) – в честь М.Е. Казаковой (1913–1982), известного химика-аналитика минералов.
- Кальборсит** (kalborsite) – по составу.
- Канасит** (canasite) – то же.
- Карнасуртит** (karnasurtite) – по горе Карнасурт в Ловозерском массиве.
- Келдышит** (keldyshite) – в честь М.В. Келдыша (1911–1978), выдающегося советского математика, президента Академии наук СССР.
- Клинофосинаит** (clinophosinaite) – моноклинный аналог фосинаита.
- Коашвит** (koashvite) – по горе Коашва в Хибинах.
- Когаркоит** (kogarkoite) – в честь Л.Н. Когарко (р. 1936), известного советского петролога. Синоним: *бесхлорный шайрерит*.
- Комаровит** (komarovite) – в честь советского космонавта В.М. Комарова (1927–1967).
- Костылевит** (kostylevite) – в честь Е.Е. Костылевой-Лабунцовой (1894–1974), известного советского минералога.
- Куплетскит** (kupletskite) – в честь советских ученых: геолога Б.М. Куплетского (1894–1965) и минералога Э.М. Бонштедт-Куплетской (1898–1974).
- Лабунцовит** (labuntsovite) – в честь советских минералогов А.Н. Лабунцова (1884–1963) и Е.Е. Костылевой-Лабунцовой (1894–1974). Синоним: *титаноэльпидит*.
- Лампрофиллит** (lamprophyllite) – от греч. *блестящий и лист*.
- Лапландит** (laplandite) – по Лапландии, северной части Фенноскандии.
- Литосит** (lithosite) – от греч. *литос* (камень).
- Ловдарит** (lovdarite) – от выражения *дар Ловозера*.
- Ловозерит** (lovozerite) – по Ловозерскому массиву.
- Ломоносовит** (lomonosovite) – в честь М.В. Ломоносова (1711–1765), русского ученого-энциклопедиста.
- Лопарит** (lorarite) – по названию местных жителей Кольского полуострова лопарей-саами.
- Магнезиальный астрофиллит** (magnesium astrophyllite) – богатый магнием аналог астрофиллита. Синоним: *магнезиоастрофиллит*.
- Манганнептунит** (mangannepuntite) – аналог нептунита с преобладанием марганца над железом.
- Мурманит** (murmanite) – по Мурманской области РСФСР.
- Набафит** (nabaphite) – по составу.
- Накафит** (nacaphite) – то же.
- Настрофит** (nastrophite) »
- Натисит** (natisite) »
- Натрит** (natrite) »
- Натросилит** (natrosilite) »
- Натрофосфат** (natrophosphate) »
- Нахпоит** (nahpoite) – по составу. Синоним: *нафбит*.
- Ненадкевичит** (nenadkevichite) – в честь К.А. Ненадкевича (1880–1963), известного советского минералога и геохимика.
- Нефедовит** (nefedovite) – в честь Е.И. Нефедова (1910–1976), известного ленинградского минералога.
- Нордит** (nordite) – от слова *норд* (север).
- Олимпит** (olympite) – в честь Московских Олимпийских Игр 1980 г.
- Ольгит** (olgit) – в честь Ольги Анисимовны Воробьевой (1902–1974), известного советского петролога и минералога.
- Паракелдышит** (parakeldyshite) – близкий к келдышиту.
- Параумбит** (paraumbite) – близкий к умбиту.
- Пенквилксит** (penkvilksite) – от саамских слов *кудрявый и белый*.
- Перлиалит** (perlialite) – в честь Перекрест Лилии Алексеевны (р. 1928), преподавателя минералогии в Горном техникуме г. Кировска.
- Раит** (raite) – в честь международной экспедиции на папирусной лодке "Ра" (1969–1970) под предводительством Тура Хейердала.
- Расвумит** (rasvumite) – по горе Расвумчорр в Хибинах.
- Ревдит** (revdite) – по пос. Ревда Мурманской обл.
- Сажинит** (sazhinite) – в честь академика Н.П. Сажина (1898–1969), одного из основателей советской редкометалльной промышленности.

- Сейдозерит* (seidozerite) – по оз. Сейдозеро в Ловозерском массиве.
- Сидоренкит* (sidorenkite) – в честь академика А.В. Сидоренко (1917–1982), известного советского геолога, одного из основателей Кольского научного центра АН СССР.
- Соболевит* (sobolevite) – в честь академика В.С. Соболева (1908–1982), известного советского минералога и петролога.
- Сферобертрандит* (sphaeroberttrandite) – структурный аналог бертрандита, образующий сферолиты.
- Терскит* (terskite) – по Терскому берегу Белого моря.
- Тисиналит* (tisinalite) – по составу. *Синоним: гидрокзаковит.*
- Титаноловенит* (titanolavenite) – аналог ловенита с преобладанием титана над цирконием.
- Туттупит* (tugtupite) – по месту находки в Туттуп, массив Илимаусак, Гренландия.
Синоним: бериллосодалит (описан одновременно с туттупитом в Ловозерском массиве).
- Тулюкит* (tulyokite) – по р. Тулюк в Хибинах.
- Тундрит* (tundrite) – по месту находки в Ловозерских тундрах.
- Умбит* (umbite) – по оз. Умбозеро.
- Умбозерит* (umbozerite) – то же.
- Фенаксит* (fenaksite) – по составу.
- Ферсманит* (fersmanite) – в честь академика А.Е. Ферсмана (1883–1945), выдающегося советского минералога и геохимика.
- Ферротихит* (ferrotychite) – железистый аналог тихита.
- Фосинаит* (phosinaite) – по составу.
- Хибинскит* (hibinskite) – по Хибинскому массиву.
- Цирсиналит* (zirsinalite) – по составу.
- Чинглусуит* (chinglusuite) – по р. Чинглусуай в Ловозерском массиве.
- Чкаловит* (chkalovite) – в честь В.П. Чкалова (1904–1938), советского летчика-испытателя.
- Шафрановскит* (shafranovskite) – в честь И.И. Шафрановского (р. 1907), профессора Ленинградского горного института, известного советского кристаллографа и минералога.
- Щербаковит* (shcherbakovite) – в честь академика Д.И. Щербакова (1893–1966), известного советского минералога и геохимика.
- Юкспорит* (yuksporite) – по месту находки в Юкспорлаке, Хибинь.

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ

- Авгит 11, 53
 Агреллит 53, 99–100
 Актинолит 54
 Аллофан 51
 Аллуайвит 19, 55, 62–63, 123
 Альбертит 59
 Альбит 17–18, 20–22, 29, 46–47, 52
 Альмандин 53
 Амесит 54
 Амичит 40, 52, 89, 93, 161
 Анальдим 11, 18–22, 26, 28–30, 40, 46–47, 52
 Анатаз 46, 49
 Англезит 58
 Андалузит 51
 Андезин 52
 Андрадит 53, 99, 101
 Анкерит 50
 Анкилит 51, 133
 Аннит 54
 Анортотлаз 52
 Антраксолит 59
 Апатит 11, 19, 26, 43–44, 46, 57, 101, 150–151, 160
 Апофиллит 46, 53, 98–99
 Арагонит 46, 50
 Арктит 43, 57, 64–65, 147–148
 Арсенопирит 58
 Арфведсонит 11, 16–18, 46–47, 54, 102
 Астрофиллит 11, 19, 57
 Mg-астрофиллит 21, 29, 57
 Асфальт 59
- Бадделеит 50
 Баренцит 27, 43, 51, 62–63, 75–76
 Барилит 51
 Барит 46, 57, 152
 Баритокальцит 46, 50, 73
 Баритолампрофиллит 56, 137
 Бастнезит 51
 Бейделлит 54
 Беловит 17, 19–20, 43, 57, 147, 149–150
 Белянкинит 40, 50
- Бемит 49, 67
 Бербанкит 22, 40, 46, 51, 76–78
 Бериллит 11, 51
 Бернессит 49
 Бертрандит 51
 Беталомоносовит 57, 138, 141, 144
 Бетафит 50
 Биотит 11, 26, 29, 46, 54
 Бонштедтит 22, 27–28, 40, 43, 47–48, 50, 62–63, 74–76
 Борнеманит 16–18, 20, 57, 62–63, 138, 141–142
 Борнит 58
 Бредлиит 41, 46, 50
 Бритолит 11, 57, 101, 150–151
 Бромеллит 49
 Брукит 49, 67
- Вадеит 21, 55
 Валлерияит 58
 Вегшайдерит 27, 46, 50, 70
 Велерит 56
 Вернадит 49
 Виллемит 51
 Виллиомит 11, 17, 19–22, 26–28, 38–39, 44, 47, 58, 69, 148, 152
 Виноградовит 22, 40, 46–47, 56, 133–134
 Витусит 11, 16–17, 28, 57, 64–65, 147, 149
 Вишневит 30, 52
 Власовит 55, 122
 Волластонит 53, 101
 Вудьяврит 55
 Вульфенит 50
 Вуоннемит 11, 16–20, 27–28, 34–36, 57, 62–63, 137–141
- Гадолинит 54
 Гакманит 11–12, 19–22, 27, 39, 44, 52
 Галенит 17, 20–21, 58
 Галит 18, 20, 22, 27, 46–47, 58, 152–153
 Галлуазит 54

- Гастингсит 11, 54
 Геденбергит 53, 101
 Гейдоннит 11–12, 19, 21, 55, 114–116
 Гейландит 53, 161
 Гейлюссит 21, 27, 40, 43, 46–48, 50, 71
 Гематит 49
 Гентгельвин 51
 Герасимовскит 50
 Герцинит 49
 Гетит 49
 Гетценит 55
 Гиббсит 49
 Гидродельхайелит 53, 98
 Гизингерит 54
 Гиперстен 54
 Гипс 46, 57
 Глаукохроит 53, 100–101
 Гмелинит 52, 161
 Голландит 49
 Гоннардит 52
 Графит 58
 Гроссуляр 53
 Грумантит 40, 51, 62–63, 84–85, 92
 Гуминокерит 59

 Давидит 50
 Давсонит 27, 40, 43, 46–47, 51, 76, 153
 Дельхайелит 21, 40, 53
 Денисовит 53, 99–100
 Джерфишерит 21, 29, 58, 154–155
 Диаспор 49
 Диксит 54
 Диопсид 53, 101
 Доннейит 47, 51, 79–81
 Дорфманит 27, 29, 57, 145–146

 Железо 58

 Захаровит 53, 62–63, 103–104
 Золото 58
 Зорит 16–18, 40, 56, 130–131

 Илерит 11–12, 19, 55, 116–117
 Иллит 46, 54
 Илимаусит 55, 108
 Ильмайокит 16–19, 27, 56, 130–132
 Ильменит 11, 19, 22, 26, 49
 Ильменорутит 49
 Имандрит 56, 64–65, 124–126, 129–131
 Имсонит 59
 Иофортъерит 54
 Иринит 49

 Казаковит 11, 19, 27–28, 33–35, 45, 56, 64–65, 124–126, 129
 Каламин 51
 Кальборсит 52, 62–63, 87–88
 Кальсилит 52
 Кальциртит 50, 68, 101
 Кальцит 11, 40, 46, 50
 Канасит 53
 Канемит 19, 27, 47, 51, 85–86
 Канкринит 19–22, 29–30, 52
 Каолинит 46, 54
 Карбоцер 59
 Карбоцернаит 51, 77
 Карнасуртит 40, 55
 Касситерит 50
 Катаплеит 19–21, 46–47, 55
 Кафетит 49, 68
 Кварц 20, 49, 67
 Келдышит 11, 27, 34–36, 55, 64–65, 112–114, 116, 161
 Керсутит 54
 Клинопирротин 58
 Клинофосинаит 55, 62–63, 107, 109–110
 Клинохлор 54
 Клиноэзстатит 53
 Кнопит 49
 Коашвит 56, 124–126, 129
 Ковеллин 58
 Когаркоит 19–20, 26–27, 47, 57, 151
 Комаровит 56, 135–137
 Кордиерит 53
 Корунд 11, 49
 Костылевит 55, 64–65, 119, 121–122, 161
 Криолит 20, 27, 46, 58, 153
 Криптомелан 49, 67
 Кристобалит 49
 Ксенотим 57
 Кубанит 58, 155
 Кушлетскит 56
 Куприт 49
 Куснидин 53, 100–101
 Кутнагорит 50

 Лабрадор 52
 Лабунцовит 46–47, 56
 Лампрофиллит 11, 16, 18–22, 56
 Лапландит 16–17, 55, 62–63, 106, 108
 Левин 52
 Лейкосфенит 17–18, 20, 46–47, 56, 136–137
 Лейкофан 11, 51
 Лейфит 11, 19, 51, 85–87

- Лейцит 52
 Леллингит 17, 58
 Литосит 30, 52, 62–63, 88, 90–91
 Ловдарит 16–18, 40, 51, 85–87, 161
 Ловенит 11, 56
 Ловозерит 11, 21, 23, 34–36, 40, 55,
 124–126, 128–129
 Ловчоррит 22, 55, 161
 Ломоносовит 11–12, 16, 18–21, 27,
 34–35, 47, 57, 138–143
 Ломонтит 52
 Лоларит 18–22, 49
 Лоренценит 11, 16–22, 29, 56, 136
 Луэзит 49
- Магнезиокатофорит 11, 54
 Магnezит 46, 50
 Магнетит 18, 49, 101
 Макатит 19–20, 40, 47, 51, 84–85, 92
 Макинавит 58, 155–156
 Малахит 50
 Мальта 59
 Манганнепгунит 17–18, 56
 Марказит 46, 58
 Маунтинит 17, 18, 40, 53, 98–99
 Мезолит 52, 161
 Мелантерит 58, 152
 Мелилит 53, 100–101
 Мерлиноит 52, 89, 96–97, 161
 Микроклин 11, 16–21, 28, 52, 88
 Миллерит 58
 Мозандрит 55, 106, 108
 Молибденит 19, 21–22, 58
 Молибденит 50
 Монацит 57
 Монтичеллит 53, 101
 Монтмориллонит 46, 54
 Муассанит 59
 Мурманит 11, 23, 34–36, 40, 57, 138,
 141, 144
 Мурунскит 27, 58, 155–156
 Мусковит 54
 М1 49, 67–68
 М2 50, 74
 М3 51, 77–78
 М4 51, 77–78
 М5 51, 79–81
 М6 51, 79, 81–82
 М7 51, 79, 82
 М8 51, 79, 82
 М9 51, 84
 М10 52, 88, 91
 М11 52, 89, 91–92
 М12 52, 95–96
 М13 52, 88, 96
 М14–М17 52, 89, 97
 М18 53, 100–101
 М19 53, 102–103
 М20 53, 103–104
 М21 53, 104
 М22 53, 103–104
 М23 53, 103–104
 М24 53, 103, 105
 М25 53, 102, 105
 М26 53, 102, 105
 М27 53, 102, 105–106
 М28 54, 106
 М29 54, 107
 М30 55, 106, 108
 М31 55, 106, 108
 М32 55, 107, 109
 М33 55, 109
 М34 55, 112–114
 М35 55, 115
 М36 55, 115
 М37 55, 118–119
 М38 55, 122–123
 М39 55, 124–125, 127
 М40 55, 124–125, 127–128
 М41 56, 124–125, 127
 М42 56, 124–125, 129
 М43 56, 124–125, 129
 М44 56, 124–126, 130–131
 М45 56, 124–126, 130–131
 М46 56, 131–133
 М47 56, 131, 133
 М48 56, 131, 133–134
 М49 56, 132, 134
 М50 56, 132, 134
 М51 56, 132, 141
 М52 56, 135–136
 М53 56, 135, 137
 М54 56, 137
 М55 57, 141–142
 М56 57, 138, 142–143
 М57 57, 138, 142–143
 М58 57, 146, 148–149
 М59 57, 151
 М60 57, 151
 М61 58, 156
 М62 58, 155–156
- Набафит 27, 57, 64–65, 95, 146, 149
 Накафит 28, 43, 57, 64–65, 69, 145, 147–
 148
 Нарсарсукиит 16–18, 30, 56, 135–137
 Настрофит 19, 27, 57, 64–65, 95, 146,
 149

- Натисит 19, 29, 56, 134–136
 Натрит 11, 19–21, 26–29, 38–44, 47, 50, 62–63, 68–69
 Натрогизингерит 54
 Натродэвин 11–12, 19, 41, 47, 52, 89
 Натролит 17–22, 27, 39–40, 44, 46–47, 52, 93, 95, 61
 Натрон 18, 22, 27, 38, 40, 44, 46, 50, 69–70, 95
 Натросилит 11–12, 18–19, 26–31, 47, 51, 83–84
 Натрофосфат 19, 21, 27, 40–41, 57, 69, 145–148
 Нахколит 20, 22, 27, 46–47, 50, 70–71
 Нахпойт 27, 29, 57, 64–65, 144–146
 Нейборит 19, 21, 28, 46, 58, 153
 Ненадкевичит 17–18, 56
 Неотокит 54
 Нептунит 19–20, 56
 Нефедовит 28, 43, 57, 64–65, 147–148
 Нефелин 11, 18, 20–22, 30, 45–46, 52
 Никелин 58
 Ниоболопарит 49
 Нозеан 30, 52
 Нонтронит 46, 54
 Нордит 17–19, 54, 106–108
 Нордстрандит 49, 66–67, 133
- Окерманит 53
 Оксикерит 59
 Олигоклаз 52
 Олигонит 40, 50
 Олимпит 11, 19, 21, 26–29, 47, 57, 64–65, 143–146
 Ольгит 19, 28, 57, 64–65, 146–149
 Опал 44, 49
 Ортит 11, 55
 Ортоклаз 21, 46, 52
 Отенит 57
- Палыгорскит 54
 Парагонит 54
 Паракелдышит 11–12, 19–20, 27, 34–36, 55, 64–65, 110–116
 Паранатролит 27, 41, 52, 88, 93–96
 Параумбит 55, 64–65, 119–121
 Паризит 51
 Пектолит 21–22, 41, 53, 98–101
 Пенквилксит 16–18, 41, 56, 62–63, 131–132, 161
 Пентландит 58
 Перлиалит 53, 88, 97–98, 161
 Перовскит 49
- Петарасит 55, 118–119, 161
 Пирит 18, 22, 46, 58, 154
 Пирлопозит 49, 67
 Пироморфит 57
 Пиромалит 53, 103–104
 Пирофанит 19, 49
 Пирохлор 11, 50
 Пирротин 18–19, 21, 46, 58, 155
 Пирссонит 21, 27, 38, 41, 46–47, 50, 69, 70
 Полилитнионит 17, 18, 20, 41, 54
 Полимигнит 50
 Прайдерит 49
 Псилопелан 49, 67
- Рабдофанит 57
 Раит 16–18, 53, 102–103
 Расвумит 11, 19, 21, 27–28, 58, 154–155
 Рамзаит (см. лоренценит)
 Ревдит 19, 27, 41, 51, 62–63, 83–84
 Ремондит 51, 77–78
 Рибекит 11, 54
 Ридмерджнерит 46, 52, 87
 Ринколит (см. мозандрит)
 Рихтерит 54
 Родохрозит 50, 72–73
 Розенбушит 56
 Роценит 58, 152
 Рутит 49
- Сажинит 16–17, 20, 54, 62–63, 106–107
 Санидин 52
 Сапонит 54
 Сафлорит 17, 58
 Сейдозерит 11, 56
 Селадонит 54
 Сепиолит 46, 54
 Сера 46, 58
 Серандит 16, 18–20, 41, 53, 99–100
 Сидерит 46, 50, 73, 117
 Сидоренкит 11, 19–21, 27, 39, 41, 46, 50, 62–63, 74–75
 Силлиманит 51
 Синхизит 41, 51
 Сирлезит 19, 46, 52, 87
 Скуттерудит 58
 Соболевит 57, 62–63, 138, 141–143
 Сода (см. натрон)
 Содалит 11, 16–22, 30, 52
 Соконит 54
 Спидофиллит 54

- Стенструпин 11, 16–20, 47, 55, 107, 110, 161
 Стильпноомелан 54
 Стрональсит 52, 89, 101
 Стронцианит 46, 50
 Стронцийапатит 28, 43, 57, 147, 150
 Сфалерит 17, 19–21, 58
 Сфен (см. титанит)
 Сферобертрандит 51
- Тайниолит 54
 Тальк 46, 54
 Таумасит 53, 99
 Тенардит 26–27, 47–48, 57, 151–152
 Термонатрит 18–22, 27–29, 38–41, 44–47, 50, 68–69
 Терскит 12, 16, 18, 20, 55, 64–65, 117–118, 161
 Тетранатролит 52, 89, 93–96, 161
 Тетраэдингтонит 52, 88, 96
 Тинаксит 56
 Тисиналит 11, 34–35, 56, 64–65, 124–126, 129
 Титанит 11, 19, 22, 56
 Титаноловенит 56
 Титаномагнетит 49
 Тодорокит 49, 67
 Томсонит 41, 52, 161
 Топаз 51
 Торит 55
 Тремолит 54
 Троилит 19, 58
 Трона 20, 22, 27, 38–41, 44, 46–48, 50, 69–70
 Туттуит 11, 22, 51
 Тулюокит 22, 51, 79, 82–83
 Тундрит 55
- Ульвошпинель 49
 Ульманнит 58
 Умбит 55, 64–65, 119–121, 161
 Умбозерит 19, 55, 64–65, 107, 109
 Уссингит 11–12, 17–20, 28, 30–31, 41, 46, 52, 87, 90
- Фатерит 50
 Фаялит 53
 Фенаксит 41, 53
 Ферберит 50
 Фергюсонит 50
- Ферротихит 27, 43, 47, 50, 62–63, 73–74
 Ферсманиит 56
 Филлипсит 52, 161
 Флогопит 54, 101
 Флоренсит 57
 Флюорит 11, 22, 46, 58, 153
 Форстерит 53
 Фосинаит 11, 19, 21, 27, 29, 55, 62–63, 107, 109–110
 Франклинит 49
 Франколит 57, 133
- Халцедон 25, 49
 Халькозин 58
 Халькопирит 58, 155
 Хибинскит 55, 64–65, 112–116
 Хондродит 53, 101–102
 Хризоберилл 49
 Хризотил 54
 Хромит 49
 Хромпикотит 49
 Хуанхит 51
- Цеофиллит 53
 Церит 54
 Церуссит 50
 Циркелит 50
 Циркон 11, 20, 26, 55, 133
 Цирсиналит 10–11, 19, 21, 27–28, 33–36, 45, 47, 55, 124–128
- Чевкинит 55
 Чинглусуит 17, 56
 Чкаловит 17–21, 51, 85–86, 161
- Шабазит 52, 161
 Шафрановскит 16, 18, 21, 27, 53, 62–63, 102, 104
 Шизолит 53
 Шорломит 11, 53, 99, 101
 Шортит 21–22, 27–28, 39–43, 46–48, 50, 69, 71–72
 Шпинель 49
- Щербаковит 21, 56
- Эвальдит 22, 25, 51, 77–79
 Эвдиалит 11–12, 16–22, 41, 55, 122–123, 127–128
 Эвдидимит 51
 Эгирин 11, 16–22, 28, 46–47, 53
 Эденит 54

Эдингтонит 52, 161
Эйтелит 27, 43, 46–47, 50, 73–74
Эккерманит 54
Эльпидит 46–47, 55, 117
Энигматит 11, 21, 56
Эпидидимит 11, 19–20, 22, 41, 51, 85–86
Эпидот 55

Эпистолит 11, 20, 34–36, 57, 138
Эрдит 11, 19–20, 27, 58, 154
Эсколаит 49
Эшинит 11, 50
Юкспорит 41, 56
Ярозит 57

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Г л а в а I. УЛЬТРААГПАИТОВЫЕ ПОРОДЫ – СУЩЕСТВЕННО НОВЫЙ ТИП ПЕГМАТОИДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В МАССИВАХ АГПАИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ	9
Положение ультраагпаитовых пород в общей схеме нефелин-сиенитовых дериватов	10
Проявления ультраагпаитовых пород в глубоких зонах массивов	13
Особенности проявлений ультраагпаитовых пород в зоне выветривания массивов	22
Сравнительная характеристика ультраагпаитовых пород из разных мас- сивов	23
Об экстремуме щелочности агпаитового процесса	24
Г л а в а II. ВОДОРАСТВОРИМЫЕ И МАЛОСТОЙКИЕ МИНЕРАЛЫ КАК ВАЖНЕЙШИЕ СЛАГАЕМЫЕ И ИНДИКАТОРЫ УЛЬТРААГПАИТОВЫХ ПОРОД	26
Водорастворимые минералы	26
Малостойкие титано- и цирконосиликаты	33
Новый перспективный тип месторождений природной соды	37
О конвергенции ультращелочной минерализации в дериватах нефелиновых сиенитов и отложениях содовых озер	46
Г л а в а III. ПОЛИМИНЕРАЛЬНОСТЬ АССОЦИАЦИЙ КАК ХАРАКТЕРНАЯ ОСОБЕННОСТЬ УЛЬТРААГПАИТОВЫХ ПОРОД	48
Ультраагпаитовые породы как источник открытий новых минералов	59
Описание минералов	61
Разнообразие минералов щелочных пород и проблема ограниченности числа минеральных видов	157
Г л а в а IV. УЛЬТРААГПАИТОВЫЕ ПОРОДЫ КАК ИНДИКАТОРЫ И НОСИТЕЛИ РЕДКОМЕТАЛЬНО-ФОСФАТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ	160
Минерагенические особенности массивов агпаитовых нефелиновых сиени- тов	160
Ультраагпаитовые породы как индикаторы потенциальной рудоносности массивов	162
Ультраагпаитовые породы как критерий при направлении поисковых и разведочных работ	164
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	168
ЛИТЕРАТУРА	171
ПОЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ	184
ПРИЛОЖЕНИЕ. СПИСОК НОВЫХ МИНЕРАЛОВ, ОТКРЫТЫХ В ХИБИН- СКОМ И ЛОВОЗЕРСКОМ МАССИВАХ, И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ИХ НАЗВАНИЙ	186
АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ	189

CONTENTS

INTRODUCTION	5
Chapter I. HYPERAGPAITIC ROCKS — AN ESSENTIALLY NEW TYPE OF PEGMATOID FORMATIONS IN THE MASSIFS OF AGAITIC NEPHELINE SYENITES	9
Position of hyperagpaitic rocks in the general scheme of nepheline-syenite derivatives	10
Occurrences of hyperagpaitic rocks in the deep zones of the massifs	13
Specific features of the hyperagpaitic rocks occurrences in the weathering zones of the massifs	22
Comparative features of hyperagpaitic rocks from various massifs	23
Alkalinity extremum of the agpaitic process	24
Chapter II. WATER-SOLUBLE AND NON-PERSISTENT MINERALS AS IMPORTANT INGREDIENTS AND INDICATORS OF HYPERAGPAITIC ROCKS	26
Water-soluble minerals	26
Non-persistent titano- and zirconosilicates	33
New promising type of natural soda deposits	37
On convergence of superalkaline mineralization in nepheline-syenite derivatives and soda lake sediments	46
Chapter III. POLYMINERALITY OF ASSOCIATIONS AS A CHARACTERISTIC FEATURE OF HYPERAGPAITIC ROCKS	48
Hyperagpaitic rocks as a source of new minerals discoveries	59
Description of minerals	61
Diversity of alkaline rock minerals and the problem of mineral species quantity limitation	157
Chapter IV. HYPERAGPAITIC ROCKS AS AN ORE GUIDE AND BEARER OF RAREMETAL-PHOSPHATE MINERALIZATION	160
Metallogenic peculiarities of agpaitic nepheline-syenite massifs	160
Hyperagpaitic rocks as an ore guide of the massifs	162
Hyperagpaitic rocks as a criterion for the orientation of prospecting and exploratory works	164
CONCLUSION	168
BIBLIOGRAPHY	171
CAPTIONS	184
APPENDIX. LIST OF NEW MINERALS OF Khibina and Lovozero MASSIFS AND WHAT THEIR NAMES MEAN	186
MINERAL INDEX	189

Научное издание

Хомяков
Александр Петрович

**МИНЕРАЛОГИЯ
УЛЬТРААГПАИТОВЫХ
ЩЕЛОЧНЫХ
ПОРОД**

*Утверждено к печати
Институтом минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов*

Художник *С.А. Резников*
Художественный редактор *И.В. Монастырская*
Технический редактор *Н.М. Бурова*
Корректор *Т.И. Шеповалова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 39914

Подписано к печати 03.05.90. Т—09304
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 12,5 + 0,5 вкл.
Усл.кр.-отт. 13,3. Уч.-изд.л. 15,7
Тираж 750 экз. Тип. зак. 208. Цена 3 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Готовятся к печати следующие книги:

Генезис перлитов. 20 л. 4 р.

Работа является первым крупным исследованием условий образования водосодержащих вулканических стекол, выполненной на монографическом уровне. В ней рассматриваются все стадии перлиитообразования от магматической до газово-флюидной, гидротермальной и экзогенной. Процессы магообразования рассматриваются с учетом конкретной структурно-тектонической обстановки. Для исследования генезиса привлекаются новые ранее не публиковавшиеся экспериментальные материалы. Детально рассматривается минералогия вулканического стекла. Особое внимание уделено характеристике зональности вулканических тел и сферолитообразованию. Приводятся материалы по тонкой структуре перлитов и о положении воды и гидроксила в структуре стекла. В заключении рассматриваются месторождения перлита, их классификация и области промышленного применения. Особое место уделяется вопросам комплексной переработки и применения перлита в современной индустрии.

Для геологов, изучающих неметаллические полезные ископаемые, петрографов, вулканологов и геохимиков.

Минералогия и геохимия россыпей. 20 л. 4 р.

Рассматриваются новые данные по минералогии и геохимии комплексных россыпей важнейших россыпных провинций СССР и некоторых провинций Мира. Охарактеризованы ассоциации и типоморфные свойства рудных минералов в россыпях, отражающие состав, уровень среза коренных источников и трансформацию рудного вещества в процессе россыпеобразования. Самостоятельный раздел сборника посвящен геохимической эволюции россыпей в различных литогенетических обстановках и применению геохимических методов при прогнозе и поисках россыпей в закрытых районах, в том числе в прибрежной зоне шельфа.

Для специалистов, изучающих экзогенные осадочные месторождения, и геологов-поисковиков.

Низкофоновая радиометрия. 20 л. 4 р.

Монография является обобщением многолетних исследований авторов в области создания высокочувствительных радиометрических приборов для определения низких содержаний радиокулидов в метеоритах, лунном веществе и других природных объектах. Рассмотрены различные методы измерения низких уровней радиоактивности: гамма-спектрометрия, спектрометрия бета-гамма- и гамма-гамма-совпадений, измерение бета-излучений, определение радиоуглерода. Проведен анализ факторов, определяющих чувствительность радиометрических установок. Дан сравнительный обзор низкофоновых радиометрических лабораторий. Обсуждаются возможности регистрации долгоживущих радионуклидов с применением ускорительной масс-спектрометрии. Приведены некоторые результаты применения рассмотренных методов для решения задач ядерной космохимии и астрофизики.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, работающих в области космохимии, ядерной физики, биологии, геологии, океанологии, охраны окружающей среды.

Академик В.И. Смирнов — ученый и человек. (Сборник—статей — воспоминаний) 15 л. 3 р.

Книга содержит воспоминания соратников и учеников выдающегося ученого—геолога академика В.И. Смирнова (1910—1988), лидера советской металлогенической и рудной школы последних 25 лет. В воспоминаниях раскрыт облик крупного ученого и человека, внесшего большой вклад в развитие отечественной науки и высшего геологического образования в стране. Охарактеризована самобытная личность В.И. Смирнова, показаны его значение и роль в решении и организации многих научных проблем, выведших советскую рудную геологию на передовые рубежи мировой науки.

Для широкого круга читателей, специалистов в области геологии, истории науки, студентов и преподавателей вузов.

Обобщены новейшие результаты фундаментальных исследований по петрологии и минералогии лампроитов — нового некемберлитового источника алмазов. Предложена систематика и номенклатура лампроитов. Произведен анализ геодинамической обстановки проявления лампроитового магматизма. Впервые приводятся детальные оригинальные материалы по лампроитам Советского Союза. В сравнительном плане показаны типоморфные особенности минералов (силикаты, оксиды, восстановленные фазы) и петрогеохимия лампроитов из главнейших провинций Мира. Рассмотрены условия генерации и кристаллизации высококальциевых магм.

Для геологов широкого профиля, петрологов, геохимиков и минералогов.

Адреса книготорговых предприятий "Академкнига"
с указанием магазинов и отделов "Книга—почтой"

Магазины "Книга—почтой":

252107 Киев, ул. Татарская, 6; 197345 Ленинград, ул. Петрозаводская 7; 117393 Москва, ул. Академника Пилюгина, 14, корп. 2.

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга—почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 "Книга—почтой"; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51 "Книга—почтой"; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4 "Книга—почтой"; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 "Книга—почтой"; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 "Книга—почтой"; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 "Книга—почтой"; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 "Книга—почтой"; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 "Книга—почтой"; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252025 Киев, ул. Осипенко, 17; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 "Книга—почтой"; 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 "Книга—почтой"; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 "Книга—почтой"; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 194064 Ленинград, Тихорецкий пр-т, 4; 220012 Минск; Ленинский пр-т, 72 "Книга—почтой"; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 "Книга—почтой"; 630076 Новосибирск, Красный пр-т., 51; 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пушкино Московской обл., ул. МР "В", 1 "Книга—почтой"; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 "Книга—почтой"; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 "Книга—почтой"; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 "Книга—почтой"; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720001 Фрунзе, бульвар Держинского, 42 "Книга—почтой"; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 "Книга—почтой"

3 р. 10 к.

5232

