

**Всероссийская (с международным участием) научно-практическая конференция, посвящённая 80-летию Кольского ИЦ РАН
“Уникальные геологические объекты Кольского полуострова: Хибины”
г. Апатиты, 20-23 июня 2010 г.**

*Учреждение Российской академии наук
Геологический институт КНЦ РАН*

*Российское минералогическое общество
Кольское отделение*

УНИКАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА: ХИБИНЫ



*Материалы Всероссийской (с международным участием)
научно-практической конференции,
посвящённой 80-летию Кольского ИЦ РАН
20-23 июня 2010 г.*

Апатиты, 2010

УДК 550.8

Материалы Всероссийской (с международным участием) научно-практической конференции, посвящённой 80-летию Кольского НЦ РАН. Геологический институт КНЦ РАН, Кольское отделение РМО, Апатиты, 20-23 июня 2010 г. / Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: К & М, 2010. 68 с.

Сборник содержит материалы Всероссийской (с международным участием) научно-практической конференции, проведённой к 80-летию Кольского НЦ РАН Геологическим институтом КНЦ РАН и Кольским отделением РМО. Конференция посвящена геологии, петрологии и минералогии Хибин - уникального геологического объекта Кольского полуострова. Издание представляет интерес для геологов широкого профиля.

Электронная версия: <http://geoksc.apatity.ru/print/khibconf.pdf>

Научный редактор: проф., д.г.-м.н. Ю.Л. Войтеховский

Литературный редактор: Т.А. Багринцева

Компьютерный дизайн: А.А. Тележкин

© Коллектив авторов, 2010

© Российское минералогическое общество, Кольское отделение, 2010

© Учреждение Российской академии наук Геологический институт Кольского научного центра РАН, 2010

ISBN 978-5-902643-06-7

Materials of the All-Russian (with International Participation) Field Conference dedicated to the 80th anniversary of the Kola Science Centre RAS. Geological Institute KSC RAS, Kola Branch of Russian Mineralogical Society, Apatity, June 20-23, 2010 / Edit. Yu.L. Voytekhovsky. Apatity: K & M, 2010. 68 p.

The Volume contains materials of the All-Russian (with International Participation) Field Conference dedicated to the 80th anniversary of the Kola Science Centre RAS carried out by the Geological Institute KSC RAS and Kola Branch of the Russian Mineralogical Society. The conference is devoted to the geology, petrology and mineralogy of the Khibiny, the latter being a unique geological object of the Kola Peninsula. The publication is intended for broad sections of geologists.

See on-line: <http://geoksc.apatity.ru/print/khibconf.pdf>

Scientific Editor: Prof., Dr. Yury L. Voytekhovsky

Literary Editor: T.A. Bagrintseva

Computer Design: A.A. Telezhkin

© Authors, 2010

© Kola Branch of Russian Mineralogical Society, 2010

© Institution of Russian Academy of Sciences Geological Institute of Kola Science Centre RAS, 2010

ГЛУБОКОУВАЖАЕМЫЕ КОЛЛЕГИ,

всякому геологу известно, что Кольский полуостров – край уникального геологического и минералогического разнообразия. Это и побудило нас учредить новую серию научных конференций, посвящённых наиболее замечательным объектам региона. 20-23 июня 2010 г. в Геологическом институте КНЦ РАН прошла первая из них – Всероссийская (с международным участием) конференция «Уникальные геологические объекты Кольского п-ова: Хибинь», приуроченная к 80-летию Кольского НЦ РАН.

Первый день был отдан научным докладам и дискуссиям. Тон задавали лауреаты премии им. акад. А.Е. Ферсмана д.г.-м.н. Б.Е. Боруцкий, д.г.-м.н. О.Б. Дудкин и д.г.-м.н. А.П. Хомяков. Во второй день состоялась геологическая экскурсия в Хибинь. Она началась у памятника Хибинской исследовательской горной станции «Тиетта», основанной акад. А.Е. Ферсманом в 1930 г., а затем проследовала к заброшенному молибденитовому руднику. Объект интересен с минералогической (оруденение в альбитовых метасоматитах, наложенных на хибиниты) и исторической точек зрения. В экскурсии активно участвовали иностранные коллеги: J. Pihlaja, J. Kupila (Геологическая служба Финляндии, г. Рованиеми), H. Wikman, A. Söderström (Barents Mineralöfering, Kristallen AB, Ланнаваара, Швеция). Во время заключительной научной дискуссии на берегу живописного оз. М. Вудъявр участники горячо одобрили идею проведения ежегодных летне-осенних конференций с посещением обсуждаемых геологических объектов.

Что далее? Интересных объектов много: Мончегорский рудный район, Ловозеро, Ковдор, Африканда, Оленегорка, Гремяха... Согласитесь, всё это – уникальные объекты. Но это не всё, чем богата Кольская земля. Тематика будущих конференций зависит и от ваших предложений. Надеюсь, представленные к печати доклады и фоторепортаж будут вам интересны.

Директор Геологического института КНЦ РАН
Председатель Кольского отделения РМО
Проф., д.г.-м.н.

Ю.Л. Войтеховский

DEAR COLLEAGUES,

any geologist knows that the Kola Peninsula is a region of a unique geological and mineralogical variety. It made us establish a new series of scientific conferences dedicated to the most remarkable objects of the region. On June 20-23 the Geological Institute KSC RAS hosted the first one of these, All-Russian (with International Participation) Conference “Unique geological objects of the Kola Peninsula: Khibiny” devoted to the 80th anniversary of the Kola Science Centre RAS.

The first working day was all given to scientific reports and discussions. Laureates of the Acad. A.E. Fersman Prize Dr. B.E. Borutsky, Dr. O.B. Dudkin and Dr. A.P. Khomyakov set the ball rolling. The second working day was marked with a geological excursion to the Khibiny. It started from the memorial to the Khibiny Research Mining Station “Tietta” founded by Acad. A.E. Fersman in 1930. Then excursionists proceeded to the molybdenite mine pit. The object is interesting mineralogically (mineralization in albite matasomatites superimposed on khibinites) and historically. Our foreign colleagues to follow took an active part in the excursion: J. Pihlaja, J. Kupila (Geological Survey of Finland, Rovaniemi), H. Wikman, A. Söderström (Barents Mineralöfering, Kristallen AB, Lannavaara, Sweden). At the final scientific discussion on the coast of the picturesque M. Vudjavr lake the participants strongly supported the idea of carrying out annual summer-autumn conferences with visiting the geological objects under discussion.

What is coming up? There are plenty of interesting objects as follows: Monchegorsk ore area, Lovozero, Kovdor, Afrikanda, Olenegorka, Gremyakh... All these are undoubtedly unique objects. However, these are not all the Kola land is rich of. Topics of next conferences are up to you. Hopefully, you'll find the current reports and photoaccount interesting.

Director of the Geological Institute KSC RAS
Chairman of the Kola Branch of the Russian Mineralogical Society
Prof., Dr.

Yu.L. VoytekhoVsky

СТРОЕНИЕ ПОЛЕВОШПАТ-ФЕЛЬДШПАТОИДНЫХ СРАСТАНИЙ В ПОРОДАХ ХИБИНСКОГО МАССИВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ОПТИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ УНИВЕРСАЛЬНОГО СТОЛИКА ФЁДОРОВА

Агеева О.А., agolga7@yandex.ru, Боруцкий Б.Е., borutzky@igem.ru
ИГЕМ РАН, Москва

Using the 4-axis universal stage, the structure of the feldspar-feldspathoid intergrowths widespread in the potassic rocks of the Khibiny alkaline massif (Kola Peninsula, Russia) were studied. The feldspathoids (kalsilite and nepheline) in the intergrowths are represented by several morphological types of relict (nepheline only), "inherited" and neogenetic (kalsilite, rare nepheline) forms. K-feldspar forms giant poikilocrysts representing all feldspathoid types. The study revealed mineral locations (excluding relict nepheline) in the intergrowths being due to a common orientation of their crystal structure elements. In most samples the c-axis of kalsilite goes in parallel with [001], [010], [100], [101], [110], [112] of K-feldspar. These crystallographic directions correspond with the channels running through Si,Al frameworks of feldspar and feldspathoids. The most frequent coincidence of directions in the examined samples (c-axis of kalsilite is parallel to b-axis of K-feldspar) corresponds to their elementary cells being alike. Namely, the angle of monoclinicity of feldspar $\beta=116^\circ$ in plane (010) is close to the angle of feldspathoid hexagonal cell $\gamma=120^\circ$ in plane (0001). Probably, these intergrowths morphology reflects ion-changing reactions through the structure channels of forming minerals, which results in dividing into two mineral phases. The process of feldspar-feldspathoid intergrowths forming in the Khibiny massif can be called K,Si-metasomatism. Nepheline probably served as a mineral to replace.

При обсуждении генезиса пород Хибинского массива одним из наиболее спорных вопросов является происхождение пойкилитовых нефелиновых сиенитов (рисчорритов). Они выделяются не только своеобразной пойкилитовой (пойкилобластовой) структурой, но и высококалиевым составом, что согласуется с присутствием в них многочисленных калийсодержащих породообразующих и акцессорных минералов. Слагающие основной объём рисчорритов адуляровидный существенно калиевый полевой шпат (ортоклаз) и фельдшпатоиды (нефелин и кальсилит) находятся в тесных взаимных прорастаниях, природа (генезис) которых трактуется неоднозначно. Проведённое исследование выявило ряд закономерностей внутреннего строения данных сростаний, позволяющие сделать выводы о механизме образования.

Характерные структуры полевошпат-фельдшпатоидных сростаний в их «двумерном» отображении иллюстрируются в большом количестве публикаций. Для их изучения в трёхмерном пространстве (определения пространственной ориентации сростающихся фаз) мы воспользовались возможностями 4-осевого универсального столика Фёдорова, а для дальнейшего анализа – программами трёхмерного моделирования (AutoCad и Diamond). Определение пространственной ориентации (положения в пространстве основных кристаллографических элементов сростающихся минералов: осей, плоскостей, направлений) становится возможным после установления положения осей оптических индикатрис. Для полевого шпата – двуосного минерала, кристаллизующегося в моноклинной (санидин, ортоклаз) и триклинной (микроклин) сингониях – применяемый оптический метод позволяет определить положение всех кристаллографических осей, а для фельдшпатоидов (одноосных минералов гексагональной сингонии) – только оси «с». Однако такое ограничение не оказало существенного влияния на результаты исследования.

Изучаемые сростания имеют сложное строение, и если форма выделения полевого шпата всегда отвечает его пойкилитовому строению, фельдшпатоиды, занимающие в сростаниях положение пойкилитовых вростков, различаются по морфологии, положению в пространстве сростания и степени неоднородности. Ряд признаков позволяет выявлять во всех наблюдаемых фельдшпатоидных включениях три формы: I – реликтовую «NE», II – унаследованные «ks_{NE}» и «ne_{NE}», III – новообразованные (или перекристаллизованные) «ks» и «ne».

Обычной формой включений фельдшпатоидов в полевошпате, описанной в «хибинской» литературе как пойкилитовая структура, являются изометричные зёрна нефелина, содержащего мельчайшие микровключения эгирина. Эту обычную форму нефелина мы обозначаем как «NE». Она встречается в рисчорритах, связанных с ними постепенными переходами ювитах и полевошпатовых урритах, различаясь степенью идиоморфизма и количественным содержанием в породе. В одном образце могут присутствовать как идиоморфные, так и корродированные полевым шпатом беспорядочно ориентированные зёрна «NE». Каких-либо закономерностей в пространственном положении не отмечено. Но сам полевой шпат, сохраняющий общую пространственную ориентацию во всём объёме пойкилокристалла, в участках, примыкающих к зёрнам нефелина «NE», может незначительно (на 20°-30°) отклоняться, ориентируясь в соответствии с положением последнего. На рис. 1 показан пример: ось «b» полевого шпата отклоняется на 20°, ориентируясь параллельно оси «с» примыкающего зерна «NE». Этот пример демонстрирует твердофазное (метасоматическое) замещение монокристаллом полевого шпата различно ориентированных зёрен нефелина.

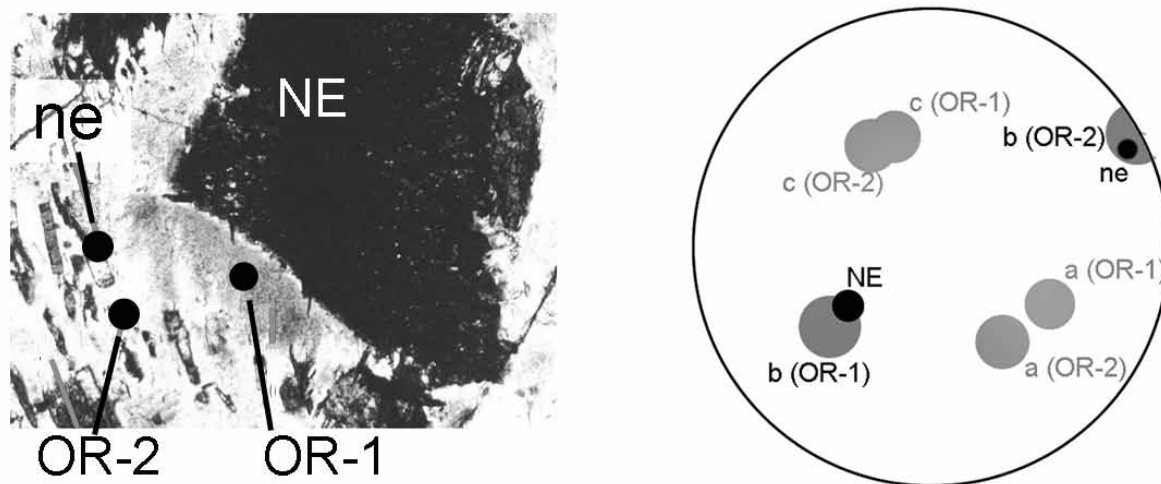


Рис. 1. Отклонение пространственной ориентации полевого шпата (OR-1) в участке, граничащем с зерном реликтового нефелина «NE» от ориентации основной части пойкилокристалла (OR-2): слева – фото шлифа (николи скрещены), справа – стереографическая проекция. На проекции чёрным цветом обозначены выходы осей «с» нефелина «NE» и «ne», серым – осей «a», «b», «с» полевого шпата (OR-1 и OR-2).

II. Кальсилит в породах Хибинского массива нигде не образует аналогичных «NE» выделений. Часто он развивается по нефелину «NE» в виде периферических каёмок (обнаруживающих веерное угасание с углом расхождения до 30°), прожилков или бесформенных выделений, иногда наследуя от замещаемого зерна мелкие минеральные включения, но чаще освобождаясь от них. Поскольку этот кальсилит обычно находится в контурах зёрен «NE» и связан с ним метасоматическим образованием, он выделен нами в качестве самостоятельной разновидности «ks_{NE}». Такой кальсилит иногда наследует ориентировку «NE» и из-за близости показателей преломления этих двух фельдшпатоидов его присутствие устанавливается только на снимках в отражённых электронах. Чаще ориентировка «ks_{NE}» по отношению к включающему полевому шпату отличается на углы, близкие к 90° , 60° , 120° . В большинстве случаев, как будет показано ниже, она соответствует определённым кристаллографическим направлениям в ориентации окружающих включающее их зерно «NE» минералов: полевого шпата и ламелеобразных выделений фельдшпатоидов.

Аналогом кальсилита «ks_{NE}» является нефелин «ne_{NE}», также наблюдающийся во внешних зонах зёрен «NE», характеризующийся большей однородностью (не содержащий микровключений эгирина) и проявляющий те же закономерности в ориентации, что описаны для «ks_{NE}». Его отличительная черта – отсутствие отмечаемого для каёмки «ks_{NE}» веерного угасания.

III. Другая форма выделения кальсилита в рихсморритах – ламелеобразные выделения, образующие скопления, которые наряду с зёрнами «NE» находятся внутри пойкилокристаллов полевого шпата. Принципиально отличаясь от описанных выше морфологически слабо выраженных фельдшпатоидов (выявляющих реликтовый характер первичного нефелина, его метасоматическое замещение полевым шпатом и кальсилитом), эти фельдшпатоиды всегда имеют чёткие очертания, относительно однородный состав и находятся в строгом пространственном соответствии с окружающими их фельдшпатоидами того же типа. Единичные выделения фельдшпатоидов образуют группы параллельных (или незначительно расходящихся) ламелей, пересекающиеся аналогичными группами, ориентированными в нескольких направлениях. В основном ламели представлены кальсилитом, но встречаются смешанные кальсилит-нефелиновые или нефелиновые скопления. В случаях чёткой идентификации эти разновидности обозначены нами «ks» и «ne», при её отсутствии или обобщении – «fd». Как правило, крупные и средние по размеру ламели «fd» сплюснуты вдоль оси «с» и вытянуты вдоль плоскости (0001). Но для мелких выделений характерен и обратный вариант с удлинением вдоль оси «с». Крупные ламели имеют тенденцию расширяться при удалении от центра скоплений. Немаловажно, что в центре скоплений часто отмечаются корродированные зёрна «NE» с характерными каёмками «ks_{NE}».

Закономерности в пространственной ориентации «fd» проявлены наиболее чётко и являются общими как для кальсилита («ks»), так и для нефелина («ne»), то есть не зависят от характера фельдшпатоида. Взаимосвязь между их взаимным расположением внутри срастаний и ориентацией содержащего их полевого шпата заключается в параллельной ориентации определённых элементов кристаллического строения. Наиболее часто проявленная ориентация – ось «с» фельдшпатоида параллельна оси «b» полевого шпата – может иметь кристаллографическое объяснение: в данной ориентации угол моноклинности полевого шпата $\beta=116^\circ$ близок к углу гексагональной ячейки фельдшпатоида $\gamma=120^\circ$ (остальные углы их кристаллических решёток составляют 90°). Наряду с данной ориентацией или вме-

сто неё фиксируются и другие, при которых ось «с» фельдшпатоида параллельна определённым кристаллографическим направлениям полевого шпата, для объяснения которых необходимо обратиться к трёхмерному анализу особенностей кристаллических структур данных минералов.

Полевой шпат, кальсилит и нефелин относятся к каркасным силикатам. Их трёхмерные каркасы, сложенные кремне-алюминиевыми тетраэдрами, содержат каналы, как правило, вмещающие щелочные катионы. Анализ расположения наиболее крупных каналов в кристаллической структуре полевого шпата показал, что они пронизывают структуру вдоль определённых хорошо индексируемых направлений: вдоль всех кристаллографических осей: [100], [010], [001], и вдоль направлений: [110], [101], [112]. Характерно, что большинство из них локализованы в плоскостях (010) и (001). В структурах фельдшпатоидов также фиксируются широкие каналы вдоль всех кристаллографических осей их гексагональных решёток (наиболее крупные – вдоль «с»), и широкий канал вдоль направления [111].

Для большинства изученных образцов удалось проследить связь между ориентацией ламелей «ks» и положением содержащего их полевого шпата. Она заключается в том, что оси «с» упрощённых различно ориентированных ламелей кальсилита «ks» ориентированы параллельно тем или иным перечисленным направлениям (рис. 2), совпадающим с положением каналов в структуре срастающегося полевого шпата. Ориентация кальсилита («ks_{NE}»), образующего каёмки вокруг зёрен «NE», часто совпадает с ориентацией окружающих ламелей «ks», т.е. подчиняется тем же закономерностям их срастания с полевым шпатом (рис. 2).

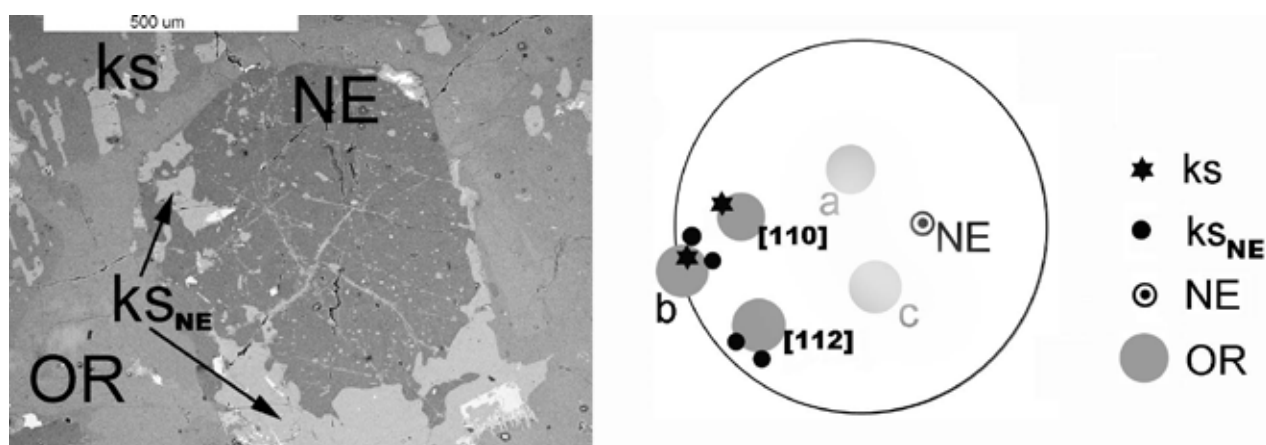


Рис. 2. Диаграмма (справа), выявляющая пространственную ориентацию минералов в полевошпат-фельдшпатоидном срастании (слева, в отражённых электронах). Чёрным цветом обозначены выходы осей «с» фельдшпатоидов «NE», «ks» и «ks_{NE}», серым – осей «а», «b», «с» и направлений [110] и [112] в полевом шпате.

Данные каналы и содержащие их плоскости могут быть подходящими структурными элементами для проявления ионообменных реакций, диффузии вдоль них катионов. Учитывая одинаковую направленность этих элементов в структуре срастающихся полевого шпата и фельдшпатоида, можно объяснить разделение на две минеральные фазы и появление фазовых границ, пересекающих выделенные структурные элементы или параллельных им. Полевошпат-фельдшпатоидные срастания в различных щелочных массивах мира рассматриваются в качестве продуктов распада лейцита [2, 3, 5, 8], котектической кристаллизации [6], реже – как метасоматические образования [7]. В большинстве случаев мнения исследователей относительно генезиса подобных срастаний расходится. Нет единой точки зрения и на происхождения данных образований в породах Хибинского массива [1, 4, 5]. Нашей задачей было попытаться выяснить, являются ли срастания между полевым шпатом и фельдшпатоидами случайными или подчиняются каким-либо закономерностям, которые могли бы пролить свет на их природу.

Установленные закономерности в пространственной ориентации минералов изучаемых срастаний позволили сделать вывод о том, что их морфология и взаимное расположение могли определяться ионообменными реакциями, происходящими в структурно «благоприятных» для диффузии ионов направлениях: вдоль каналов, пронизывающих кристаллические структуры полевого шпата и фельдшпатоидов или в содержащих эти каналы плоскостях. В таком случае широкое проявление ионообменных реакций при формировании данных минералов (образующих основу строения ричесорритов) является отражением именно метасоматического процесса (K,Si-метасоматоза). Наблюдаемые контактовые взаимоотношения и явные признаки замещения нефелина кальсилитом («NE» ← «ks_{NE}») подчёркивают реликтовый характер первого и «новообразованный» – второго (его форма названа нами унаследованной, поскольку согласуется с контурами замещаемого зерна и наиболее чётко отражает первичное положение «NE» в породе). А тот факт, что ориентация кальсилита «ks_{NE}», образующего каёмки вокруг зёрен «NE», иногда совпадает с ориентацией «NE», но чаще – с ориентацией окружающих ламелей

«fd», позволяет проследить и процесс и механизм образования «ks_{NE}». Его формирование могло происходить по зёрнам «NE» в том же процессе, в котором формировались и окружающие ламели «ks», т.е. обусловлено теми же процессами. Из этого можно заключить, что на границе реликтового нефелина «NE» и кристаллизующегося полевого шпата направление «потока» диффузии ионов (в первую очередь, калия) могло контролироваться пространственным положением замещаемого нефелина и кристаллизующегося полевого шпата, что и обуславливало пространственную ориентацию формирующегося по «NE» кальсилита «ks_{NE}». В этом случае наблюдаемые выделения «ks_{NE}» демонстрируют первую стадию образования ламелей «ks». На дальнейшее формирование внешнего облика «ks», вероятно, оказывали влияния процессы собирательной перекристаллизации.

Таким образом, реализация тех или иных пространственных ориентаций образующихся фельдшпатоидов могла быть обусловлена направлением потока метасоматических растворов, а также их выборочным продвижением вдоль наиболее «подходящих» для диффузии ионов направлений в структуре взаимодействующих (замещающего и замещаемого) минералов. Поскольку в полевом шпате и фельдшпатоидах существует несколько таких направлений, а замещаемые зёрна нефелина «NE» в исходной породе (массивном уртите) характеризуются различной ориентировкой, именно такой механизм может объяснить наблюдаемое морфологическое многообразие сростаний, отличия в контактовых взаимоотношениях между слагаемыми их минералами.

Авторы выражают глубокую благодарность О.В. Каримовой (ИГЕМ РАН) за обсуждение результатов.

Список литературы

1. Агеева О.А., Боруцкий Б.Е. Кальсилит в породах хибинского массива: морфология, парагенезис, условия образования // Новые данные о минералах. Вып. 39. Москва, 2004. С. 40-49.
2. Кононова В.А., Первов В.А., Коваленко В.И. и др. Псевдолейцитовые сиениты, вопросы их генезиса и формационной принадлежности (на примере Лутингольского массива, МНР) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 5. С. 20-37.
3. Курепин В.А. Минеральные парагенезисы и условия образования псевдолейцитовых сиенитов Сыньырского массива // Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Л.: Наука, 1973. С. 53-60.
4. Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю. Кальсилит в породах Хибинского и Ловозерского массивов, Кольский п-ов // Зап. РМО. 2009. № 1. С. 123-129.
5. Плечов П.Ю., Серебряков Н.С. Реликты аполейцитовых пород в рихсчорритовом комплексе Хибинского массива и их генетическое значение // Докл. АН. 2004. Т. 394. № 5. С. 673-676.
6. Gittins J., Fawcett J.J., Brooks C.K. *et al.* Intergrowths of nepheline-potassium feldspar and kalsilite-potassium feldspar: a re-examination of the "pseudo-leucite problem" // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V 73. P 119-126.
7. Mitchell R.H., Platt R.G. Nepheline-plagioclase intergrowths of metasomatic origin from the Coldwell Complex, Ontario // *Canad. Mineral.* 1979. V 17. N 3. P 537-540.
8. Sahama T.G. Kalsilite in lavas of Nyiragongo // *J. Petrol.* 1960. V 1. N 2. P 146-172.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРИРОДЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (Критическое сопоставление предлагавшихся гипотез и комментарии к ним)

Боруцкий Б.Е.

ИГЕМ РАН, Москва, Borutzky@igem.ru

The article tracks the evolution of views on nature, origin and geological history of the Khibiny alkaline massif on the Kola Peninsula. Suggested is a novel conception of its formation based on critical analysis of existing theories and up-to-day data.

Детальный анализ научно-исторического аспекта изучения Хибин безусловно потребует больше места и времени. Автор понимает, что предложенный в его статье вариант фрагментарен и субъективен (у кого-то могут быть иные представления и совсем другая оценка), но надеется, что его видение проблемы с позиций минералогии может быть интересно. Попытка подобного анализа уже предпринималась [87].

Хибинский массив с вынужденными перерывами систематически исследуется уже в течение 120 лет. За это время существенно изменился прогресс в методологии, возможностях и точности методов детального изучения минерального вещества, квалификации исследователей и приверженности их к поиску и достижению научной истины, комплексности и коллективности проведения исследований. Многие гипотезы, существенно продвинувшие в своё время наши знания о Хибинском массиве и казавшиеся незыблемыми, не смогли устоять перед появившимися фактами и заменены новыми, а те, в свою очередь, потребовали уточнений, ответов на вопросы, которых «не понимали», «не видели» или

старались «не видеть». К сожалению, не все появившиеся новые представления, на взгляд автора, совместимы с пониманием объективной научной работы. Иногда это объяснимо: в сроки, поставленные перед молодыми специалистами, трудно разобраться в том, что было сделано до них за более чем вековой период изучения Хибин. Кто-то это понимает, а кто-то упрямо считает, что «до него в тундре ничего не росло». В других случаях научной работе мешает скороспелый или спекулятивный подход к исследованиям, обострившаяся в последнее время «борьба за место под солнцем». В целом же Хибинам повезло. Ни один геологический объект в нашей стране, по-видимому, не изучен столь детально, не был бы в такой степени предметом столкновения исследователей разных школ и направлений, служил бы полигоном для проверки самых разнообразных, весьма противоречивых гипотез и теорий, учебной базой для студентов и повышения квалификации молодых специалистов.

Первое систематическое исследование Хибин предпринято экспедициями иностранного чл. корр. РАН финско-российского учёного В. Рамзая (1865-1928). В 1887 г. на средства Гельсингфорского Императорского Александровского университета вместе с зоологами Ю. Пальменом, К. Эдгренем и Р. Энвальдом, ботаниками О. Чильманом и В. Бротериусом, петрологом В. Гакманом и картографом А. Петрелиусом он впервые проник в центральную часть Кольского п-ова, открыл массив Луяврурт (Ловозеро) и через воды Умпгьявра (Умбьозеро) наблюдал горы Умптека (Хибин). Он знал про существование Хибинского массива, но попал сюда только в июне 1891 г. вместе с магистрами В. Гакманом и А. Петрелиусом, обследовал предгорья массива над оз. Имандра, затем поднялся по р. Часнайок, перевалил через пер. Чорргор в долину р. Петрелиуса, через Западный перевал Петрелиуса в долину Тахтарвум и, не заметив ущелья, которое потом было названо А.Е. Ферсманом именем Рамзая, спустился по р. Лутнеманийок (М. Белая) к оз. Имандра. Затем он поднялся вверх по р. Энеманийок (Б. Белая) к оз. Б. Вудьявр, исследовал цирки Тахтарвумчорра и Айкуайвентчорра, прошёл долину Кукисвум, вернувшись к озеру, через Лопарский перевал вошёл в долину р. Тулийок, а через пер. Юкспорлак – в долину Вуоннемийока, спустившись до залива Тулийдухт [107]. В. Рамзай, В. Гакман и А. Петрелиус составили первую топографическую и схематическую геологическую карту Хибин (рис. 1), описали ряд новых видов щелочных пород (гигантозернистый порфириновый нефелиновый сиенит – хибинит, тералит, тингуаит, авгитовый порфирит, умптекиит, имандрит, лестиварит) и несколько новых минералов, которые остались недоизученными из-за отсутствия в то время соответствующих методов химического анализа [109]. Важно отметить, что В. Рамзай рассматривал Хибинский и Ловозёрский массивы как единый плутон – лакколит, внедрившийся между гранито-гнейсами AR и кристаллосланцами PR, а наиболее древними породами в Хибинах он считал авгитовые порфириты Путеличорра, сформировавшиеся ранее нефелиновых сиенитов. В. Рамзай впервые отметил в западной приконтактной зоне ороговикованные глинистые сланцы с горизонтальным напластованием, которые он в отличие от окружающих PR кристаллических сланцев относил к D.

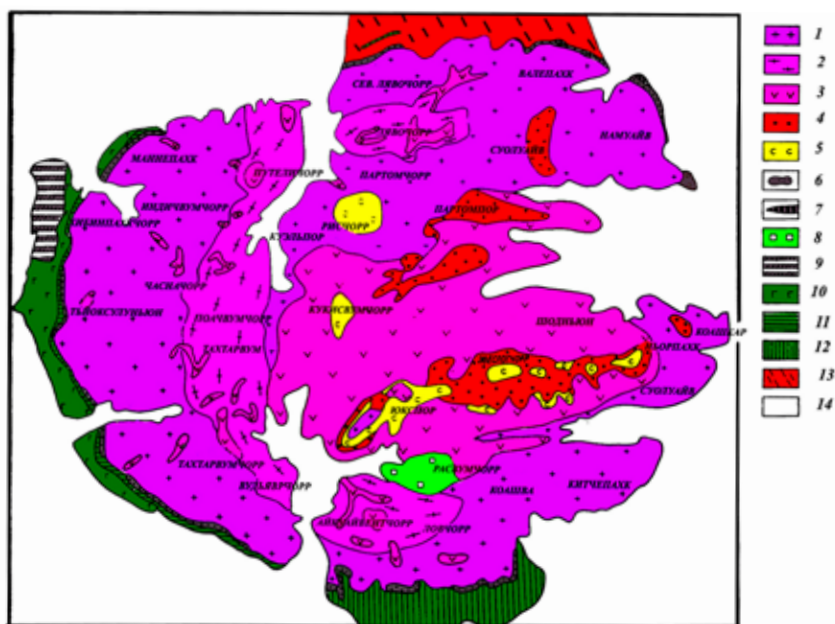


Рис. 1. Геологическая схема Хибинского массива, составленная В. Рамзая, В. Гакманом и А. Петрелиусом (по уточнённым данным Б.М. Куплетского (1926).

1 – хибинит; 2 – трахитоидный хибинит; 3-5 – мелкозернистые нефелиновые сиениты: эгириновый (3), роговообманковый (4) и слюдяной (5); 6 – умптекиит; 7 – лестиварит; 8 – уртит и ийолит; 9 – имандрит, 10 – метаморфизованные изверженные породы; 11 – метаморфизованные осадочные породы; 12 – амфиболовые и хлоритовые сланцы; 13 – гнейсы; 14 – современные отложения.

Яркие страницы в историю исследований Хибин вписаны легендарными комплексными экспедициями АН под руководством А.Е. Ферсмана, в которых принимали участие минералоги: Э.М. Бонштедт, В.И. Герасимовский, Н.Н. Гуткова, П.П. Зотов, Б.В. Иванов, Е.Е. Костылёва, Г.Т. Кравченко, В.И. Крыжановский, А.Н. Лабунцов, С.Д. Попов, Л.Л. Солодовникова, Е.В. Цинзерлинг, И.И. Шафрановский, В.В. Щербина, петрологи: О.А. Воробьёва, Б.М. Куплетский, Ф.В. Левинсон-Лессинг, А.В. Пэк, географы: А.А. Григорьев, А.П. Полонский, химики: И.Д. Борнеман-Старынкевич, Т.А. Бутова, В.С. Быкова, М.Е. Владимирова, Н.П. Вревская, В.А. Молева, К.А. Ненадкевич — и технологи: Н.В. Белов, Н.И. Влодавец, П.А. Волков, М.И. Волкова и др. В исследованиях также принимали участие сотрудники Арктического института, НИ Удобрений, Треста «Апатит», Главного геолого-разведочного управления, Союзредметразведки и др.: А.С. Амеландов, Л.Б. Антонов, М.С. Афанасьев, В.И. Влодавец, Н.А. Елисеев, И.В. Зеленков, М.Л. Золотарь, С.В. Константов, Н.П. Лупанова, И.С. Ожинский, С.Д. Покровский, А.А. Полканов, Г.С. Пронченко, М.П. Фивег, П.Н. Чирвинский и др.

Вместе с А.Е. Ферсманом работала плеяда блестящих минералогов, поэтому исследования носили минералогический характер, все полученные в то время выводы основываются на фундаментальных минералогических данных. По современным меркам, первые исследования были, конечно, довольно «примитивными»: анализы минералов выполнены методами «мокрой» химии из навесок 1-2 г (для обеспечения необходимой точности) и, следовательно, не давали никакой информации о вариациях состава и внутренней неоднородности минералов. Но их необычный химический состав потребовал специальной разработки методов анализа: отделения Zr от Ti, Nb от Ti, Ta от Nb, Sr от Ca, разделения TR, определения U, Th, Ra и т.п., проведённой под руководством ученика В.И. Вернадского И.Д. Борнеман-Старынкевич. (Вспомним, что именно отсутствие аналитических методов не позволило В. Рамзаю детально изучить найденные им новые минералы). В результате исправлен ряд ошибок в мировой литературе. В частности, показано завышение содержания ZrO_2 за счёт TiO_2 в мозандрите, ринките, ионструпине и лоренцените. Но хибинские исследователи не могли и думать о возможности ошибок в работах непогрешимых немцев, шведов и норвежцев, посчитав высокое содержание Ti особенностью хибинского материала, и описали ряд новых минералов – ринколит (т.е. подобный ринкиту) и ловчоррит [9] и рамзаит, названный в честь первого исследователя Хибин В. Рамзая [61]. Последующие попытки «запретить» через КНМНК ММА употребление этих терминов, не делают чести, прежде всего, самой Комиссии, призванной исправлять ошибки, а не плодить их.

В течение этих работ впервые были установлены факты, оказавшиеся фундаментальными и положенные в основу дальнейших исследований в Хибинах: выявление двух типов полевых шпатов – K-Na ортоклаз- и микроклин-пертитов (в нефелиновых сиенитах) и существенно калиевых, названных (сейчас этот термин не употребляется) вслед за Д.С. Белянкиным калиевыми анортоклазами (в некоторых породах «центральной дуги» массива) [73]; установление нескольких генераций эгирина; приуроченность эвдиалитов и эвколитов к разным типам пород в массиве [60], положившее начало исследованиям типоморфизма минералов и т.п. Сводка минералогических данных этого этапа исследований Хибин [82] является «минералогической Библией» для всех минералогов, в особенности тех, кто изучает Хибинский и Ловозёрский массивы и минералогию щелочных комплексов в целом. Изучение уникальных минералогических редкостей вначале не позволяло обратить должное внимание на апатитовую минерализацию, тем более, что её предполагаемая связь с щелочными породами воспринималась как нонсенс. Потребовалась интуиция, настойчивость и мужество А.Н. Лабунцова [77], чтобы на свой страх и риск провести предварительные поиски и разведку апатитовых залежей, подсчитать предварительные запасы, поставить заявочные столбы и убедить коллег, а главное чиновников в серьёзности открытия.

Широко известно представление А.Е. Ферсмана о «геохимических дугах» Хибинского массива. Но хотя выявление дугообразного распределения минерализации и послужило основой для идеи кольцевого строения массива, природы этих кольцевых зон ещё не получила удовлетворительного объяснения и требовала детальной геологической съёмки. Вместе с тем, А.Е. Ферсман сделал фундаментальные обобщения [82], показав, что необычной высокой щёлочностью этих образований объясняется и уникальное сочетание щелочных, кислотных и амфотерных компонентов в составе минералов, и их удивительно широкий видовой состав, и необычный, обратный общеизвестному апатитовый порядок кристаллизации. Наконец, им же, по-видимому впервые, подчёркнута неодноактность, длительность процессов минералообразования в массиве: «Именно в этой апатитовой последовательности и кроется накопление разнообразных и красивых минералов Zr и Ti в середине длительного пост — магматического процесса [разрядка Ферсмана], причём после их кристаллизации восстанавливается нормальный ход пневматолитового и гидротермального процессов с типичными фазами F – G – H – I – K миаскитовых и гранитных пегматитов» [82, с. 125].

Минералогический характер работ сказался и на выводах петролога экспедиций Б.М. Куплетского. Разработанная им классификация щелочных пород основана на соотношении породообразующих минералов в системе: «полевой шпат – нефелин – сумма темноцветных минералов». Обсуждая происхождение хибинской магмы, он настаивал на её генетической связи с гранодиоритовыми распла-

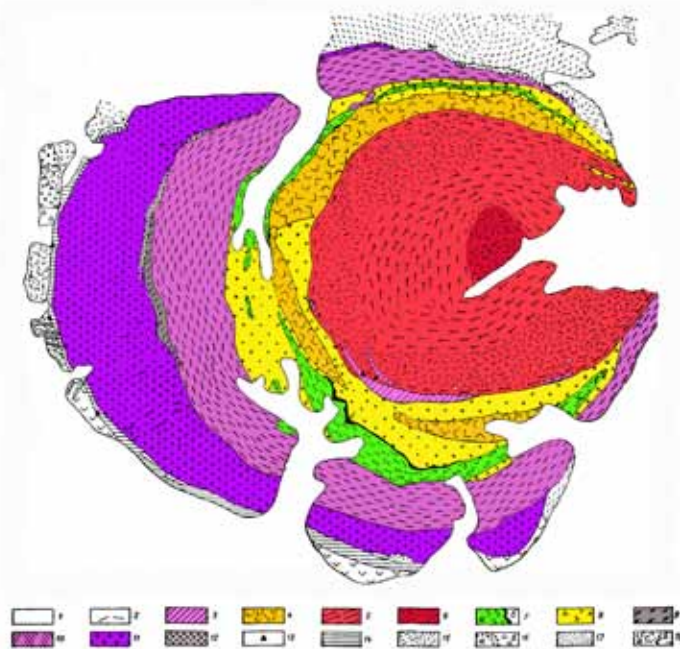
вами, которые дифференцируются на кислую гранитную и щелочную магмы [72]. Основание этому Б.М. Куплетский видел, во-первых, в высокой концентрации в хибинских породах фтора – типичного компонента кислых магм и, во-вторых, в присутствии в нефелиновых сиенитах Хибин и в щелочных гранитах центрального водораздела Кольского п-ова арфведсонита, эгирина, энigmatита, астрофилита и эвдиалита. В той же работе Б.М. Куплетский критиковал петрологов, пытавшихся подвести 90 % проявлений нефелиновых сиенитов в мире под популярную гипотезу (Р.А. Дэли) десиликации гранитной магмы путём вплавления в неё карбонатных или глинозёмистых осадков, «используя для этого малейшие намеки на присутствие в породах канкринита, кальцита и других известковистых минералов или притягивая к участию в реакции известняки, отстоящие на сотню километров от выхода нефелиновых сиенитов или гипотетически предполагаемые на недоступных исследованию глубинах земной коры» [72, с. 329-330]. Таких взглядов придерживался, например, В.И. Влодавец [24], полагавший, что нефелиновые сиениты Хибин и Ловозера возникли в результате ассимиляции кислой магмой известняков. Критика основана, но столь формальное приложение типоморфных особенностей минералов для решения генетических вопросов самим Б.М. Куплетским не лучше.

Остро встал вопрос и о форме Хибинского массива. Спор «лакколитчиков» с «бисмалитчиками» и «батолитчиками» шёл не ради терминов. Он привёл к выводу, что магма прорвала все вышележащие породы AR и PR, не замещая их и не растекаясь между ними в виде чашеобразных или пластовых силлов. Уже после трёх лет работы за полярным кругом, имея в виду Хибину и Ловозеро, А.Е. Ферсман писал [103]: «Перед нами сейчас вырисовываются как бы два гигантских вулканических жерла, застывших в глубинах; центральные части каждого из них, подобно настоящему вулкану, вдавлены, а водная эрозия ещё усилила рельеф тех мощных воронок, которые некогда застыли в глубинах, не преодолев сопротивления покрывающих их слоёв». Конкретизируя эту поэтическую картину, А.Е. Ферсман уточнял, что Хибинский массив – это не столько лакколлит, сколько бисмалит или верхняя часть батолита и допускал (со ссылкой на Б.М. Куплетского) наличие в нём кольцевых разломов и опускание пород по ним, особенно в центральной зоне. Таким образом, исследователи преодолели авторитет В. Рамзая, предполагавшего, что Хибину и Ловозеро являются частями единой интрузии (из-за чего, собственно, результаты исследований были представлены в единой монографии [82]) и стали рассматривать их как самостоятельные образования, с собственным строением и геологической историей. Но потребность в геологической съёмке Хибин назревала, а после открытия хибинских апатит-нефелиновых месторождений и решения об их эксплуатации она стала необходимой.

Первая «кондиционная» геологическая съёмка в Хибинах проведена в 1931-1936 гг. коллективом сотрудников АН, треста «Апатит», Ленинградского геологического треста, НИИ удобрений, Севзапсоюзредметразведки, ЦНИГРИ, Института «Арктики» и др. (А.С. Амеландов, Е.Н. Володин, Н.А. Волотовская, О.А. Воробьёва, Е.И. Денисов, Е.Н. Егорова, Н.П. Лупанова, П.М. Мурзаев, В.И. Намоюшко, В.Н. Нумеров, И.С. Ожинский, К.К. Судиславлев и др.) в м-бе 1:25000 и сведена Н.А. Елисеевым, И.С. Ожинским и Е.Н. Володиным в схематическую карту м-ба 1:75000 [38, 40] (рис. 2). Геологическая основа была получена, кольцевые комплексы выделены и отрисованы, но вопросов не убавилось. Для интерпретации данных в качестве концептуальной модели образования Хибинского массива Н.А. Елисеев применил концепцию об «интрузиях центрального типа» английского геолога Е.М. Андерсона, осно-

Рис. 2. Геологическая схема Хибинского Плутона, составленная Е.Н. Володиным, под редакцией Н.А. Елисеева [38, 40].

1 – четвертичные отложения; 2 – молодые жильные породы; 3 – мелкозернистые слюдяно-эгирино-роговообманковые нефелиновые сиениты; 4 – среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты; 5 – трахитоидные фойяиты; 6 – массивные фойяиты; 7 – ийолит-уртиты, малиниты, дуявриты; 8 – пойкилитовые нефелиновые сиениты; 9 – щелочные сиенит-порфиры; 10 – трахитоидные хибиниты; 11 – массивные хибиниты; 12 – щелочные и нефелиновые сиениты; 13 – палеозойские (?) сланцы и роговики; 14 – протерозойские роговики; 15 – гнейсы; 16 – кварцевые габбро-диабазы (а) и гранофиры (б); 17 – метагаббро-диабазы; 18 – основные эффузивы и туфогенные толщи (а) и архейские гранито-гнейсы, мигматиты, олигоклазовые граниты (б).



ывающуюся на изучении третичных субвулканических комплексов Шотландии [110], а также метод структурного анализа плутонов Г. Клооса – А.А. Полканова [38], предусматривающий изучение направлений течения глубинного расплава по структурам трахитоидности и первичной полосчатости пород и ориентировки систем первичных трещин в плутоне: пластовых (L), продольных (радиальных) (S) и поперечных (Q). Согласно этой динамической модели, Хибинский плутон сформировался в результате внедрения магмы по системе чередующихся «кольцевых» и «конических» разломов последовательно от периферии к центральному ядру (то есть с запада на восток) в виде ряда концентрических субинтрузий, центр которых постепенно смещался на восток. Вслед за узкими (100-200 м) полосами щелочных сиенитов, развитых вдоль контакта с гнейсами на севере и мелкозернистыми и среднезернистыми нефелиновыми сиенитами и нефелиновыми сиенит-порфирами вдоль контакта с основными эффузивами и туфогенной толщей на западе, выделяются следующие субинтрузии: 1) кольцевая (цилиндрическая, с крутым внешним контактом) – массивных хибинитов, 2) коническая – трахитоидных хибинитов (с выполаживанием трахитоидности от контакта к центру массива), с жильной фацией щелочных сиенит-порфиров и эгириин-авгитовых сиенитов, 3) цилиндрическая – пойкилитовых нефелиновых сиенитов, 4) коническая пластовая интрузия дифференцированных ийолит-уртитов, малиньитов и дуявритов, 5) коническая – средне- и мелкозернистых нефелиновых сиенитов (сейчас они называются лявочорритами) и 6) коническая – фойяитов. При этом авторы предполагают странную эволюцию расплава в магматическом очаге с обеднением магмы кремнезёмом и обогащением её кальцием и магнием к середине процесса, в результате чего образуются мельтейгит-уртиты. И она вновь возвращается к нормальному составу нефелин-сиенитового расплава.

Сопоставление Хибинского плутона с шотландскими субвулканическими комплексами довольно натянуто. Так, в массиве на о-ве Мал, приуроченном к глубокой (700-900 м) кальдере проседания, выполненной в основном базальтоидными вулканическими породами – лавами платобазальтов, кольцевые интрузиями представлены маломощными пластами гранофиров и некками липаритов, а конические – маломощными дайками основного и кислого состава [110]. Они мало похожи на гигантские субинтрузии в Хибинах. Расчёты Е.М. Андерсона показали, что конические разломы возникают в местах наибольшего напряжения при возрастании давления в магматическом резервуаре под породами кровли, а кольцевые (цилиндрические) – наоборот, при уменьшении давления и опускании блока пород в полость, освободившуюся от расплава. Они справедливы для малых интрузий, но для такого огромного плутона, как Хибинский, расчёты не проводились.

Возникли претензии и к интерпретации полосчатости и трахитоидности пород. Так, Г.М. Вировлянский [21] по ориентировкам полосчатости и трахитоидности вблизи крутых разломов показал, что они направлены не снизу вверх, как должно быть при истечении магмы из глубины вдоль разлома, а сверху вниз, что указывает на задирание этих элементов при опускании центрального блока пород вниз, по-видимому, ещё в пластичном состоянии. Расчёты показали, что породы, слагающие Хибинский плутон, в целом опущены по ряду цилиндрических разломов (наиболее мощные – между породами рамы и массивными хибинитами, сейчас их выделяют как грубозернистые трахитоидные хибиниты – и массивными, и трахитоидными хибинитами), до 2 км, в результате чего внутри плутона оказались захваченными в виде огромных ксенолитов разнообразные более древние породы кровли.

Концепция Н.А. Елисеева [38, 40] является «официальной» уже более 70 лет, хотя обоснования этой последовательности формирования пород не всем представлялись убедительными. В частности, В.И. Влодавец [24] предлагал обратную схему: фойяит и хибинитоподобный фойяит → роговообманковый нефелиновый сиенит (по-видимому, лявочоррит) → пойкилитовый нефелиновый сиенит → слюдяной нефелиновый сиенит → ийолит-уртитовая серия пород с апанеитом (апатитовой породой) → хибинит. Б.М. Куплетский вначале придерживался последовательности Н.А. Елисеева, но позже изменил свое мнение и настаивал на ранней кристаллизации всех нефелиновых сиенитов – хибинитов с краевыми фациями умптекитов, трахитоидных хибинитов и фойяитов с альбититами, после чего формировалась разнородная группа пород – эгириновые, роговообманковые, слюдяные и т.п. мелкозернистые нефелиновые сиениты (рисчорриты; сюда же, по-видимому, включены и лявочорриты), а затем ийолит-уртиты, дуявриты и апатито-нефелиновые породы [71, 74].

Н.А. Елисеевым, по-видимому впервые, отмечено дифференцированное строение мельтейгит-уртитовой толщи, хотя не было предпринято её возрастного или генетического расчленения. Очень важно, что в кровле соседнего с Хибинами Ловозёрского массива найдены ксенолиты слабо метаморфизованных PZ пород: кварцитов, песчаников, глинистых сланцев, метаморфизованных до слюдяных или биотит-андалузитовых роговиков (в породах г. Флора А.Н. Криштофовичем [70] установлены отпечатки, по-видимому, верхнедевонских растений), туфогенных сланцев, состоящих из остроугольных обломков пироксена и плагиоклаза (также с отпечатками растений) и эффузивов – пикрит-порфиритов (вкрапленники до 2-3 мм оливина и моноклинного пироксена в плагиоклазовой основной массе со стеклом) и авгитовых порфиритов (вкрапленники моноклинного пироксена и андезина № 47 в основной массе того же состава), а также агломератовых лав, лавовых брекчий и туфов, состоящих из угловатых обломков данных эффузивных пород, часто контактово-метаморфизованных до полевошпат (К, Na-

полевой шпат) – биотитовых, полевошпат-арфведсонитовых, биотит-роговообманковых (бурая роговая обманка) и диопсид-роговообманковых роговиков. Они уверенно отличались от кристаллосланцев РР свиты Имандра-Варзуга, регионально-метаморфизованных в фации зелёных сланцев [39]. Позднее к ним были добавлены также ромбен-порфиры и фонолит-порфиры [37].

Представления Н.А. Елисеева разделялись С.И. Заком, Н.М. Абрамовым, В.Н. Большевой, М.М. Калинкиным, Е.А. Каменевым, Ф.В. Минаковым и другими сотрудниками Севзапгеолуправления, проведшими в 1957-60 гг. новую геологическую съёмку массива в м-бе 1:50000, а в 1959-1963 гг. – съёмку продуктивной ийолит-интрузии в м-бе 1:10000 с детальными поисками апатита (Ф.В. Минаков, А.И. Александров, Е.А. Каменев, А.И. Коновалова, И.И. Перекрест и др.), в результате которых выявлены крупные Коашвинское и Партомчоррское месторождения [42, 43] (рис. 3). В результате этих работ достигнуто следующее.

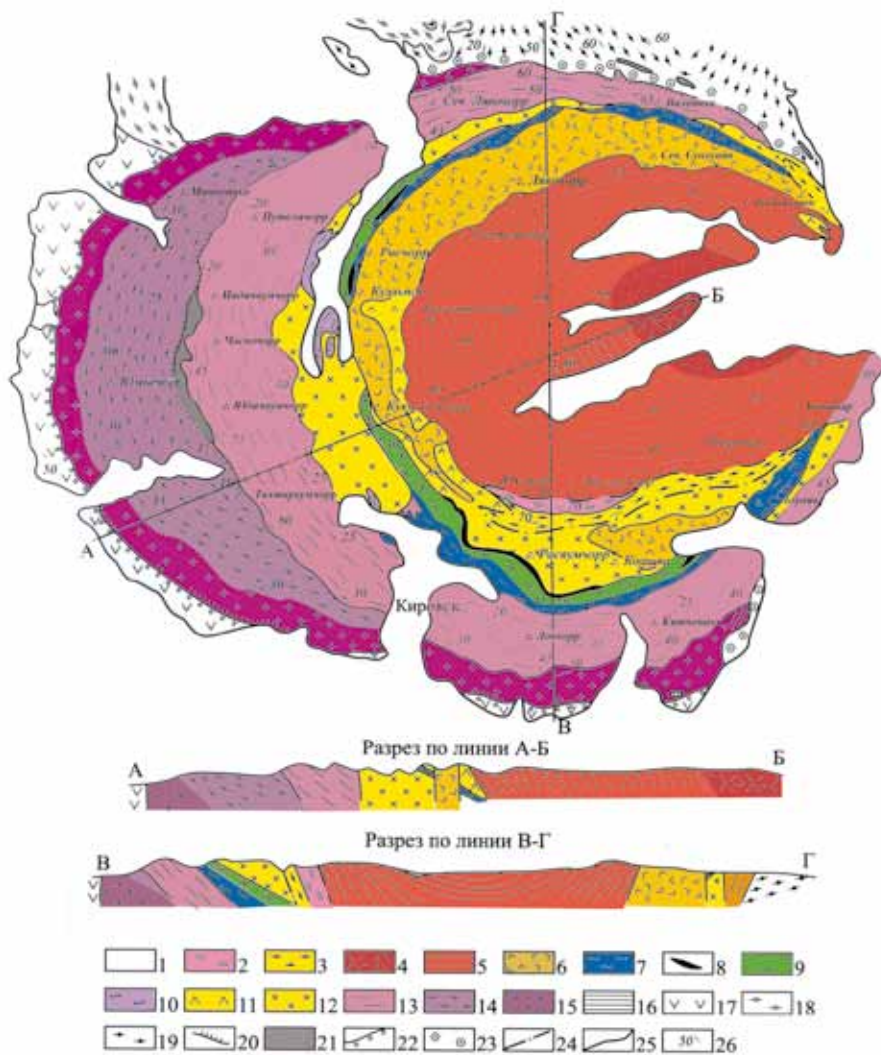


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Хибинского массива по данным С.И. Зака, Е.А. Каменева, Ф.В. Минакова и др. [43].

1 – четвертичные отложения; 2 – мелкозернистые и среднезернистые амфиболо-слюдяно-эгириновые нефелиновые сиениты краевой фации фойяитов; 3 – рихсчорриты порфировидно гнейсовидные; 4 – фойяиты массивные пироксеновые; 5 – фойяиты трахитоидные арфведсонитовые, слюдяные и арфведсонито-эгириновые; 6 – льявочорриты (неравнозернистые нефелиновые сиениты); 7 – трахитоидные мельтейгит-ийолит-уртиты; 8 – апатито-нефелиновые рудные тела; 9 – массивные неравнозернистые уртиты; 10 – малиньиты, луявртиты; 11 – рихсчорриты массивные слюдяные (биотитовые); 12 – рихсчорриты массивные пироксеновые (эгириновые); 13 – хибиниты трахитоидные среднезернистые эгириновые и арфведсонит-эгириновые; 14 – хибиниты трахитоидные грубозернистые; 15 – хибиниты массивные грубозернистые (эгириновые); 16 – ксенолиты ороговикованных пород серии имандра-варзуга в нефелиновых сиенитах; 17 – протерозойские зеленокаменные породы серии имандра-варзуга; 18 – архейские роговообманковые диориты; 19 – архейские биотитовые гнейсы; 20 – приконтактовые нефелиновые сиениты; 21 – ромбен-порфиры ловозерской серии; 22 – фениitizedированные протерозойские породы; 23 – фениitizedированные архейские гнейсы; 24 – границы между субфациями пород; 25 – границы между породами разных интрузивных фаз; 26 – углы падения трахитоидности.

1) В истории щелочного магматизма Хибин выделены три периода, в каждом из которых установлены по две интрузивные фазы, представленные ранней нерасслоенной и поздней чётко дифференцированной, близкими по минеральному составу, времени формирования и условиям залегания (т.е. те же 6 субфаз Н.А. Елисеева). Но фактически подразделений больше: массивные (не расслоенные) хибиниты подразделены на две фации – массивных и грубозернистых трахитоидных хибинитов, пойкилитовые нефелиновые сиениты (не расслоенные) – на три фации: пироксеновых, слюдяных и гнейсовидно-порфиридных рисчорритов, ийолит-уртиты – на три интрузивные субфазы: дорудную (якупирангиты-мельтейгиты-ийолиты-уртиты), рудную (полевошпатовые аналоги мельтейгит-уртитов, с которыми ассоциируют рудные апатит-нефелиновые залежи) и пострудную (ювиты-дуявриты-малиньиты), фойяиты (расслоенные) – на три фации: трахитоидных арфведсонитовых, трахитоидных слюдяных и массивных пироксеновых фойяитов. Среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты (лявчорриты) окончательно исключены из состава фойяитов и выделены в самостоятельную (не расслоенную) интрузивную фазу. Таким образом, деление на кольцевые и конические интрузии потеряло стройность.

2) В отличие от выводов Н.А. Елисеева, щелочные и мелкозернистые нефелиновые сиениты краевой зоны (умптекиты, имандриты, лестивариты, по В. Рамзаю) стали рассматриваться как эндоконтактная фация хибинитов и фойяитов, а не самостоятельная наиболее ранняя интрузия.

3) Щелочные сиенит-порфиры, рассматривавшиеся Н.А. Елисеевым как жильная фация трахитоидных хибинитов (ромбен-порфиры), аналоги лаурвикитов массива Осло в Норвегии, отнесены к ловозёрской свите верхнего девона.

4) Выделена мощная зона тектонитов по рисчорритам и фойяитам – Эвслогчоррская зона смятия.

5) Постмагматические преобразования нефелиновых сиенитов – альбититы и эгирин-альбитовые жилы – выделены в завершающий период формирования массива.

6) Выделен самостоятельный дайковый комплекс, предположительно отнесённый к продуктам регионального платформенного магматизма.

Целесообразно обсудить вопрос о возрасте Хибинского массива. Б.М. Куплетский [74], ссылаясь на определения по гелию Радиевым институтом под руководством В.Г. Хлопина [104], оценивал его как 400-350 млн. лет, что по тогдашним оценкам соответствовало верхнему силуру – верхнему карбону. Датирование А.Н. Криштофовичем отпечатков стволов верхнедевонских растений в ксенолитах кровли в Ловозёрском массиве попадало в эти рамки, хотя они не были надёжными – видовая принадлежность их не была определена, указывалось, что они, возможно, относятся уже к карбону. Определение абсолютного возраста разными методами давало более молодой возраст: Л.В. Комлев и Э.К. Герлинг, гелиевым методом по лопариту – 280 млн. лет [26], Л.В. Комлев, А.Д. Михалевская и С.И. Данилевич, $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ методом по ловчорриту – 290 млн. лет и $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ методом по ловчорриту – 286 млн. лет [56], А.А. Полкановым и Э.К. Герлингом, $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ методом по полевому шпату – 300 млн. лет [88], что позволило А.А. Полканову принять в качестве среднего возраста Хибин 290 ± 10 млн. лет (верхний карбон по шкале Холмса), отделив таким образом молодые герцинские нефелин-сиенитовые интрузивы центрального типа от каледонских щелочно-ультраосновных с карбонатитами. Эти цифры укоренились в литературе, хотя В.А. Кононова и Л.Л. Шанин вскоре установили K/Ar-методом по 11 образцам нефелина из хибинских ийолит-уртитов значительно более древний возраст 386-430 млн. лет [106, 108]. Это существенно «удревняет» Хибин, хотя в литературе указывалось, что нефелин может накапливать в своей структуре «избыточный» Ar [41].

Согласно нашим данным [107, 62], полученным $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ методом для сосуществующих полевого шпата, нефелина, слюды и амфибола из всех главных комплексов массива (57 образцов), «удревнение» возраста Хибин подтверждено. При этом установлено, что радиогенный Ar перераспределяется между минералами в системе: нефелин и амфибол накапливают его относительно слюды, а полевого шпата – теряет. Получены значительные вариации: для нефелина (11 образцов) – 374-550 (± 176), в среднем 430 млн. лет при ошибке определения $\pm (12-14)$ млн. лет, для амфибола (3) – 400-418 (± 18), в среднем 410 млн. лет (ошибка $\pm 12-20$ млн. лет), для биотита (10) – 364-414 (± 50), в среднем 390 млн. лет (ошибка $\pm 11-12$ млн. лет), для полевого шпата (28) – 248-516 (± 268), в среднем 350 млн. лет (ошибка $\pm 8-16$ млн. лет). Мы принимаем средний возраст, близкий к 390 млн. лет, но сомнительно, чтобы он отражал время какого-то «одноактного» образования массива, так как разброс данных значителен и есть значения в 550 млн. лет для нефелина (который может Ar накапливать) одновременно с 516 млн. лет для полевого шпата (который может Ar только терять). Поэтому не исключено, что в пределах массива захвачены более древние образования. Показательно, что возраст массива Соустова, который до того рассматривался как апофиза нефелиновых сиенитов в зеленокаменные породы свиты Имандра-Варзуга, оказался протерозойским [8]. Если исключить anomalously отклоняющиеся значения, то средний возраст по нефелину будет 378 млн. лет, по слюде – 380 млн. лет, а возраста по полевому шпату почему-то дают два максимума – 342 и 293 млн. лет. Причиной выноса Ar может быть фазовый распад в K,Na-полево шпате с его последующей перекристаллизацией в крипто → микропертиты, а также последующее тектоническое воздействие. Но если этим можно объяснить эффект «омоложения» в K,Na-полевых шпатах нефелино-

вых сиенитов, то вариации возрастов в 242-372 млн. лет для К-полевых шпатов рисчорритов объяснить нельзя, приходится принимать их за истинные с неясной причиной.

Более древний средний возраст пород Хибинского массива был подтверждён Rb/Sr-методом Л.Н. Когарко с немецкими коллегами – 365 ± 17 млн. лет [52]. Аналогичные результаты получены сотрудниками ГИ КНЦ РАН, но для апатита, кальцита и бербанкита из карбонатитового штока Хибин тем же методом определены более высокие цифры, а U/Pb-методом для пирохлора из карбонатитов О.Б. Дудкиным определён возраст 398 млн. лет [36]. В связи с этим необходимо сделать некоторые комментарии. Хибинский массив все ещё рассматривается как «единый организм», эволюционирующий из единого магматического очага и, что ещё хуже, Хибин и Ловозеро объединяются в «единый Хибино-Ловозёрский комплекс» [105]. Поэтому определяется *усреднённый* исходный состав хибинской магмы [26, 71, 72, 74, 76, 81], создаются всевозможные «банки данных», в которых один или несколько химических анализов минерала рассматриваются как представители целых массивов («минерал из Хибин», «минерал из Ловозера»), без указания пород, откуда они реально взяты, выявляются *усреднённые* закономерности типа «смены натриевого режима щёлочности калиевым на поздних стадиях эволюции апаитовых комплексов» [84] или «волны возрастающей, а затем понижающейся щёлочности при охлаждении в породах и пегматитах апаитовых комплексов» [105], все нефелиновые сиениты Хибин в угоду какой-то Международной комиссии смешиваются под *усреднённым* названием «фойяиты», после чего невозможно понять, о чём идёт речь [111].

Усреднённые цифры возраста – обобщения того же порядка. Они годятся для «космогонических» исследований, но не для анализа геологии конкретного объекта, в составе которого присутствуют самые различные и не до конца «понятые» образования, и выяснения обстоятельств возникновения в них рудных месторождений. В 1980 г. в Геологическом институте КФ АН предпринята «разбраковка старых геохронологических данных с целью отделения реальных возрастов от кажущихся на основе статистического сопоставления датировок, определённых по разным минералам» и определения Rb/Sr-возрастов и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношений в апатите и сфене [36]. В результате выяснено [69], что Хибин, Ловозеро и массивы щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами Кольского п-ова принадлежат к *единой* формации, соответствующей мегациклу эндогенной активности со *средним* возрастом около 400 млн. лет, что соответствует приведённому выше значению, найденному U/Pb-методом по пирохлору из карбонатита [36]. Все Rb/Sr-возраста (по апатиту) были ниже. Как минералогу автору не понятно, почему этим методом изучается только апатит, а не ассоциация сосуществующих минералов. Ведь при исследовании в Хибинах K/Ar-методом ассоциаций полевого шпата с нефелином, слюдой, амфиболом и пироксеном установлено существенное перераспределение Ar (а возможно и K) в системе [13, 62]. Почему это не может произойти в тех же системах при изучении их Rb/Sr, Sm/Nd, Lu/Hf и другими методами? Тем более что существенное «омоложение» пород, найденное Rb/Sr методом, установлено на Памире. Сопоставление изотопных данных для отдельных комплексов пород (кроме наших данных) – редкость. В этом плане интересны данные Ю.А. Борщевского и др. [19] по изотопии кислорода, показавшие, что в Хибинах от периферии к центру $\delta^{18}\text{O}$ (‰, SMDW) снижается, а потом вновь возрастает: в хибинитах +7.3 (6.8-7.6, 16 обр.), в рисчорритах +6.5 (6.0-6.9, 8 обр.), в ийолитах +6.0 (5.5-6.4, 9 обр.), в фойяитах +6.4 (5.6-6.9, 29 обр.), в карбонатитах $\delta^{18}\text{O} = +9.8$ ‰ [20]. С чем это связано неясно, но отсутствует это пресловутое *среднее*, и отчётливо видна тенденция. По Ю.А. Борщевскому, кислородное облегчение связано с воздействием гидротермальных растворов в породах «центральной дуги».

Одновременно с геологической съёмкой в Хибинах проводились детальные петрологические исследования, а учёные обменивались информацией.

А.В. Галахов рассматривал ромбен-порфиры и ассоциирующие с ними гигантозернистые сиенит-порфиры как первую интрузивную фазу, а последовательность образования пород главных интрузивных комплексов массива – в соответствии со схемой Н.А. Елисеева, хотя пришёл к выводу, что все они внедрились по коническим разломам и частично срезали предыдущие образования с запада на восток [26]. Рисчорриты, ийолит-уртиты и апатито-нефелиновые руды он объединил в единый комплекс, исключив при этом из рисчорритов ювиты Намуайва, Юкспора, Расвумчорра и Эвеслогчорра, развитые (как он считал) в виде пластовой интрузии в ийолит-уртитях, и среднезернистые амфиболо-эпириновые нефелиновые сиениты с пойкилитовой структурой (объединив их с лавочорритами) и выделил две субинтрузии рисчорритов: западную – полнокольцевую и восточную – неполнокольцевую [27]. Нововведением А.В. Галахова было отнесение ксенолитов щелочно-ультраосновных пород – пикрит-порфиритов, перидотитов, нефелиновых и монтичеллитовых пироксенитов с флогопитом, перовскитом и мелилитом, заключённых в нефелиновых сиенитах, к древней трещинной каледонской интрузии, внедрённой по глубинному разлому между породами AR и PR, т.е. герцинские нефелиновые сиениты (по его концепции) заместили каледонские щелочные ультрамафиты [25]. Очевидно, в свете сказанного выше о возрасте Хибин, представления о ксенолитах каледонид должны быть пересмотрены. По современной геохронологической шкале IUCS (1996 г.), возраст 365 млн. лет соответствует верхнему, 380-390 – среднему, 398 – нижнему девону, более 400 млн. лет – силуру. Более поздняя находка хибинских карбонатитов, характерных для щелочно-ультраосновных комплексов, заставляет рассматривать Хибин как более сложный комплекс, в составе которого были нефелиновые сиениты, карбонатиты и щелочные ультрамафиты.

Несомненной заслугой А.В. Галахова стал поворот к минералогии. По крайней мере, разновидности нефелиновых сиенитов (рис. 4) выделены им по минеральному составу: фойяиты – пироксеновые, крупнозернистые лепидомелан-пироксеновые с амфиболом, крупнозернистые амфиболовые с лепидомеланом, среднезернистые амфиболовые, крупнозернистые амфиболовые с эгирином, крупнозернистые амфибол-эгириновые, среднезернистые эгирин-амфиболовые, крупнозернистые эгирин-амфиболовые, крупнозернистые хибинитоподобные эгирин-амфиболовые, в т.ч. краевой зоны – катаклазированные среднезернистые роговообманково-эгириновые, перекристаллизованные порфировидные слюдяные и роговообманково-эгирин-слюдяные, гнейсовидные среднезернистые эгирин-амфиболовые и гнейсовидные мелкозернистые слюдяно-эгирин-роговообманковые и неравномернозернистые нефелиновые сиениты (т.е., ляхочорриты) – крупнозернистые энigmatит-амфиболовые, среднезернистые эгириновые, крупнозернистые эгириновые с амфиболом, крупнозернистые амфибол-эгириновые, среднезернистые амфибол-эгириновые, мелкозернистые амфибол-эгириновые. Надо думать, что не без влияния А.В. Галахова фойяиты на геологической карте Севзапгеологии подразделены на пироксеновые, слюдяные и роговообманковые. К сожалению, далеко не всем наблюдениям и выводам А.В. Галахова можно доверять. Так, описанные им *ксенолиты* рисчорритов в ляхочорритах и фойяитах при нашей перепроверке оказались глыбами, свалившимися вниз с Кукисвумчорра с частью пегматитовой ильменит-цирконовой жилы, вторая половина которой обнаружена нами в рисчорритах выше по склону. Минералогу трудно согласиться также с интерпретацией генезиса рисчорритов, хотя взаимоотношения между минералами показаны в [27] правильно – существенно калиевый моноклинный полевои шпат с $2V = 48-56^\circ$ (который почему-то определён как анортоклаз), иногда в сростании с микроклином с $2V$ от $71-73$ до $81-83^\circ$, резорбирует и замещает более ранний нефелин и другие минералы («эгирин-авгит», «арфведсонит»), образуя пойкилитовую структуру (которую, несмотря на явные признаки замещения, А.В. Галахов интерпретировал как структуру магматической кристаллизации). В то же время пойкилитовую структуру с вкрапленниками нефелина образуют также эгирин и сфен. Вблизи контактов с фойяитами, кроме того, совместно с «анортоклазом» присутствует микроклипертит (по А.В. Галахову, продукт более ранней кристаллизации).

«Аномальный» ход эволюции нефелин-сиенитовой магмы, определивший смену хибинитов рисчорритами, а затем мельтейгит-уртитам, после чего вновь внедрялись нефелиновые сиениты – ляхочорриты и фойяиты, попыталась объяснить Т.Н. Иванова, предложив идею о втором хибинском нефелин-сиенитовом субвулкане [45]. В составе пород Западного субвулкана образовались комплексы: щелочных сиенитов и нефелиновых порфиров → гранитоидных и трахитоидных хибинитов → гранитоидных и трахитоидных рисчорритов → ийолит-уртитов (трахитоидных ийолитов Лявойока, Рисчорра и Куэльпора, массивных мелкозернистых ийолитов, массивных среднезернистых ийолит-уртитов) → апатит-нефелиновых пород → ляхвритов; в составе Восточного субвулкана – комплексы: гранитоидных и трахитоидных фойяитов и среднезернистых эгириновых нефелиновых сиенитов → ийолитов (трахитоидные ийолиты Ньоркпахка, и Суолауйва, массивные среднезернистые полевошпатовые уртиты и ювиты Коашвы) → молодых жильных пород. Интересно, что Т.Н. Иванова не согласилась с С.И. Заком [42] и А.В. Галаховым [27] и рассматривала среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты как краевую фацию фойяитов, ляхвриты – как самостоятельный комплекс (!), ийолит-уртиты разделила на 5 субфаз (3 дорудных субфазы в Западном субвулкане и 2 пострудные – полевошпатовые уртиты и ювиты, в Восточном субвулкане), а образование апатит-нефелиновых пород связывала с самостоятельной интрузией *апатитовой* магмы – высокоподвижной, способной проникать по тонким трещинам, насыщенной летучими компонентами и агрессивной, способной перекристаллизовывать окружающие породы и генетически не связанной с ийолит-уртитам. Т.е., она присоединилась к выводам Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, А.Н. Лабунцова, Б.М. Куплетского, М.П. Фивега, В.И. Володавца, Л.Б. Антонова и Б.М. Мелентьева о существовании апатитовой магмы, в отличие от Н.Н. Гутковой, связывавшей образование апатита с остаточным пегматитовым расплавом, А.С. Амеландова, рассматривавшего апатитовые месторождения как пневматолитово-гидротермальные и С.М. Курбатова, С.С. Курбатова и Л.Л. Солодовниковой, доказывавших образование их из гидротермальных растворов [46]. Т.Н. Иванова была не согласна с метасоматическим генезисом апатитовых руд, хотя наблюдала замещение апатитом эгирин-авгита в линзах мелкозернистого ийолита, а также нефелина с его частичной собирательной перекристаллизацией. Вместе с тем, она признавала метасоматический генезис апатитовых месторождений Поачвумчорра, объяснив их образование как эффект замещения апатитом нефелина и полевого шпата рисчорритов [46].

Как мы могли видеть, все перечисленные и концепции образования пород Хибинского массива – чисто магматические, предполагающие внедрение в той или иной последовательности в виде интрузий отдифференцированного в промежуточном очаге расплава. Но предлагались и метасоматические гипотезы образования ряда специфичных пород, развитых главным образом в «центральной» дуге массива и «вмещающих» апатитовые рудные залежи. Значительную роль в их появлении сыграло широкое применение минералогических методов, недостаточно использовавшихся при проведении геологических и петрологических исследований. Коллективом ленинградских минералогов, изучавшим

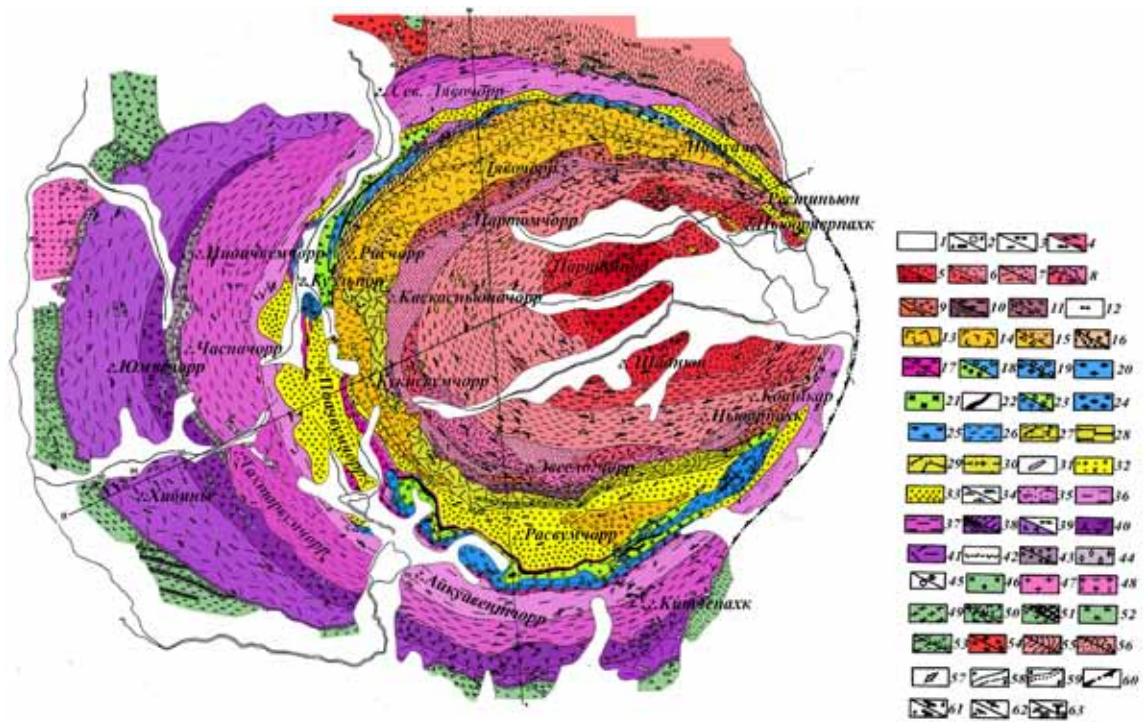


Рис. 4. Структурно-геологическая карта Хибинского массива по А.В. Галахову [26].

1 – четвертичные отложения; 2 – молодые жильные породы (а), трубки взрыва (б); 3 – эгирин-альбитовые жилы (а), щелочные пегматиты (б). 4-9 – Интрузия фойяитов: 4 – жильные (а), порфиroidные альбитизированные (б), 5 – пироксеновые (а), крупнозернистые амфибол-эгириновые (б), 6 – крупнозернистые лепидомелан-пироксеновые с амфиболом (а), среднезернистые трахитоидные амфиболовые, 7 – крупнозернистые амфиболовые с лепидомеланом (а), крупнозернистые амфиболовые с эгирином, 8 – среднезернистые амфиболовые (а), среднезернистые эгирин-амфиболовые (б), 9 – крупнозернистые эгирин-амфиболовые (а), крупнозернистые хибинитоподобные эгирин-амфиболовые (б); 10, 11 – нефелиновые сиениты краевой зоны интрузии фойяитов: 10 – среднезернистые роговообманково-эгириновые катаклазированные (а), порфиroidные перекристаллизованные слюдяные и роговообманково-эгирин-слюдяные (б), 11 – среднезернистые эгирин-амфиболовые (а), мелкозернистые гнейсовидные слюдяно-эгирин-роговообманковые (б). 12-16 – Интрузия неравномернозернистых нефелиновых сиенитов: 12 – жильные неравномернозернистые, 13 – крупнозернистые энigmatит-амфиболовые, 14 – среднезернистые эгириновые, 15 – среднезернистые амфибол-эгириновые (а), мелкозернистые амфибол-эгириновые (б), 16 – крупнозернистые эгириновые с амфиболом (а), крупнозернистые амфибол-эгириновые (б). 17-33 – Интрузия рисчорритов ийолит-уртитов апатито-нефелиновых пород: 17 – дувриты трахитоидные (а), малиньиты трахитоидные (б), 18 – ювиты массивные (а), уртиты трахитоидные (сливные) (б), 19 – ийолиты полевошпатовые трахитоидные (а), уртиты, ийолиты, мельтейгиты трахитоидные (б), 20 – мельтейгиты трахитоидные, 21 – уртиты полевошпатовые неравномернозернистые массивные, 22 – апатито-нефелиновые породы, 23 – уртиты массивные пегматоидные (а), среднезернистые (б), 24 – уртиты полевошпатовые трахитоидные, 25 – ювиты трахитоидные, 26 – ийолиты нерасчлененные; рисчорриты неполнокольцевого тела: 27 – катаклазированные, 28 – гнейсовидно-трахитоидные, 29 – массивные, 30 – приконтактные, 31 – ксенолиты рисчоррита в фойяитах; рисчорриты полнокольцевого тела: 32 – ювиты, 33 – массивные рисчорриты. 34-38 – Интрузия трахитоидных хибинитов: 34 – жильная фация в масштабе (а), вне масштаба (б), 35 – порфиroidные, 36 – крупнозернистые, 37 – среднезернистые, 38 – четко расслоенные (а), мелкозернистые нефелиновые сиениты краевой зоны хибинитов. 39-42 – Интрузия хибинитов: 39 – жильные в масштабе (а), вне масштаба (б), 40 – грубозернистые, 41 – крупнозернистые (массивные и трахитоидные), 42 – приконтактные. 43 – мелкозернистые и среднезернистые нефелиновые сиениты (а) и щелочные сиениты (б) первой интрузивной фазы; 44 – ромбен-порфиры; места выходов и ксенолитов ультраосновные (а) и щелочных пород (б) каледонского возраста. 46-53 – Протерозойские осадочно-вулканогенные породы: протерозойские интрузии: 46 метаперидотиты, 47 – гранофиры, 48 – габбро-диабазы и диабазы, породы серии имандра-варзуга: 49 – зеленые сланцы, 50 – туфобрекчии (а), шаровые лавы (б), 51 – метадиабазы (а), глинистые и углистые сланцы (б), 52 – метадиабазы, 53 – актинолитовые и туфогенные сланцы (а), кварциты и кварцевые песчаники (б). 54, 55 – Архейские метаморфические породы: архейские интрузии: 54 – диориты роговообманковые гнейсовидные (а) и массивные (б), породы кольской серии: 55 – биотитовые гнейсы; 56 – фенигизированные (а) и ороговикованные (б) вмещающие породы; 57 – ксенолиты вмещающих пород в нефелиновых сиенитах; 58 – контакты между интрузиями (а) и между разными субфазами одной и той же интрузии; 59 – границы между сингенетичными породами (а) и с четвертичными отложениями (б); 60 – контакты массива по геофизическим данным; 61 – положение трахитоидности, погружающейся под углом 15-30° (а), 35-65° (б), 62 – положение трахитоидности, погружающейся под углом 65-85° (а), вертикальной (б); 63 – положение линейности и сланцеватости вмещающих пород.

минералогию Кукисвумчорра под руководством С.М. Курбатова [75], было показано, что ричесорриты образовались в результате калишпатизации ийолит-уртитов, апатитовые руды – в результате замещения эгирин-авгита. В основе этих выводов лежали работы Л.Л. Солодовниковой [95], детально изучившей полевые шпаты на этом месторождении. С.А. Руденко [89, 90] показал, что подстилающие руды массивные грубозернистые уртиты образовались в результате перекристаллизации нефелина мелкозернистых ийолит-уртитовых разностей. Причину этих метасоматических изменений исследователи видели в воздействии на ийолит-уртиты щелочных гидротермальных растворов, обогащённых калием и кремнезёмом.

И.П. Тихоненков [99], проведший детальные минералогические исследования пород и пегматитов всего Хибинского массива, показал, что ричесорриты образовались в результате метасоматических замещений нефелиновых сиенитов. Согласно Тихоненкову, гидротермальные метасоматизирующие растворы, обогащённые калием и кремнием, проникли в нефелиновые сиениты по глубинному разлому и вызвали в них ортоклазизацию K,Na-полевых шпатов (пертитов), а вынесенный из пород натрий образовал зоны альбитизации по обе стороны от ричесорритов. Процесс затронул и образование зоны неравномерно-зернистых нефелиновых сиенитов (будущих льявочорритов), преобразовав их в зависимости от исходной матрицы в «хибинитоподобные» и «фойяитоподобные» нефелиновые сиениты. Изучая протяжённые жилы пегматитов в нефелиновых сиенитах, И.П. Тихоненков установил, что в области ричесорритов полевой шпат превращён в ортоклаз, а за её пределами сохранился микроклин-пертит. При дальнейшем развитии замещений вдоль разлома калиевый метасоматоз сменился натриевым, и возникли ийолит-уртиты, а альбитизация сменилась натролитизацией. В соответствии с образованной метасоматической колонкой находится и изменение акцессорной минерализации пород и пегматитов.

Метасоматические изменения установлены и по периферии Хибинского массива. В.Н. Горсткой [29-31] изучена фенитизация AR гнейсов и показана метасоматическая природа умптекитов. Р.П. Тихоненковой [100] изучены фениты по породам регионально-метаморфической толщи свиты Имандра-Варзуга, а также «западной» дуги внутри массива и, в частности, показана высокая степень метаморфизма ромбен-порфиоров. Но «официальная» геологическая наука не спешила обращаться к метасоматическим выводам исследователей, традиционно исповедуя принципы магматической петрологии. Заодно можно отметить и новые данные о конституции «апатитовой магмы», в частности, выводы экспериментаторов о ликвации фосфатсодержащих расплавов на фосфатную и силикатную жидкости [79-80]. Представления о метасоматическом генезисе пойкилитовых нефелиновых сиенитов детально проанализированы нами [13, 15, 62] в соответствии с идеями Д.С. Коржинского [57-59]. Собственную концепцию о природе и последовательности формирования пород массива мы представим в конце статьи.

В 1970-е, вплоть до середины 1980-х гг., благодаря анализу данных, полученных в результате широко развернувшегося поисково-разведочного и структурного бурения, геофизических работ и разбуривания геофизических аномалий в Хибинах, сделано несколько знаменательных открытий. Они сильно изменили существовавшие представления о природе и истории формирования пород массива.

Прежде всего, это неожиданное открытие в районе Тулийдухта хибинских карбонатитов [36]. Вместе с выявленными ранее А.В. Галаховым [25] в нефелиновых сиенитах ксенолитов щелочно-ультраосновных пород в южных эндоконтактах массива, а также в пределах «западной дуги», сложенной ромбен-порфирами, и обнаружение их в ходе бурения на продолжении этой дуги к северу (район Путеличорра). Это показывает, что Хибинский плутон следует рассматривать не только как нефелин-сиенитовый, но как сложный вулканоплутонический комплекс, в составе которого сформировались щелочно-ультраосновные породы, карбонатиты, трубки взрыва, фонолиты, дайки лампрофиоров, тингуаитов и щелочных трахит-порфиоров (рис. 5). Но в отличие от ксенолитов щелочных ультрамафитов в нефелиновых сиенитах, карбонатитовый штوك прорывает фойяиты, т.е. вместе с сопровождающими его дайками является наиболее молодым образованием в Хибинах. Карбонатитовый шток (аномалия 900-1500 м, сам шток – около 800 м) представляет собой карбонатитовую брекчию измененных фойяитов и ийолитов, лампрофиоров, тингуаитов и щелочных трахитов, слюдитов, биотит-кальцитовых, альбит-кальцитовых и пироксен-кальцитовых с апатитом карбонатитов, рассекаемых штокверком поздних мангандоломитовых и мангананкеритовых жил. К северу и западу от карбонатитового штока вскрыты тингуаиты и щелочные трахит-порфиры с ксенолитами измененных фойяитов и лампрофиоров (эруптивная брекчия с тингуаитовым цементом, 300-400 м), рассекаемых жилами карбонатитов. И в ареале окружающих карбонатизированных фойяитов всё это сопровождается серией даек лампрофиоров, тингуаитов, щелочных трахитов и многочисленных альбитовых, эгирин-альбитовых и карбонатных жил.

В связи с находкой карбонатитов, представляющих собой жерловую фацию вулкана, более понятны и находки трубок взрыва с эруптивно-эксплозивными брекчиями на Рестиньоне, Намуайве, Сев. Суолуайве, Оленьем Ручье и развалов эруптивных брекчий в долине р. Майвальтайок и на г. Чирвнюн [54]. Трубки на Намуайве и Сев. Суолуайве прорывают трахитоидные ийолиты и содержат ксенолиты ийолитов, нефелиновых сиенитов, брекчию оливинового пикритового порфирита, слюдяного

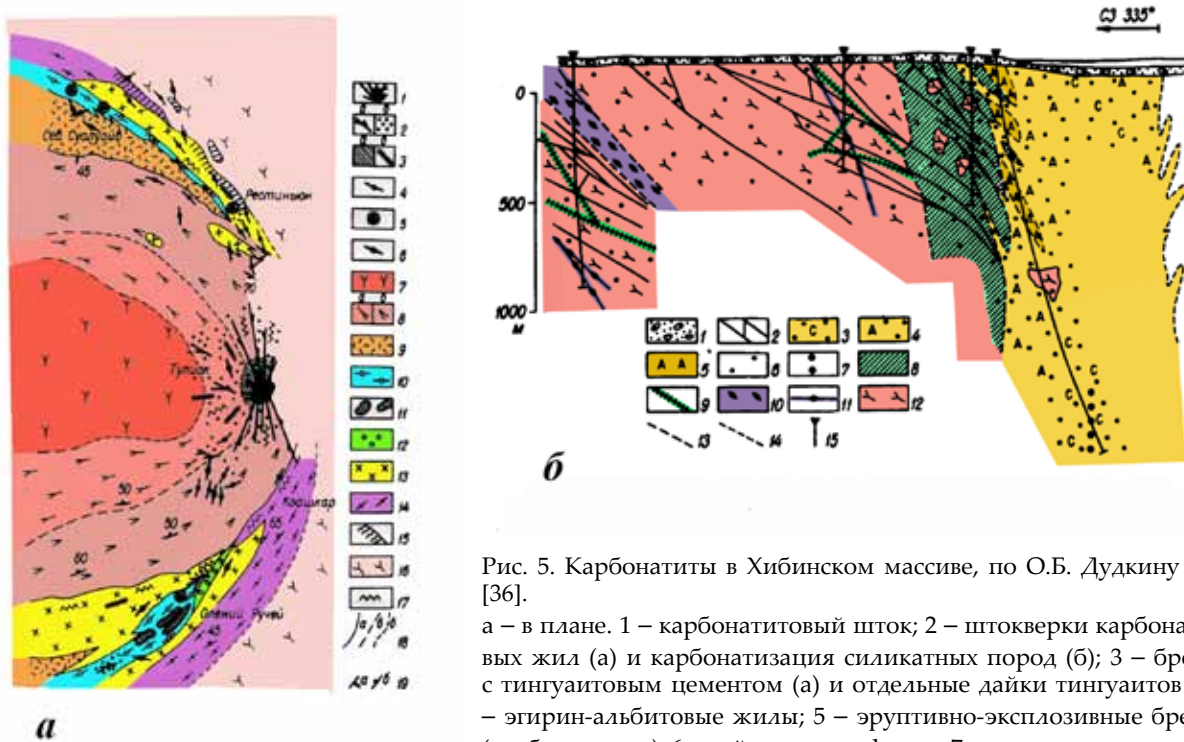


Рис. 5. Карбонатиты в Хибинском массиве, по О.Б. Дудкину и др. [36].

а – в плане: 1 – карбонатитовый шток; 2 – штокверки карбонатитовых жил (а) и карбонатизация силикатных пород (б); 3 – брекчия с тингуаитовым цементом (а) и отдельные дайки тингуаитов (б); 4 – эгирин-альбитовые жилы; 5 – эруптивно-эксплозивные брекчии (трубки взрыва); 6 – дайки лампрофиров; 7 – массивные эгириновые фойяиты; 8 – трахитоидные фойяиты: эгирин-арфведсонитовые (а) и арфведсонитовые (б); 9 – ливчорриты (среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты); 10 – ийолиты трахитоидные; 11 – апатито-нефелиновые породы; 12 – уртиты массивные; 13 – рисчорриты; 14 – хибиниты трахитоидные; 15 – щелочные и нефелиновые сиениты краевой зоны массива; 16 – фенитизированные гранито-гнейсы архея; 17 – зоны смятия и катаклаза; 18 – границы пород: интрузивные (а), петрографических разностей (б) и предполагаемые (в); 19 – элементы залегания: контактов (а), трахитоидности и полосчатости (б). б – в разрезе: 1 – четвертичные отложения; 2 – карбонатные жилы в силикатных породах; 3 – карбонатитовая брекчия с преобладанием биотит-кальцитовых карбонатитов и слюдитов; 4 – карбонатитовая брекчия с преобладанием альбит-кальцитовых карбонатитов; 5 – кальцит-альбитовые породы; 6 – наложенная карбонатизация силикатных пород; 7 – пироксен-кальцитовые карбонатиты, обогащенные апатитом; 8 – тингуаиты, брекчирующие фойяиты; 9 – дайки тингуаитов; 10 – мощная дайка лампрофира, брекчирующая фойяит; 11 – мелкие дайки лампрофиров; 12 – фойяиты; 13 – условные границы пород; 14 – проблематичные границы штока карбонатитовой брекчии; 15 – буровые скважины.

пикритового порфирита и щелочного сиенита, а во второй трубке, кроме того – ксенолиты апатитизированной флогопит-амфиболовой (паргасит) породы и пироксениты, характерные для ксенолитов щелочных ультрамафитов в нефелиновых сиенитах. Порода прорвана прожилками кальцита с баритом и стронцианитом. Оливин цемента брекчии соответствует маложелезистому хризолиту (10 % фаялита), а пироксен – хромдиопсиду (5 % геденбергита).

Находка карбонатитов поставила вопрос о генетической связи апатито-нефелиновых месторождений Хибин с карбонатитовыми эманациями, но этому противоречил антогонизм K_2Na -аппаитовой минерализации хибинских руд с Са-минерализацией в карбонатитах. Поэтому, если в Хибинах и есть апатитовые тела карбонатитового генезиса, то это особый тип, отличный от классических хибинских руд [36]. Если же связывать с карбонатитами образование не только многочисленных альбититов, но и жил эндогенной соды [94], то в «содовых горизонтах», подстилающих рудные тела массивных уртитов, как раз и наблюдается наиболее богатая ассоциация «ультрааппаитовых» минералов [105]. С другой стороны, ассоциацию апатита с нефелином, эгирин-диопсидом, сфеном и титаномagnetитом вряд ли можно интерпретировать как аппаитовую.

О.Б. Дудкин и др. [35] предложили оригинальную гипотезу образования хибинских апатитовых месторождений в процессе ассимиляции, частичного плавления, перекристаллизации и замещения ийолит-уртитов ранее существовавшего в пределах Хибин щелочно-ультраосновного массива под воздействием нефелин-сиенитовой магмы и переноса фосфора в тектонически подготовленные для этого участки пород. Авторы согласились с тем, что наиболее ранними апатитовыми рудами являются их линзовидно-полосчатые разновидности, по отношению к которым массивные уртиты, ювиты и рисчорриты являются более поздними образованиями, так как брекчируют их и содержат в виде угловатых ксенолитов. Установлено также, что рисчорриты содержат крупные блоки ийолитов и уртитов, которые невозможно представить себе в виде интрузивных жил. Линзочки мелкозернистого ийолита в апатитовой руде, таким образом, являются наиболее ранними образованиями. В качестве аргумен-

тов возможного преобразования щелочно-ультраосновного массива в мельтейгит-уртиты хибинского типа авторы приводят сходство химических составов (единых рядов) нефелинов, пироксенов и апатитов между йолит-уртитами и апатит-нефелиновыми породами Хибин, с одной стороны, и щелочно-ультраосновными породами, с другой (рис. 6), а также наличие в хибинских апатито-нефелиновых рудах аксессуарного перовскита, типичного для скарнированных и перекристаллизованных пород ультраосновных массивов. Расчёты показывают [33], что при исходном среднем содержании в породах гипотетического щелочно-ультраосновного массива элементарного фосфора 0.57 мас. % путём его перераспределения в современном объёме хибинских ийолитов-уртитов-ювитов можно сформировать апатитовые месторождения с содержанием его около 8 мас. % (14 % P_2O_5). Эта гипотеза допускает существование преобразованных реликтов щелочно-ультраосновных пород в других районах Хибинского массива (в хибинитах и фойяитах) на глубине. С аналогичной гипотезой генезиса мелкозернистых меланократовых мельтейгит-уртитов за счёт преобразования древних щелочных ультрамафитов под влиянием нефелин-сиенитовой магмы – их перекристаллизацией или фенитизацией (ийолитизацией, нефелинизацией) ранее выступал А.С. Бородин [53].

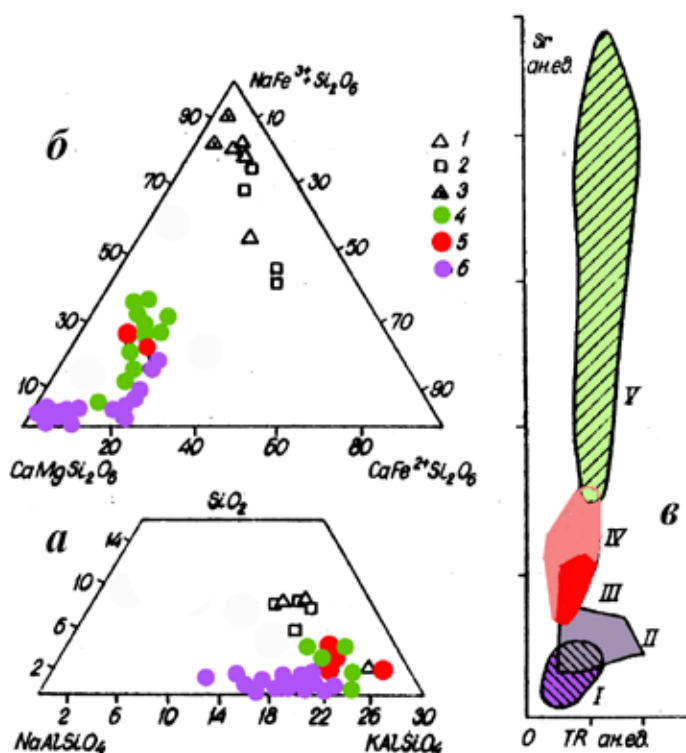


Рис. 6. Сопоставление химического состава нефелина (а), пироксенов (б) и содержания редкоземельных элементов в апатитах (в) в породах Хибинского массива и в мельтейгит-ийолитах массивов щелочно-ультраосновной формации, по О.Б. Дудгину и др. [34].

а, б: 1 – хибиниты; 2 – фойяиты; 3 – рисчорриты; 4 – ийолит-уртиты; 5 – апатито-нефелиновые породы линзовидно-полосчатой и сетчатой текстуры в Хибинах; 6 – мельтейгит-ийолиты щелочно-ультраосновных массивов. в: выделены поля апатитов из карбонатитов и камафоритов (I) и мельтейгит-ийолитов (II) массивов щелочно-ультраосновной формации; линзовидно-полосчатых и сетчатых хибинских апатито-нефелиновых руд (III); прочих разновидностей апатитовых руд Хибинского массива (IV); ийолит-уртитов, нефелиновых сиенитов и щелочных пегматитов Хибин.

Позднее О.Б. Дудкин и др. [34] настаивали на более древнем возрасте хибинских мельтейгит-уртитов и их возможном генезисе в результате преобразования реликтов щелочно-ультраосновных пород в нефелиновых сиенитах. Была показана идентичность геологической позиции «центральной» и «западной» дуги, сложенной роговиками и ромбен-порфирами. В результате сделан вывод об эволюции магматизма от ультраосновного к фойдолитовому и затем к нефелин-сиенитовому, а на заключительных стадиях вновь к щелочно-ультраосновному (карбонатиты, дайки).

Альтернативной была гипотеза И.И. Перекреста и В.В. Смирнова [85], сформулированная на основе анализа апатитового месторождения Снежный цирк, проведённого при активном участии И.А. Зотова [44]. Она также основана на выводе о древнем возрасте хибинских мельтейгит-уртитов, захваченных в виде реликта в нефелиновых сиенитах, и более молодом возрасте массивных уртитов, ювитов, рисчорритов, а также апатито-нефелиновых пород – новообразований в них. Но эти преобразования происходят под влиянием флюидов, отщеплённых от нефелин-сиенитовой магмы, т.е. метасоматическим путём, в ходе фенитизации мельтейгит-уртитов (метасоматиты магматической стадии).

Интенсивное бурение пород «центральной дуги» привело к значительному прогрессу в понимании ее строения. Важнейшим стало заключение о том, что надрудная и подрудная толщи мельтейгит-уртитов представляют собой единый ритмично расслоенный дифференцированный комплекс мелко-среднезернистых трахитоидных мельтейгит-ийолит-уртитов [6, 97]. Этот вывод сразу привлек внимание исследователей, которые поспешили дать ему объяснение.

С.М. Кравченко и др. [63-68] пришли к выводу, что дифференциация расплава на мельтейгиты, ийолиты и уртиты происходила уже после внедрения интрузии в нефелиновые сиениты *in situ*, путём

кристаллизационной или гравитационно-кристаллизационной дифференциации. По распределению Sr и REE в аксессуарном и рудном апатите, сфене и пироксене, V в титаномагнетите выявлена скрытая расслоенность пород, выражающаяся в последовательном обогащении минералов микроэлементами от лежащего к висячему боку интрузии. Закономерности описываются логнормальными и нормальными уравнениями с высокой степенью корреляции и согласуются с представлениями Л. Уэйджера и Г. Брауна [100] о «направленной кристаллизации расплава». Поскольку принимается, что коэффициенты распределения микропримесей между минералами и расплавом меньше единицы, и эти элементы накапливаются в остаточных расплавах (если система закрытая), то это должно указывать на последовательную кристаллизацию мельтейгит-уртитовой толщи снизу вверх. Исследователей не смущает, что слоистость в этих породах лежит не горизонтально, как это обычно имеет место в расслоенных породах [102], а падает к центру массива под углом от 15-30 до 40-50°. Полагают, что это нарушение вызвано последующим опусканием вдоль кольцевого разлома. В более поздней работе [63] приведены дополнительные данные о последовательном обогащении снизу вверх сфена Nb и Zr, нефелина – Ga, титаномагнетита – Fe при обеднении его Ti и V (в отличие от предыдущих данных), а также об обеднении пироксена – V. Это позволило авторам «уверенно» объединить все породы от субфазы I к III в «единую петрогенетическую систему» и (используя модель направленной кристаллизации), рассчитать «комбинированные коэффициенты распределения» для данных элементов с учётом «трендов эволюции апаитовых расплавов» и изменения их активности в соответствии с принципом Д.С. Коржинского [57] о кислотно-основном взаимодействии компонентов в расплавах. Но при этом было установлено странное выпадение из данной последовательности уртитов, что нашло объяснение в резком изменении физико-химических условий во время кристаллизации фосфатно-силикатного расплава, относительно обогащённого Sr и REE, когда комбинированные коэффициенты распределения для Sr и REE стали больше единицы. Полагают, что это привело к временному обеднению этими элементами минералов уртитов в ходе последующей кристаллизации уртитового расплава.

Выводы данных исследователей интересны, но есть претензии к использованной ими методике, поскольку положение исследуемых образцов определялось в так называемом «нормальном обобщённом разрезе» мельтейгит-уртитов, мощность которого условно приравнивалась единице, независимо от реальной мощности сопоставляемых пород и реального строения толщи (из которой могли выпасть отдельные пачки). Так или иначе, авторы считают «доказанным», что мельтейгит-уртитовая толща представляет собой «расслоенную интрузию», и никакие метасоматические или ликвационные процессы в ней не имели место.

Согласно А.А. Арзамасцеву и др. [5], в расслоенных мельтейгит-уртитах выделяется «верхняя зона» среднезернистых трахитоидно-порфиroidных (вкрапленники нефелина) мезократовых (полевошпат-содержащих) ийолитов (пачка IA, ~150 м) и мелкозернистых трахитоидных мезократовых сфеновых ийолитов (пачка IB, ~40-80 м), «средняя зона» (~150-180 м) с четырьмя пачками (II A-Г), две из которых (IIA, IIG) наиболее дифференцированы с ритмами (снизу вверх) линзовидно-полосчатого (линзочки ийолита) и такситового (прорастание нефелина и пироксена) мельтейгита, сменяющегося равномернозернистым мельтейгитом, постепенно переходящим в мезократовый ийолит и в трахитоидно-порфиroidный уртит, а две (IIB, IIV) – менее дифференцированы, состоят из среднезернистых трахитоидно-порфиroidных и мелкозернистых трахитоидных мезократовых ийолитов, и «нижняя зона» (~200-250 м) среднезернистых (пачка IIIA) и мелкозернистых мезократовых (полевошпатсодержащих) ийолитов (пачка IIIB).

Но В.И. Ноздря [83], работавший в СЗ секторе ийолит-уртитовой дуги, установил, что суммарная мощность расслоенных пород ~1000 м, и выделил в «верхней зоне» 5 горизонтов, из которых 2 и 4 (снизу вверх) менее мощные (~35 и 35-45 м), но более дифференцированные, с тремя ритмами, в каждом из которых (снизу вверх) трахитоидные уртиты сменяются ийолитами, а затем мельтейгитами. Кроме пироксеновых пластов, широко распространены амфиболовые и лепидомелановые, а кроме сфеновых слоев – титаномагнетитовые. В «нижней зоне» (~600 м) установлено 3 горизонта: мелкозернистые трахитоидные ийолиты сменяются трахитоидно-порфиroidными и вновь трахитоидными ийолит-уртитами. «Средняя зона» сложена в основном грубозернистыми уртитами и апатито-нефелиновыми породами (т.е. на эту часть дифференцированной толщи наложены породы комплекса Б), но среди массивных грубозернистых уртитов наблюдались пропласты мелкозернистых мельтейгит-уртитов, как лейкократовых, так и меланократовых (в нижней части зоны, ~50-200 м), а под сетчатыми и линзовидно-полосчатыми апатитовыми рудами установлены не грубозернистые уртиты (как принято считать), а линзовидно-полосчатые ийолит-уртиты (с линзочками мелкозернистого ийолита в среднезернистом уртите), обогащённые апатитом.

Детальное повторное минералого-петрологическое исследование мельтейгит-уртитов «центральной дуги» выполнено Т.Н. Ивановой и А.А. Арзамасцевым и др. [4-6, 47-48], показавшими, что на основании химического состава породообразующих минералов и структурно-текстурных особенностей они уверенно могут быть разделены на два комплекса: «ранних, дифференцированных мелко/среднезернистых трахитоидных мельтейгит-уртитов» и «поздних грубозернистых массивных урти-

тов», причём последние могут быть объединены в один комплекс с близкими по химизму, структуре и типоморфным особенностям минералов полевошпатовыми уртитам, ювитами и рисчорритами. Если первые близки к обычным щелочно-ультраосновным породам, хотя и в наибольшей степени обогащены Na и Fe (с высокими коэффициентами апатитности), то вторые – специфические полевошпатосодержащие гигантозернистые породы, со своеобразной пойкилитовой структурой, существенно обогащенные K и Si. Они рассматриваются как последовательно внедрившиеся интрузивные породы, сформировавшиеся в самостоятельном магматическом очаге путём направленной кристаллизационной дифференциации: уртиты → полевошпатовые уртиты → ювиты → рисчорриты в соответствии с экспериментальными данными Л.Н. Когарко с соавторами [53], при которых мельтейгит-уртитовый расплав в ходе кристаллизации эволюционирует в сторону обогащения остаточной жидкости полевошпатовым (альбитовым) компонентом. Сомнительно, что это могло привести к образованию столь огромного объёма расплава, из которого сформировались рисчорриты, состоящие в основном из полевого шпата, к тому же не альбита и не K-Na, а практически чисто калиевого.

Идеи кристаллизационной дифференциации, объясняющие повсеместно наблюдаемую неомогенность хибинских пород, в это время захватили многих исследователей. А.В. Галахов [28], наблюдая пологую слоистость (трахитоидность) пород относительно крутых контактов субинтрузий в массиве, пришёл к выводу об их образовании в результате многостадийной магматической и кристаллизационной дифференциации. Именно поэтому в экзоконтактах массива проявлена слабая фенитизация окружающих пород (а не «сухость» магмы). Именно поэтому породы с резкими «интрузивными» контактами (например, интрузия рисчорритов-ийолит-уртитов-апатито-нефелиновых пород, считавшихся разновозрастными) на самом деле являются сингенетичными, слоистыми, на что указывал М.М. Калинин [49]. Предполагается, что на глубоких горизонтах интрузии могут быть слепые апатитовые рудные залежи, ассоциирующие с соответствующими дифференциатами этих пород. Расслоенной является также интрузия трахитоидных хибинитов, в которой в качестве меланократовых дифференциатов установлены малиньиты и уртиты. Следовательно, поиски апатитовой минерализации можно продолжить и в них.

В 1979-1983 гг. геологами и геофизиками ЦКК ГРЭ ПГО «Севзапгеология» (О.Л. Сняtkова, Н.И. Пронягин, Т.М. Маркитахина и др.) проведено геологическое изучение массива в м-бе 1:50000 с обобщением геолого-геофизической информации (гравиметрической, сейсморазведочной и магнитометрической) съёмки, дешифрированием аэрофотоснимков и контрольными маршрутами «методом десантирования с вертолётa». В результате опубликована новая геологическая карта (рис. 7) с нанесением разрывных нарушений, карбонатитов и трубок взрыва и расчётные геолого-геофизические разрезы глубиной до 5 км. В интерпретации О.Л. Сняtkовой и др. [93] всё многообразие хибинской геологии сведено к трём интрузивным фазам: 1) слабонерасчлененных апатитовых нефелиновых сиенитов – хибинитов, лавочорритов и фойяитов (единая интрузия), 2) чётко расчлененных рисчоррит-ийолит-мельтейгитов, апатито-нефелиновых руд и сопровождающих их гибридных пород, и 3) карбонатитов и лампрофиров. Наибольшее внимание уделено фазе 2, в составе которой выделяются 5 тел: 1-2) Главная интрузия с промышленными апатитовыми месторождениями (два тела), 3) Путеличоррская интрузия, секущая трахитоидные хибиниты – апофиза Главной, сочленяющейся с ней на глубине в районе месторождений Партомчорр, Апатитовый цирк, Кукисвумчорр и на севере Хибин, 4) Гольцовская интрузия – также апофиза, сочленяющаяся с Путеличоррской на поверхности в районе г. Путеличорр и на глубине в районе г. Юдичвумчорр, 5) Имандровская интрузия – возможно, сочленяющаяся с Путеличоррской только на ЮВ. В составе Путеличоррской интрузии авторы нашли ийолиты и мельтейгиты с апатито-сфеновой минерализацией, якупирангиты, шонкиниты, меланократовые породы с псевдолейцитом типа фазинита, фонолиты, ромбен-порфиры, малиньиты, ювиты. По их мнению, она возникла в результате дифференциации магмы, а её более молодой возраст доказывается более крутыми контактами относительно трахитоидности хибинита. Большая её часть не выходит на поверхность и геофизическими методами наибольшая мощность 1000-1500 м фиксируется на юге массива под г. Айкуайвентчорр. В составе Гольцовской интрузии протяжённостью 15 км установлена брекчия перилотитов, оливинитов, ийолитов и мельтейгитов с апатито-сфеновой минерализацией, шонкинитов и ромбен-порфиры, сцементированные урритами, ювитами и нефелиновыми сиенитами. В составе Имандровской интрузии установлены микрогабронориты, ийолиты, мельтейгиты, оливиновые шонкиниты и среднезернистые нефелиновые сиениты. Авторы полагают, что рисчорриты являются верхней частью расчлененного дифференцированного комплекса, кристаллизовавшегося сверху вниз (в противоположном направлении, чем найдено С.М. Кравченко с соавторами), что доказывается их постепенными переходами к урритам через ювиты.

Вместе с тем очевидно, что геолого-геофизические работы не сопровождались минералогическими исследованиями, а многочисленные данные других исследователей были проигнорированы, что сказалось на выводах о природе и последовательности формирования пород массива. По нашему мнению, концепция, предложенная О.Л. Сняtkовой и др., является шагом назад.

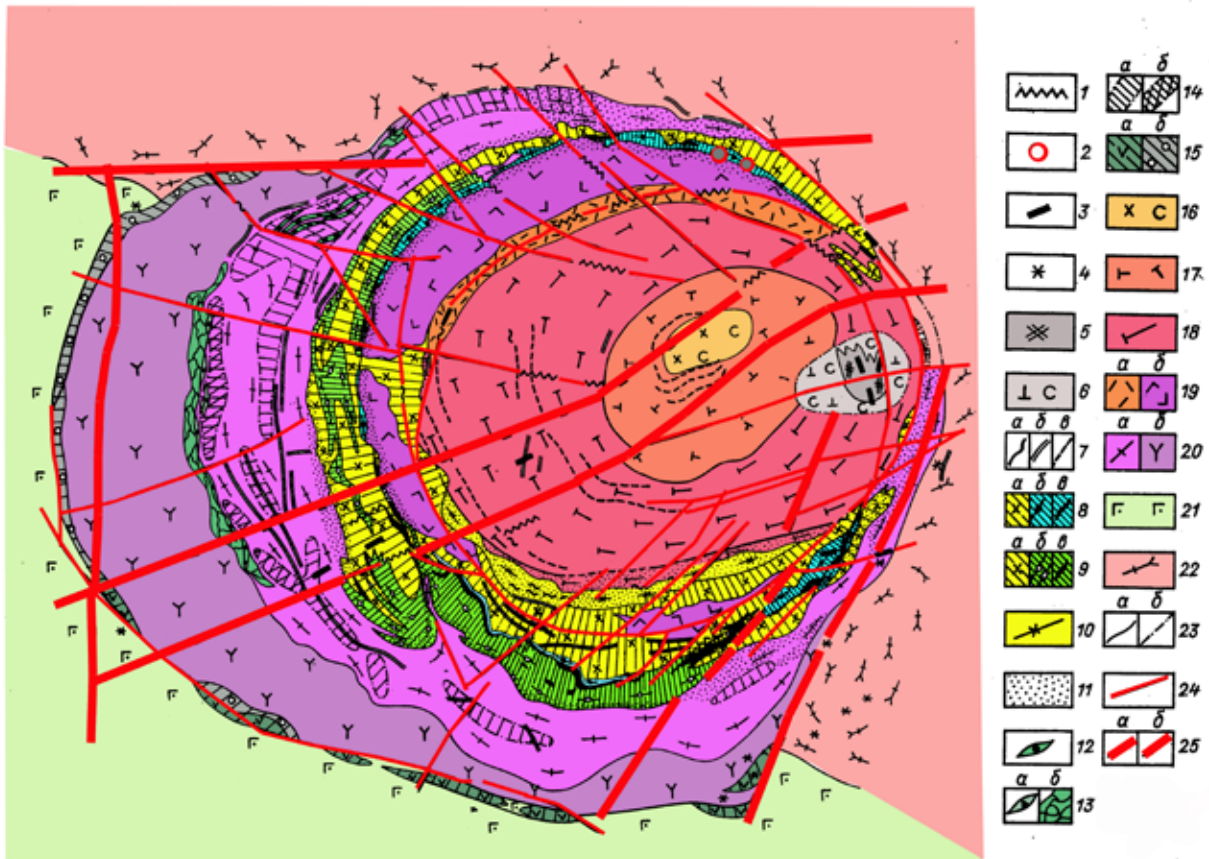


Рис. 7. Геологическая схема Хибинского массива, составленная по материалам геологического доизучения О.Л. Сняtkовой и др. [93].

3-фаза – карбонатитовый комплекс: 1 – катаклазиты и брекчии; 2 – взрывные брекчии с цементом пикритового порфирита (трубка взрыва); 3 – пикритовые порфириды, мончикиты, альнеиты и др. (дайки); 4 – ультраосновные породы (мелкие тела и дайки); 5 – карбонатиты и альбититы; 6 – предполагаемые карбонатные и карбонатно-силикатные породы с содовой минерализацией и содалитсодержащие нефелиновые сиениты. 2-фаза – комплекс нефелиновых сиенитов – уртитов-ийолитов-мельтейгитов: 7 – жилы и дайки (а – апатито-нефелиновые и апатито-сфеновые руды, б – габбро-эссекситы, лувяриты, уртиты, ийолиты, мельтейгиты, в метасоматиты меланократовые, а также сиенит-метасоматиты). Главная продуктивная интрузия: 8 – вторая субфаза (а – ричесорриты, б – уртит-ийлит-мельтейгиты, в – апатито-нефелиновые руды); 9 – 1 субфаза (а – ричесорриты, б – уртит-ийолиты, в – апатито-сфеновые руды); 10 – ричесорриты гнейсовидные; 11 – породы зоны контакта Главной интрузии, кристаллизующиеся из палингенных и гибидных расплавов. Сателлитовые тела и апофизы Главной интрузии: 12 – Путеличоррская интрузия: ийолиты, мельтейгиты с апатито-сфеновой минерализацией и другие оруды; 13 – Гольцовская интрузия (а – ийолиты, мельтейгиты с апатито-сфеновой минерализацией, б – крупноглыбовая брекчия, состоящая из обломков мезо-меланократовых пород и ювитового цемента); 14 – локальные положительные гравиметрические аномалии, фиксирующиеся на глубине (а – породы Путеличоррской интрузии, б – породы Гольцовской интрузии); 15 – Имандровская (периферическая) интрузия (а – микрогаббро-нориты, ийолиты, мельтейгиты, оливиновые шонкиниты, б – среднезернистые нефелиновые сиениты). 1-фаза – комплекс слабо-расслоенных нефелиновых сиенитов: 16 – фойяиты пироксеновые, содалит-канкринитовые, «ричорритоподобные»; 17 – фойяиты массивные с серым полевым шпатом; 18 – фойяиты трахитоидные с белым полевым шпатом; 19 – лявочорриты (а – «фойяитоподобные» альбитизированные; б – «хибинитоподобные» измененные, претерпевшие частичное повторное плавление); 20 – хибиниты (а – трахитоидные, б – массивные). Породы обрамления: 21 – осадочно-вулканогенные породы Имандра-Варзугской зоны с интрузиями измененных габброидов; 22 – гнейсы Кольской серии с интрузиями плагиогранитов-диоритов; 23 – границы между разновозрастными образованиями (а – установленные, б – предполагаемые). Разрывные нарушения: 24 – продольные, диагональные и поперечные нарушения, связанные со становлением пород 3-й и 2-й фаз; 25 – глубинные разрывы, проявленные в породах фундамента и массива (а – с наклонным сместителем, б – вертикальным).

С другой стороны, чрезвычайно важно, что в результате детального поисково-разведочного бурения в районе «центральной дуги» и разбуривания геофизических аномалий в хибинитах на р. Белой, Путеличорре и др. были подтверждены робко высказывавшиеся ранее выводы о более позднем образовании всех нефелиновых сиенитов (хибинитов, лявочорритов, фойяитов) относительно мельтейгит-уртитов дифференцированного комплекса [85, 97]. Установлено, что расслоенные породы являются не интрузией

в нефелиновые сиениты, а захвачены ими в виде гигантского ксенолита, аналогичного по геологической позиции ксенолиту палеовулканитов и щелочных ультрамафитов «западной дуги», зажатого в хибинитах. Относительно грубозернистых образований – массивных уртитов, ювитов и рисчорритов – получены веские доказательства не только их более позднего образования, но и метасоматической природы, сопровождающейся интенсивной собирательной перекристаллизацией [89-91, 96, 98]. Таким образом, Хибинский массив представляет собой сложный «вулcano-плутонический комплекс» с интенсивно проявленными процессами преобразования ранних пород [13, 15].

Л.Н. Когарко [50] опубликовала свои представления о генезисе апатитовых магм и происхождении хибинских апатитовых месторождений. В частности, она распространила идею Т.Н. Ивановой [46] о разделении апатитовых и уртитовых (нефелиновых) прослоев в апатит-нефелиновой руде путём гравитационно-кинетической дифференциации на образование апатитовых месторождений в целом, с отделением апатитовой руды путём всплывания более тяжёлых, но мелких зёрен апатита и пироксена, от подстилающего массивного грубозернистого уррита, с осаждением зёрен более лёгкого, но более крупного нефелина (по закону Стокса) [50, 51]. Эту модель она подкрепила данными гранулометрического анализа и типохимизма минералов, показав, что химический состав нефелина при этом не меняется (что позволяет рассматривать его только как кумулят), хорошо образованный пироксен мелкозернистых ийолитов, сетчатых и линзовидно-полосчатых руд имеет существенно диопсид-геденбергитовый состав (кумулят), в то время как плохо образованный (интерстиционный) пироксен массивных подстилающих уртитов и богатых руд значительно обогащён акмитовой составляющей (интеркумулят), что указывает на его кристаллизацию из остаточной жидкости, меняющей свой состав в ходе кристаллизационной дифференциации при снижении температуры [51]. Гравитационно-кинетическая модель, по мнению Л.Н. Когарко, подтверждается изменением состава апатита с обогащением его вверх по разрезу апатитоносной интрузии Sr и REE.

Доизучение системы нефелин-диопсид-apatит [53] показало, что состав ийолитового расплава дорудной и пострудной субфаз скорее всего попадает в поле пироксена, а не нефелина, следовательно, первым должен был кристаллизоваться пироксен. По уточнённым представлениям, дифференциация исходного расплава шла в «промежуточном» очаге, из которого в первую фазу внедрился мельтейгит-ийолитовый меланократовый расплав, из него путём направленной кристаллизации *in situ* сформировались «дорудные» и «пострудные» мельтейгит-уртиты. Остаточный расплав в «промежуточном очаге» смещался в сторону увеличения кремнекислотности, т.е. обогащения нефелиновым (как считают авторы, «альбитовым») компонентом, а во вторую фазу в уже закристаллизовавшуюся толщу слоенных мельтейгит-уртитов был интродуцирован новый расплав, из которого путём гравитационно-кристаллизационной дифференциации (с участием конвективных потоков в магме) сформировались апатит-нефелиновые залежи и подстилающие грубозернистые уртиты. В поддержку этой гипотезы говорит приуроченность уртитов к системе ранних крутопадающих (к центру массива) разломов в породах «центральной дуги» в «зоне главного рудоконтролирующего разлома Хибин» [22, 23], пересечение телами уртитов слоистости «дорудных» и «пострудных» мельтейгит-уртитов [73]. Одновременно установлено, что размещение апатитовых залежей контролируется более подними разломами этой «зоны».

Заметим, что «интерстиционный» пироксен в грубозернистых урритах обычно образует пойкилокристаллы, аналогичные пойкилообластам адуляроподобного ортоклаза в полевошпатовых урритах, ювитах и рисчорритах [11, 13, 95]. Такие же формы часто имеют сфен и титаномагнетит. Кроме того, пироксен часто оказывается неоднородным – зёрна высокомагнезиального эгирин-геденбергит-диопсида насквозь пронизаны игольчатым эгирином, что указывает на необычные условия их формирования [15]. Наличие в грубозернистых массивных урритах линзовидных обособлений мелкозернистых ийолит-уртитов (рассматриваемых как «реликты») послужило основанием гипотезы их формирования путём перекристаллизации мелкозернистых пород мельтейгит-уртитовой дуги [89-91, 96, 98].

Чрезвычайно важным было открытие в Хибинах калиевого аналога нефелина – кальсилита [13, 15, 17, 18], аномального для натриевых апатитовых нефелиновых сиенитов. Во-первых, оно объяснило ненормально высокое содержание калиофилитовой (кальсилитовой) молекулы в составе нефелина, во-вторых, остро поставило проблему хибинского кальсилита. Если его образование в рисчорритах ещё можно было объяснить с магматических позиций в результате дифференциации магмы в каком-то аномально обогащённом К промежуточном очаге, то обнаружение кальсилита в ювитах, полевошпатовых урритах и даже апатито-нефелиновых рудах – существенно Na породах – не поддаётся объяснению. В этих породах он замещает нефелин [2]. Кальсилит в Хибинах является таким же индикатором метасоматического генезиса, как адуляровидный существенно К структурно-неупорядоченный ортоклаз [16]. Вместе с тем не исключено, что в аномально богатых К породах кальсилит может образоваться в результате фазового распада первичного лейцитита (эпилейцит), и в дифференцированной мельтейгит-уртитовой толще действительно присутствуют линзы (например, в скв. 541) с очень высокой концентрацией кальсилитовых симплектитов [13, 15] (рис. 8). Вряд ли такими породами являются более меланократовые участки в рисчорритах, о которых писали П.Ю. Плечов и Н.С. Серебряков [86].

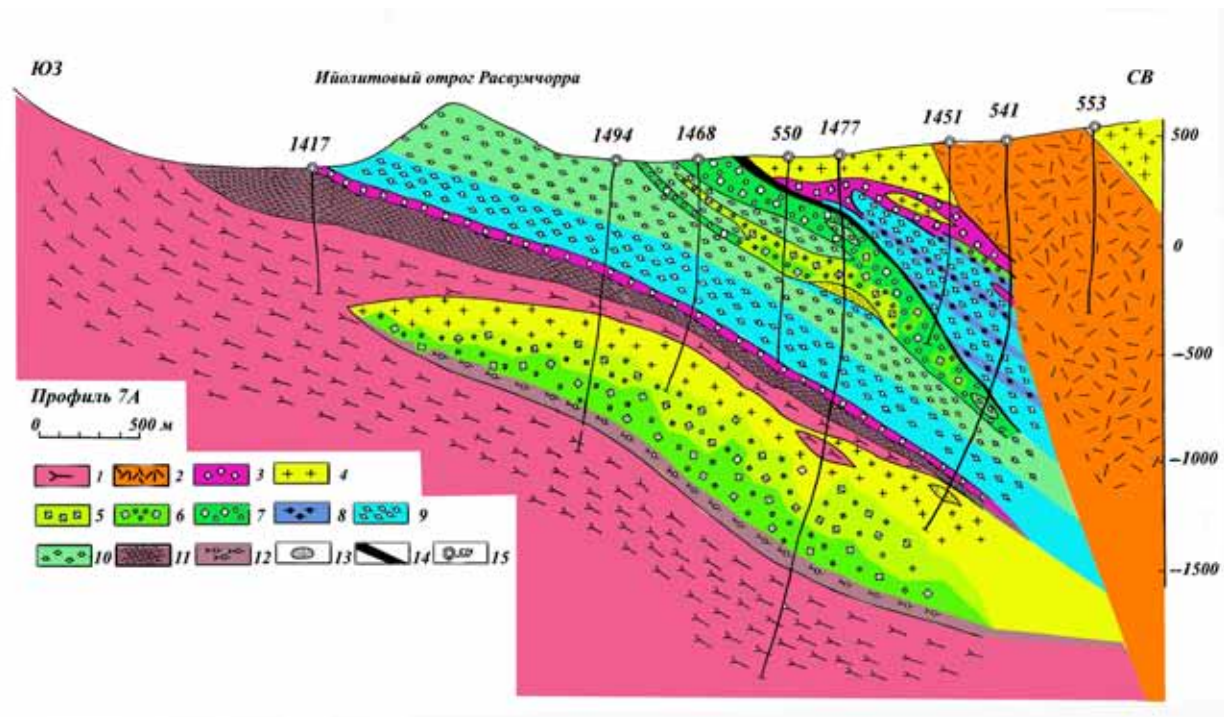


Рис. 8. Профиль (7а), составленный через толщу мельтейгит-ийолит-уртитов-ювитов-рисчорритов в районе Ий-олитового отрога Расвумчорра (на фланге апатитового месторождения), по данным Хибиногорской ГРП Мурманской ГРЭ ПО Севзапгеология, позволяющий утверждать, что породы «центральной дуги» подстилаются и срезаются нефелиновыми сиенитами, т.е. не являются интрузией внедрения, а аналогичны по геологическому положению ксенолиту палеовулканитов «западной дуги» массива.

1 – подстилающие трахитоидные хибиниты; 2 – срезающие лавчорриты; 3 – малиниты и дуявриты, развитые на контактах мельтейгит-уртитовой толщи; 4 – рисчорриты; 5 – ювиты; 6 – полевошпатовые «уртито-хибиниты»; 7 – грубозернистые массивные уртиты, подстилающие рудную толщу; 8-10 – мелко/среднезернистые гнейсовидно-трахитоидные мельтейгит-ийолит-уртиты дифференцированной толщи; 8 – «трахитоидные» мельтейгиты, 9 – «трахитоидные» ийолиты, 10 – «трахитоидные» мелкозернистые и порфировидные уртиты; 11 – приконтактные мелкозернистые фенитизированные нефелиновые сиениты; 12 – фенитизированные хибиниты; 13 – линзовидные обогащения пород ортоклаз-кальсилитовыми симплектитам; 14 – апатито-нефелиновой рудное тело; 15 – буровые скважины, пройденные через данную толщу.

Из открытий последующих лет наиболее важными нам представляются, во-первых, доказательство А.А. Арзамасцевым и др. [3] самостоятельности Хибинского и Ловозёрского плутонов (отсутствие их соединения на глубине) методами геофизики и, во-вторых, обнаружение А.И. Серебрицким и др. [92] в центральной части депрессии Хибинского массива, занятой фойяитами, широкого распространения палеовулканитов и осадочных пород, на основании чего ими сформулирован вывод о палингенном образовании нефелиновых сиенитов и других пород Хибин.

В заключение представим авторскую концепцию. Обсуждая конкретные вопросы геологии, петрологии и минералогии Хибинского массива, мы постоянно сталкиваемся с тем, что наша концепция о его геологической истории, понимании природы и условиях формирования пород недостаточно известна. Скорее всего, это происходит потому, что петрологи не понимают смысла и надёжности минералогических индикаторов для решения петрологических проблем [14].

Мы рассматриваем Хибины как сложный вулканоплутонический комплекс, сформировавшийся в последовательно возникающих кальдерах проседания в соответствии с представлениями Х. Вильямса (1941), В.И. Влодавца (1944), Д. Рейнольдса (1956) и др. об условиях образования вулканических кальдер и ассимиляции и метаморфизме погружённых в них вмещающих пород. Заполняющая их нефелин-сиенитовая магма захватила огромное количество реликтов и ксенолитов вмещающих пород AR-PR рамы (гранито-гнейсов и зелёных сланцев) и продуктов ранней вулканической деятельности, варьирующих по составу от щелочных пикритов, авгит-порфиритов, мелилититов до фonoлитов и щелочных трахитов (ромбен-порфиритов), а также пород ранней интрузивной деятельности (мелко-среднезернистых дифференцированных мельтейгит-уртитов), которыми была сложена и прорвана кровля будущего плутона. Породы реликтов и ксенолитов в той или иной степени подвержены региональному и контактовому метаморфизму, сиенитизации и фенитизации под воздействием флюидов, отщепленных от нефелин-сиенитовой магмы. Эти процессы проявлены повсеместно, но наиболее интенсивны в районе «центральной дуги» массива, где реликты мелко-среднезернистых мельтейгит-уртитов превращены в гигантозернистые апаитовые инфильтрационные метасоматиты магматиче-

ской стадии (фениты) – малиньитового, уртитового, ювитового и нефелин-сиенитового (рисчорриты) состава, существенно обогащённые К [13, 15, 62]. Направленность изменения их состава, очевидно, соответствует закономерностям фенитизации пород под влиянием флюидов, отщеплённых от нефелин-сиенитовой, щёлочно-основной и щёлочно-ультраосновной магмы [7], приближаясь к химическому составу нефелиновых сиенитов, т.е. с возрастанием роли щелочей и кремния в фенитизирующих флюидах. Преобразованные породы «центральной дуги», очевидно, находятся в наиболее опущенной, раздробленной и прогретой части массива и, кроме того, отличаются наибольшей основностью среди прочих реликтов, в частности, в сравнении с ультраосновными породами, фонолитами и трахитами «западной дуги», что способствует повышению активности наиболее основных компонентов во флюидных растворах. Наиболее основной замещаемый субстрат в дифференцированной толще мельтейгит-уртитов соответствует мелкозернистым уртитам средней части разреза. Именно там формируются грубозернистые массивные уртиты, обычно подстилающие апатито-нефелиновые рудные залежи [12]. Относительное обогащение нефелина К указывает на существенное возрастание роли этого элемента в минералообразующей системе. Формирующиеся лейкократовые метасоматиты видоизменяются в направлении уртит → полевошпатовый уртит → ювит → рисчоррит, а меланократовые метасоматиты – в направлении полевошпатовый ийолит → малиньит. Минералогически это выражается сначала в замещении нефелина кальсилитом [2], а затем – нефелина и пироксена структурно-неупорядоченным адуляровидным ортоклазом [13, 15, 62]. К,Si-метасоматоз испытывают не только породообразующие, но и акцессорные минералы [1]. Как мы теперь знаем, в заключительную стадию формирования Хибин образуются карбонатиты, взрывные трубки и дайки лампрофиров, тингуаитов и трахитов, т.е. вулканическая деятельность очага, сформировавшего плутон, продолжалась, а состав магм эволюционировал в сторону щёлочно-ультраосновной.

Мы не склонны связывать образование карбонатитов, трубок взрыва и даек лампрофиров (пикрит-порфиров, мончикитов, дамкьернитов), щелочных базальтоидов, тингуаитов и щелочных трахитов с «периодом регионального дайкового щелочного магматизма» на Кольском п-ове, проявившемся в зоне Хабозеро-Контозеро от рифея (1200-1060 млн. лет) до PZ (600-400 млн. лет) на том основании, что все они имеют сходный состав, трассируют региональные палеозойские нарушения и секут все породы Хибинского и в Ловозёрского массивов [36]. Сходство составов не может быть решающим аргументом. Ловозёрский массив по внутренней структуре и составу апатитовых пород гораздо ближе к массиву Илимусак в Гренландии, но мы объединяем их в один комплекс, как это пытаются сделать некоторые исследователи с Ловозёрским и Хибинским массивами, имеющими разное внутреннее строение и сложенными разными типами пород, хотя в отношении ультращелочности их минерализации (впрочем, как и с Илимусакской минерализацией) сходство действительно поразительное. Хибинские карбонатиты, трубки взрыва и указанные дайки подчиняются кольцевому строению массива [36]. То же можно сказать о других дайках Хибин, например, о тералит- и шонкинит-порфирах, описанных Б.М. Куплетским [82], Н.П. Лупановой [78] и У Ли-женем [101] в трахитоидных хибинитах, но замалчиваемых последующими исследователями. Мы исследовали эти образования и подтвердили их более древний возраст, поскольку породы этой серии, эволюционирующие от оливин-содержащего меланократового тералит-порфира до лейкократового трахит-порфира, пересекаются некоторыми хибинитовыми пегматитами и на них накладывается рисчорритизация, приводящая к образованию шонкинит-порфиров в районе Петрелиуса и к их уничтожению в районе ущелья Рамзая [62]. На Поачвумчорре наблюдались также фенитизированные дайки дуявритов с приконтактными зонами, сложенными нефелином, возникшие при рисчорритизации.

Не исключено, что с карбонатитами связана новая волна флюидов, наложившаяся в основном на нефелиновые сиениты, но, возможно, захватившая частично и мельтейгит-уртиты «центральной дуги», в частности, «содовая» минерализация, с которой тесно ассоциирует ультраапатитовая минерализация Na-, а не K-типа.

Привнос К определяется прежде всего различиями между составами мельтейгит-уртитов и нефелиновых сиенитов, как следует из приведённой ниже таблицы. Кроме того, его активность возрастает в основной среде в силу принципа кислотно-основного взаимодействия Д.С. Коржинского [57-59]. Из таблицы видно, что во всех нефелиновых сиенитах К больше, а Na меньше, чем в ийолит-уртитах, как и коэффициент основности ΔZ , по А.А. Маракушеву. Во всех метасоматитах содержание К увеличивается и становится больше, чем в мельтейгит-уртитах, и даже больше, чем в нефелиновых сиенитах.

Необычность химического и минерального состава и структур пород, рассматриваемых нами как метасоматиты, подчеркивалась почти всеми исследователями, но их природа интерпретировалась иначе – главным образом, с позиций аномального фракционирования магмы в очаге или специфической направленности кристаллизационной дифференциации *in situ*. Возражения «метасоматистов» были существенными, но они расходились в деталях, что мешало видеть общую картину процесса.

Генезис хибинских апатито-нефелиновых руд видится нам как часть процесса фенитизации – замещения пироксена в мелкозернистых дифференцированных ийолит-уртитах, сингенетического с явлениями перекристаллизации уртитов и опережающей калишпатизацию. Мы согласны с О.Б.

Дудкиным [35], что такой процесс мог проходить только в тектонически подготовленных структурах, но при этом обращаем внимание на литологический контроль, поскольку ненарушенные руды, как правило, приурочены к средней части мельтейгит-уртитовой дифференцированной толщи, в частности, к линзовидно-полосчатым ийолитам, которые были идеальной матрицей для возникновения линзовидно-полосчатых апатитонепелиновых руд с сохранением первоначальной структуры. Эту связь видели все исследователи, работавшие на рудниках, но интерпретировали соотношения как разновозрастные, с захватом реликтов мелкозернистых ийолитов «апатитовой» магмой. В частности, это отмечала Т.Н. Иванова [46], наблюдавшая широкое развитие в линзовидно-полосчатых рудах линзочек (и угловатых обломков) мелкозернистого ийолита, разобъённых апатитом-нефелиновыми прослоями (т.е. фактически структуры замещения ийолитов рудным веществом), но интерпретировала их как ксенолиты ийолита в апатитовой руде, а полосчатость руды – как структуры течения, а не замещения. Образование в ней чередующихся слоёв уррита и апатита Т.Н. Иванова впервые определила как эффект гравитационно-кинетической дифференциации, что позже Л.Н. Когарко [50] необоснованно распространила на образование апатитовых месторождений в целом, с обособлением подстилающих руду массивных урритов.

Таблица. Химические составы горных пород Хибинского массива.

Хибиниты (40 анал.)	$\text{Na}_{5.31}\text{K}_{2.44}\text{Ca}_{0.55}\text{Sr}_{0.02}\text{Mg}_{0.28}\text{Fe}^{2+}_{0.78}\text{Fe}^{3+}_{0.51}\text{Mn}_{0.06}\text{Ti}_{0.24}\text{Al}_{7.22}\text{Si}_{16.06}\text{P}_{0.03}\text{O}_{49.87}\text{F}_{0.13}$	DZ = 3.60
Фойяиты (17)	$\text{Na}_{5.32}\text{K}_{2.15}\text{Ca}_{0.44}\text{Sr}_{0.01}\text{Mg}_{0.25}\text{Fe}^{2+}_{0.51}\text{Fe}^{3+}_{0.41}\text{Mn}_{0.04}\text{Ti}_{0.17}\text{Al}_{7.33}\text{Si}_{16.30}\text{P}_{0.06}\text{O}_{49.93}\text{F}_{0.07}$	DZ = 3.34
Лявочорриты (32)	$\text{Na}_{5.40}\text{K}_{2.34}\text{Ca}_{0.74}\text{Sr}_{0.04}\text{Mg}_{0.33}\text{Fe}^{2+}_{0.77}\text{Fe}^{3+}_{0.42}\text{Mn}_{0.08}\text{Ti}_{0.32}\text{Al}_{7.27}\text{Si}_{15.79}\text{P}_{0.05}\text{O}_{49.86}\text{F}_{0.14}$	DZ = 3.69
Луявриты (12)	$\text{Na}_{4.79}\text{K}_{2.96}\text{Ca}_{1.15}\text{Mg}_{0.73}\text{Fe}^{2+}_{1.13}\text{Fe}^{3+}_{0.74}\text{Mn}_{0.06}\text{Ti}_{0.55}\text{Al}_{6.32}\text{Si}_{15.63}\text{P}_{0.04}\text{O}_{50}$	DZ = 3.97
Мельтейгит-уртиты дифференцированного комплекса «центральной дуги»:		
В целом (109 ан.)*	$\text{Na}_{6.46}\text{K}_{1.71}\text{Ca}_{2.36}\text{Mg}_{1.29}\text{Mn}_{0.07}\text{Fe}^{2+}_{1.02}\text{Fe}^{3+}_{1.22}\text{Ti}_{0.74}\text{Al}_{6.74}\text{Si}_{13.79}\text{P}_{0.20}\text{O}_{50.00}$	DZ = 4.75
Верхняя зона:		
Ср/зрн. ийолиты (21)	$\text{Na}_{6.51}\text{K}_{1.78}\text{Ca}_{2.10}\text{Mg}_{1.12}\text{Mn}_{0.07}\text{Fe}^{2+}_{0.95}\text{Fe}^{3+}_{1.23}\text{Ti}_{0.71}\text{Al}_{6.58}\text{Si}_{14.00}\text{P}_{0.18}\text{O}_{50.00}$	DZ = 4.62
М/зрн. ийолиты (9)	$\text{Na}_{6.54}\text{K}_{1.71}\text{Ca}_{2.14}\text{Mg}_{1.14}\text{Mn}_{0.06}\text{Fe}^{2+}_{0.96}\text{Fe}^{3+}_{1.27}\text{Ti}_{0.81}\text{Al}_{7.07}\text{Si}_{13.49}\text{P}_{0.20}\text{O}_{50.00}$	DZ = 4.68
Средняя зона:		
М/зрн. ийолиты (21)	$\text{Na}_{6.19}\text{K}_{1.62}\text{Ca}_{2.51}\text{Mg}_{1.55}\text{Mn}_{0.06}\text{Fe}^{2+}_{1.00}\text{Fe}^{3+}_{1.18}\text{Ti}_{0.61}\text{Al}_{6.26}\text{Si}_{14.15}\text{P}_{0.13}\text{O}_{50.00}$	DZ = 4.67
Уртиты (16)	$\text{Na}_{7.23}\text{K}_{1.85}\text{Ca}_{1.86}\text{Mg}_{0.84}\text{Mn}_{0.05}\text{Fe}^{2+}_{0.86}\text{Fe}^{3+}_{1.04}\text{Ti}_{0.59}\text{Al}_{8.20}\text{Si}_{13.20}\text{P}_{0.16}\text{O}_{50.00}$	DZ = 5.05
Мельтейгиты (17)	$\text{Na}_{3.55}\text{K}_{0.75}\text{Ca}_{1.73}\text{Mg}_{2.71}\text{Mn}_{0.13}\text{Fe}^{2+}_{2.39}\text{Fe}^{3+}_{2.41}\text{Ti}_{1.33}\text{Al}_{3.04}\text{Si}_{12.70}\text{P}_{0.67}\text{O}_{50.00}$	DZ = 3.91
Нижняя зона:		
Ср/зрн. ийолиты (10)	$\text{Na}_{6.25}\text{K}_{1.62}\text{Ca}_{2.64}\text{Mg}_{1.43}\text{Mn}_{0.08}\text{Fe}^{2+}_{0.91}\text{Fe}^{3+}_{1.19}\text{Ti}_{0.81}\text{Al}_{6.49}\text{Si}_{13.73}\text{P}_{0.16}\text{O}_{50.00}$	DZ = 4.72
М/зрн. ийолиты (15)	$\text{Na}_{6.69}\text{K}_{1.75}\text{Ca}_{2.29}\text{Mg}_{1.17}\text{Mn}_{0.05}\text{Fe}^{2+}_{1.02}\text{Fe}^{3+}_{1.04}\text{Ti}_{0.79}\text{Al}_{7.26}\text{Si}_{13.32}\text{P}_{0.23}\text{O}_{50.00}$	DZ = 4.57
Аптитовые метасоматиты:		
Массивн. уртиты (91)	$\text{Na}_{6.89}\text{K}_{1.94}\text{Ca}_{1.72}\text{Mg}_{0.54}\text{Mn}_{0.05}\text{Fe}^{2+}_{0.67}\text{Fe}^{3+}_{0.82}\text{Ti}_{0.44}\text{Al}_{8.22}\text{Si}_{13.48}\text{P}_{0.48}\text{O}_{50.00}$	DZ = 4.73
Ювиты (107ан.)	$\text{Na}_{5.97}\text{K}_{3.4}\text{Ca}_{1.32}\text{Mg}_{0.54}\text{Mn}_{0.05}\text{Fe}^{2+}_{0.63}\text{Fe}^{3+}_{0.76}\text{Ti}_{0.48}\text{Al}_{7.87}\text{Si}_{14.26}\text{P}_{0.20}\text{O}_{50.00}$	DZ = 4.73
Рисчорриты (98)	$\text{Na}_{4.24}\text{K}_{4.16}\text{Ca}_{0.51}\text{Mg}_{0.27}\text{Mn}_{0.03}\text{Fe}^{2+}_{0.56}\text{Fe}^{3+}_{0.50}\text{Ti}_{0.23}\text{Zr}_{0.05}\text{Al}_{7.84}\text{Si}_{15.50}\text{P}_{0.05}\text{O}_{49.91}\text{F}_{0.09}$	DZ = 4.15

В числе возражений против метасоматического генезиса гигантозернистых пород «центральной дуги» часто указывают отсутствие чёткой метасоматической зональности (колонки). Но согласно [32], при инфильтрационном метасоматозе (в отличие от диффузионного) растворенные компоненты перемещаются вместе с током растворителя. В случае более быстрой инфильтрации по сравнению со скоростями протекающих химических реакций между флюидом и породой равновесие не успевает устанавливаться, резкие границы зон исчезают, а новообразованные и реликтовые минералы присутствуют совместно, их количественные соотношения меняются постепенно, межзерновой раствор находится в локальном химическом равновесии с новообразованными минералами, но неравновесен к исходным минералам, от которых отделён оболочкой равновесных продуктов. Тогда наряду с общей метасоматической зональностью образуется микрозональность в отдельных зёрнах. Именно это и наблюдается в породах комплекса. Очевидно, важнейшими факторами в этом случае являются скорость протекания флюида, зависящая от проницаемости замещаемых пород, их пористости и трещиноватости, различия химического состава замещаемого субстрата и эволюция состава флюида, например, изменение соотношений между инертными и подвижными компонентами при вариациях температуры. Согласно экспериментальным данным [32], кроме подвижных щелочей становится подвижным и Si, тогда как Al остаётся инертным компонентом.

Список литературы

1. Агеева О.А. Типоморфизм аксессуарных минералов и эволюция минералообразования в породах комплекса рисчорритов (Хибинский массив). Дисс. уч. ст. к.г.-м. н. М.: ИГЕМ, 2002. 180 с.
2. Агеева О.А., Боруцкий Б.Е. Кальсилит в породах Хибинского массива: морфология, парагене-

зис, условия образования // Новые данные о минералах. М.: ЭКОСТ, 2004. Вып. 39. С. 40-50.

3. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н. и др. Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловозёрского комплексов, Кольский п-ов: петролого-геофизическая модель // Петрология. 1998. Т. 6. № 5. С. 478-496.

4. Арзамасцев А.А., Иванова Т.Н. Геология, условия формирования и рудоносность дифференцированного комплекса уртитов-мельтейгитов в Хибинах // Петрология и минерагения щелочных и щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1985. С. 21-31.

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

6. Арзамасцев А.А., Кондратович И.И. Расслоенность дорудных трахитоидных ийолитов Хибинского массива // Щелочные породы Кольского п-ова и их апатитоносность. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1978. С. 32-44.

7. Бардина Н.Ю., Попов В.С. Систематика метасоматических горных пород и фаций метасоматизма малых глубин // Сов. геол. 1991. № 6. С. 48-56.

8. Батиева И.Д., Бельков И.В., Кравченко М.П. и др. Возраст щелочного массива Соустова на Кольском п-ове // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 4. С. 931-933.

9. Борнеман-Старынкевич И.Д. Ловчоррит и его аналоги. Материалы к геохимии Хибинских тундр // Тр. Кольск. Базы АН СССР. 1935. № 1. С. 43-66.

10. Бородин Л.С. Магматические ийолиты и ийолитизация в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов // Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М.: Наука, 1971. С. 16-33.

11. Боруцкий Б.Е. Идеи акад. А.Е.Ферсмана и современные проблемы Хибин // Развитие минералогии и геохимии и их связь с учением о полезных ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 40-66.

12. Боруцкий Б.Е. Минералогическое картирование мельтейгит-уртитов в Хибинском плутоно-вулканическом комплексе // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. I Ферсмановской научн. сессии КО РМО. Апатиты, 22-23 апр. 2004 г. Апатиты: Изд-во ГИ КНЦ РАН, 2004. С. 17-23.

13. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 212 с.

14. Боруцкий Б.Е. Роль минералогических методов в решении геолого-минералогических проблем на региональных объектах (применительно к породам «центральной дуги» и другим образованиям в Хибинском щелочном массиве) // Петрология и минерагения Кольского региона. Тез. V Ферсмановского совещания. Апатиты: Изд-во К & М, 2008. С. 87-90.

15. Боруцкий Б.Е. Типоморфизм минералов высокощелочных магматических комплексов. Дисс. уч. ст. д.г.-м.н. в виде научного доклада. М.: ИГЕМ РАН, 1997. 119 с.

16. Боруцкий Б.Е. Щелочные полевые шпаты как минералогические индикаторы в решении проблем генетической минералогии, петрологии и рудогенеза (на примере Хибинского вулканоплаутонического комплекса, Кольский п-ов) // Прикладная геохимия. Т. 7. Кн. 1. Минералогия, геохимия. М.: ИМГРЭ, 2005. С. 15-32.

17. Боруцкий Б.Е., Цепин А.И., Власова Е.В. Новые данные о хибинском кальсилите // Новые данные о минералах СССР. Вып. 25. М.: Наука, 1976. С. 130-133.

18. Боруцкий Б.Е., Цепин А.И., Кузнецов Ж.М. Кальсилит из Хибинского массива нефелиновых сиенитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 5. С. 132-138.

19. Борщевский Ю.А., Ананенко Н.А., Медведовская Н.И. и др. Изотопный состав кислорода петрографических разновидностей щелочных пород Хибинского массива // Тез. IX Всес. симп. по стабильным изотопам в геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1982. С. 161-163.

20. Борщевский Ю.А., Хомяков А.П., Борисова С.Л. и др. Изотопный состав углерода и кислорода в содовых и СО₂-содержащих минералах Хибинского и Ловозёрского массивов // М.: Изд-во АН СССР, 1982. С. 163-166.

21. Вировлянский Г.М. Некоторые вопросы структуры Хибинского массива щелочных горных пород, Кольский п-ов // Актуальные вопросы химической науки и технологии, экологии и химической промышленности. Вып. 4. М.: ОАО «НИИТЭХИМ», 1996. С. 1-108.

22. Вировлянский Г.М., Благодетелева Ю.Н. Главный рудоконтролирующий разлом Хибин // Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Наука, 1971. С. 45-53.

23. Вировлянский Г.М., Ноздря В.И. Изменение морфологии и строения массивных уртитов и апатитовых залежей Хибин с глубиной // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 5. С. 1168-1172.

24. Влодавец В.И. Нефелино-apatитовые месторождения в Хибинских тундрах // Тр. Института по изучению Севера. 1930. Вып. 46. С. 14-60.

25. Галахов А.В. О проявлении щелочно-ультраосновного магматизма в Хибинских тундрах // Докл. АН СССР. 1966. Т. 170. № 3. С. 657-660.

26. Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 256 с.

27. Галахов А.В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1959. 169 с.

28. Галахов А.В. Строение Хибинского массива и перспективы апатитоносности его глубоких горизонтов // Петрология и минералогия щелочных, щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1985. С. 31-38.
29. Горстка В.Н. Контактная зона Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1971. 98 с.
30. Горстка В.Н. О природе щелочных сиенитов (умптекитов) Хибинского массива // Магматизм и геология Кольского п-ова. М.: Госхимтехиздат, 1963. С. 56-60.
31. Горстка В.Н. Особенности процессов фенитизации гнейсов в контактовом ореоле Хибинского щелочного массива // Матер. по минералогии Кольского п-ова. Вып. 7. Л.: Наука, 1966. С. 131-140.
32. Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А.М. и др. Экспериментальная и техническая петрология. М.: Научный мир, 2000. 416 с. (см. с. 65-82).
33. Дудкин О.Б. Геохимия и закономерности концентрации фосфора в щелочных массивах Кольского п-ова. Л.: Наука, 1977. 204 с.
34. Дудкин О.Б., Арзамасцева Л.В., Атаманов А.В. и др. Особенности локализации комплексных апатитовых руд в щелочных массивах Кольского п-ова. Препринт. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1988. 43 с.
35. Дудкин О.Б., Балаганская Е.Г., Арзамасцева Л.В. К проблеме формирования Хибинских месторождений апатита. // Месторождения неметаллического сырья Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1986. С. 4-10.
36. Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.П. и др. Карбонатиты Хибин. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1984. 98 с.
37. Елисеев Н.А. Девонские эффузивы Ловозёрских тундр // Зап. ВМО. 1946. № 2. С. 113-134.
38. Елисеев Н.А. Структурная петрология. Л.: ЛГУ, 1953. 309 с.
39. Елисеев Н.А., Ванидовская А.В., Покровский С.Д. и др. О палеозое в центральной части Кольского п-ова // Проблемы сов. геол. 1937. Т. 7. № 4. С. 283-294.
40. Елисеев Н.А., Ожинский И.С., Володин Е.Н. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Геологическая карта Хибинских тундр // Тр. Ленинградск. геол. упр. 1939. Вып. 19. С. 1-68.
41. Жиров К.К., Кравченко М.П., Платанико А.Г. Избыточный Ag40 в нефелине // Геохимия. 1968. № 3. С. 381-382.
42. Зак С.И., Каменев Е.А. Новые данные по геологии Хибинского щелочного массива // Сов. геол. 1964. № 7. С. 42-51.
43. Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. и др. Хибинский щелочной массив. Л.: Недра, 1972. 170 с.
44. Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука, 1989. 214 с.
45. Иванова Т.Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 282 с.
46. Иванова Т.Н. Апатитоносность Кольского п-ова // М.: Наука, 1968. С. 59-85.
47. Иванова Т.Н., Арзамасцев А.А. Пойкилитовые нефелиновые сиениты Хибин: геологическая позиция, вещественный состав, перспективы рудоносности // Петрология и минералогия щелочных, щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1985. С. 13-21.
48. Иванова Т.Н., Арзамасцев А.А., Кондратович И.И. Линзовидно-полосчатые породы ийолит-уртитовой интрузии Хибинского массива // Щелочные породы Кольского п-ова и их апатитоносность. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1978. С. 16-31.
49. Калинин М.М. Закономерности формирования и размещения апатито-нефелиновых руд в юго-западном рудном поле Хибин. Дис. уч. ст. к.г.-м.н. Л., 1969.
50. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса апатитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
51. Когарко Л.Н. Типоморфизм породообразующих минералов в связи с проблемой генезиса апатитовых месторождений Хибин // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 124-131.
52. Когарко Л.Н., Крамм У., Блексланд А. и др. Возраст и происхождение Хибинского массива (изотопия Rb и Sr) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 4. С. 1001-1004.
53. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д., Белякова Е.Н. Система нефелин-диопсид-apatит и эволюция расплавов при кристаллизации апатитоносной ийолит-уртитовой магмы // Геохимия. 1984. № 4. С. 472-493.
54. Козырева Л.В. К минералогии эруптивных брекчий Хибинского массива // Новые данные по минералогии магматических и метаморфических комплексов Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1986. С. 10-15.
55. Комлев Л.В., Герлинг Э.К. О возрасте Хибинских тундр // Докл. АН СССР. 1940. Т. 26. № 9. С. 935-936.
56. Комлев Л.В., Михалевская А.Л., Данилович С.И. О возрасте щелочных интрузий Хибинских и Ловозёрских тундр, Кольский п-ов // Докл. АН СССР. 1961. Т. 136. № 1. С. 171-174.
57. Коржинский Д.С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Наука, 1960. С. 21-30.
58. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 335-456.
59. Коржинский Д.С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях // Акад. Д.С.

Белянкину к 70-летию со дня рождения. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 242-261.

60. Костылева Е.Е. Изоморфный эвдиалито-эвколитовый ряд из Хибинских и Ловозерских тундр // Тр. Минер. музея Акад. наук. 1929. Вып. 3. С. 169-222.

61. Костылева Е.Е. Рамзаит из Хибинских и Ловозерских тундр // Изв. АН СССР. 1925. С. 368-382.

62. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Т. I. Магматизм и постмагматические преобразования. 228 с. Т. II. Минералы. 586 с. М.: Наука, 1978.

63. Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Маева М.М. Скрытая расслоенность ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 3. С. 759-762.

64. Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Минеев Д.А. Коэффициенты распределения редких земель и стронция и модели формирования ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 4. С. 968-972.

65. Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Минеев Д.А. Новые данные по минералогии Северо-Западного сектора расслоенной ийолит-уртитовой интрузии Хибинского массива // Новые данные по минералогии месторождений щелочных формаций. М.: ИМГРЭ, 1979. С. 29-65.

66. Кравченко С.М., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. Геохимические особенности ийолит-уртитового комплекса Хибин как следствие скрытой ритмической расслоенности // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231. № 4. С. 957-960.

67. Кравченко С.М., Минеев Д.А., Беляков А.Ю. Типоморфизм минералов расслоенных интрузий // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 132-136.

68. Кравченко С.М., Минеев Д.А., Каменев Е.А. и др. Редкие земли и стронций в породах и минералах ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива // Геохимия. 1979. № 7. С. 1035-1045.

69. Кравченко Э.В., Гудовская Н.П., Кравченко М.П. и др. Изотопный состав Sr в минералах с низким отношением Rb-Sr и его петрогенетическое значение // Тез. докл. 8-го Всес. симп. по стабильным изотопам в геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1980. С. 61-63.

70. Криштофович А.П. Верхнедевонские растения из северо-восточной части Ловозерских тундр Кольского п-ова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1937. № 4. С. 693-699.

71. Куплетский Б.М. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр // В честь 50-летия научной деятельности акад. В.И. Вернадского. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1936. С. 1013-1040.

72. Куплетский Б.М. К вопросу о генезисе щелочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. Вып. 2/3. С. 329-339.

73. Куплетский Б.М. Материалы к изучению хибинских полевых шпатов // Зап. РМО. 1931. Т. 60. Вып. 1. С. 51-64.

74. Куплетский Б.М. Формация нефелиновых сиенитов СССР / Петрография СССР. Сер. 2, вып. 3. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1937. 307 с.

75. Курбатов С.М. К вопросу о генезисе апатитового месторождения на горе Кукисвумчорр в Хибинских тундрах // Докл. на научн. сессии Кольской базы АН СССР. Кировск, авг. 1948 г.

76. Кухаренко А.А., Ильинский Г.А., Иванова Т.Н. и др. Кларки Хибинского щелочного массива // Зап. ВМО. 1968. Вып. 2. С. 133-149.

77. Лабунцов А.Н. Поисково-разведочные работы по апатиту в Хибинских тундрах (краткая история исследований, кончая 1929 г.) // Хибинские апатиты. Л.: НКТП, 1930. С. 29-38.

78. Лупанова Н.П. Поачвумчорр и прилегающие к нему с запада высоты // Тр. Арктич. ин-та. Л., 1935. № 23. С. 59-112.

79. Мелентьев Б.Н., Ольшанский Я.И. Равновесие несмешивающихся жидкостей в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ // Докл. АН СССР. 1952. Т. 86, № 6. С. 1110-1113.

80. Мелентьев Г.Б., Делицын Л.М., Мелентьев Б.Н. Ликвация и ее значение в петрологии // Редко-металльные граниты и проблема магматической дифференциации. М.: Недра, 1972. С. 74-81.

81. Минаков Ф.В., Каменев Е.А., Калинин М.М. Об исходном составе и эволюции ийолит-уртитовой магмы Хибинского массива // Геохимия. 1967. № 8. С. 901-915.

82. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр / Ред. А.Е. Ферсман, Н.А. Смольянинов, Э.М. Бонштедт. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 563 с.

83. Ноздря В.И. Геолого-структурные особенности северо-западного сектора ийолит-уртитовой дуги Хибинского массива // Новые данные по геологии апатитовых месторождений. М.: Тр. ГИГХС, 1978. Вып. 44. С. 56-66.

84. Пеков И.В. О смене натриевого режима щелочности калиевым на поздних стадиях эволюции апатитовых комплексов // Щелочной магматизм Земли. Тр. научн. школы. М.: ГЕОХИ РАН, 2001. С. 55-56.

85. Перекрест И.И., Смирнов В.В. Геологическая и структурная позиция апатитового месторождения Снежный цирк // Структурный контроль оруденения и магматических и метаморфических комплексов Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1985. С. 13-22.

86. Плечов П.Ю., Серебряков Н.С. Реликты аполейцитовых пород в рихсдорритовом комплексе Хибинского массива и их генетическое значение // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 5. С. 673-676.

87. Поиски, разведка и геолого-промышленная оценка апатитовых месторождений хибинского

типа. Методические основы. Л.: Недра, 1987. 188 с.

88. Полканов А.А., Герлинг Э.К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления // Вопросы геохронологии и геологии. Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1961. Вып. 12. С. 63-66.

89. Руденко С.А. К генезису апатитовых месторождений Хибинского массива // Зап. ЛГИ. 1964. Т. 47, вып.2. С. 49-70.

90. Руденко С.А. Основные закономерности процесса формирования пегматоидных пород и пегматитов в щелочных массивах // Минералогия и генезис пегматитов. М.: Недра, 1965. С. 271-288.

91. Руденко С.А., Кузнецов Ж.М. Метасоматиты ийолит-уртитового и ювит-рисчорритового комплексов Хибинского массива // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984. С. 76-84.

92. Серебрицкий А.И., Павлов В.П., Серебрицкая Н.И. О проблеме генезиса Хибинского щелочного массива в свете учения В.И. Вернадского // Современные геол. проблемы учения В.И. Вернадского о биосфере. Тр. Ленингр. общ-ва естествоиспытателей. 1990. Т. 1, вып. 2. С. 66-89.

93. Сняtkова О.Л., Пронягин Н.И., Маркитахина Т.М. и др. Новые данные о структурном положении уртит-ийолит-мельтейгитов в нефелиновых сиенитах Хибинского массива // Месторождения неметаллического сырья Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1986. С. 11-17.

94. Сняtkова О.Л., Пронягин Н.И., Маркитахина Т.М. и др. Карбонатитовый комплекс Хибинского массива и перспектива обнаружения в массиве промышленных скопления природной соды // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 124-128.

95. Солодовникова Л.Л. Полевые шпаты Кукисвумчоррского месторождения // К минералогии постмагматических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. С. 7-72.

96. Титов В.Н., Кузнецов Ж.М. К генезису пойкилитовых калиевых полевых шпатов в ийолит-уртитах Хибинского массива // Научн. Тр. ГИГХС. 1985. Вып. 64. С. 68-74.

97. Титов В.Н., Перекрест И.И., Козловский А.Д. и др. Новые данные по геологии трахитоидных пород ийолит-уртитовой дуги Хибинского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 9. С. 46-51.

98. Титов В.Н., Руденко С.А., Козловский А.Д. и др. О происхождении уртитов Хибинского щелочного массива // Зап. ЛГИ. 1971. Т. 60, вып. 2. С. 19-25.

99. Тихоненков И.П. Нефелиновые сиениты и пегматиты северо-восточной части Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 246 с.

100. Тихоненкова Р.П. Фениты Хибинского массива // Редкометалльные метасоматиты щелочных массивов. М.: Наука, 1967. С. 5-94.

101. У Ли-жень Петрология нефелиновых пород района Кукисвумчорр-Поачвумчорра субвулкана Хибин на Кольском п-ове. Дис. уч. ст. к.г.-м.н. Л.: ЛГУ, 1958.

102. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

103. Ферсман А.Е. Три года за полярным кругом. Очерки научных экспедиций в Центральную Лапландию 1920-1922 гг. Петербург: Изд-во «Время», 1924. 80 с.

104. Хлопин В.Г. Доклад на 3-й конференции НИС Наркомтяжпрома в Кировске 26/IX 1935 г.

105. Хомяков А.П. Минералогия ультрааптитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 196 с.

106. Шанин Л.Л., Кононова В.А., Иванов И.Б. Применение нефелина для геохронологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 5. С. 19-30.

107. Шпаченко А.К. Маршруты экспедиций В. Рамзая в Хибинский массив 1891 и 1892 гг // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. II Ферсмановской научн. сессии КО РМО. Апатиты, 18-19 апр. 2005 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2005. С. 21-24.

108. Kononova V.A., Shanin L.L. On possible application of nepheline for alkaline rock dating // Bull. Volcanol. 1971. V 35. Pt 1. P 251-264.

109. Ramsay W., Hackman V. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola // Fennia. 1894. Bd 11. N 2. S 1-225.

110. Richey J.E. Scotland: the tertiary volcanic districts / British regional geology. 3rd ed. 1961. 120 p.

111. Yakovenchuk V., Ivanyuk G., Pakhomovsky Y. et al. / Ed. F. Wall. Apatity: Laplandia Minerals Ltd, 2005. 468 p.

**ПРИНЦИПИАЛЬНО НОВАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ
ХИБИНСКИХ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
И ЕЁ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПОИСКОВ АПАТИТОВЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ**

Боруцкий Б.Е., Borutzky@igem.ru, Зотов И.А., Olympus16@yandex.ru
ИГЕМ РАН, Москва,

Discussed is a novel geological-petrological model of the Khibiny apatite-nepheline deposits developed by the authors and its role in exploring apatite mineralization in alkaline complexes. The reliability of the suggested genetic model for the Khibiny apatite deposits has been proved by a number of other apatite deposits, all those occurring on exocontacts of alkaline massives and localize in rich Ca rocks. Such are industrial sphene-apatite ores in basalts of the Lovozero massif roof, Oshchurkovskoye deposit in diorites (Zabaikalye), Geranskoye apatite deposit in anorthozites granitized by charnokites (Far East), Volynsk apatite deposits in anorthozites intercalated by rapakivi granites, etc.

С 1939 г. в хибинской литературе господствуют идеи Н.А. Елисеева и др. [7] об образовании Хибинского щелочно-магматического плутона с его гигантскими апатитовыми месторождениями путём последовательного внедрения кольцевых субинтрузий щелочной магмы от периферии к центру в последовательности хибиниты (нефелиновые сиениты) → рисчорриты (пойкилитовые нефелиновые сиениты) → мельтейгит-уртиты → лявочорриты → фойяиты (и нефелиновые сиениты). Но в результате поисково-разведочного бурения геологами Хибиногорской ГРП И.И. Перекрестом и В.В. Смирновым [13] установлено, что в действительности хибиниты внешнего кольца плутона сформировались позже пород мельтейгит-уртитовой серии «центральной дуги» массива и по возрасту близки к фойяитам центрального штока плутона. Наша проверка [8] этих фактов по ядру скважин и в обнажениях подтвердила выводы геологов, а анализ литературы показал, что во всех других щелочных массивах мира нефелиновые сиениты моложе пород мельтейгит-уртитовой серии.

Породы «центральной дуги» Хибинского массива существенно отличаются от окружающих нефелиновых сиенитов по химическому и минералогическому составу и структурно-текстурным взаимоотношениям, представляя обособленную и самостоятельную серию пород. Среди них выделяют образования двух типов: 1) дифференцированную толщу мельтейгит-ийолит-уртитов – мелкозернистых или среднезернистых, с гнейсовидной (по мнению некоторых исследователей, трахитоидной) текстурой, с существенно Са пироксеном – эгирин-диопсидом и Na нефелином, близким по составу к $\text{Na}_3\text{KAl}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$, сфеном и титаномagnetитом, и 2) тела массивных гигантозернистых малиньитов, грубозернистых уртитов, полевошпатовых уртитов, ювитов и рисчорритов (пойкилитовых нефелиновых сиенитов), связанных постепенными переходами, заметно обогащёнными в той или иной степени К, с широким спектром разнообразных высокощелочных (т.н. «ультраапатитовых») минералов, с которыми пространственно и, очевидно, генетически связаны рудные апатито-нефелиновые залежи. Показательно, что в расслоенной толще мельтейгит-уртитов присутствуют ксенолиты ороговикованных основных пород, по-видимому, останцов кристаллосланцев PR свиты «имандра-варзуга» и линзовидные включения пород с калишпат-кальсилитовыми симплектитам, возможно эпидейцититами [3-5], включения которых в рисчорритах также иногда интерпретируются как аполейцитовые породы [14].

Ключевой интерес представляет генезис рисчорритов. Они близки по химическому и минеральному составу нефелиновым сиенитам, но существенно богаче К, что сказывается на составе породообразующих и акцессорных минералов, имеют преимущественно пойкилобластовую структуру с изометричными мегакристами (5-10 см) адуляровидного ортоклаза и микроклина с включениями обогащенного К нефелина и кальсилита, и связаны постепенными переходами через ювиты, полевошпатовые уртиты, массивные грубозернистые уртиты и малиньиты с породами мельтейгит-уртитовой серии. Столь же важным представляется выяснение генезиса массивных грубозернистых уртитов, обычно подстилающих рудные залежи, что по данным геологов-разведчиков служит надежным поисковым признаком апатитовой минерализации в Хибинах. Большой вклад в изучение этих пород внесли минералоги, выявившие коррозионные взаимоотношения между минералами, явления метасоматического замещения натриевых минералов калиевыми с последующей их перекристаллизацией, что в целом указывает на их формирование в условиях экстремально высокой щелочности-основности. Впервые такие данные были получены в 1949 г. сотрудниками ЛГУ под руководством С.М. Курбатова [11] и в дальнейшем пополнялись петрологами ЛГИ [15] и минералогами ИГЕМ РАН [1, 3-6, 15, 17]. Но рисчорриты и массивные грубозернистые уртиты рассматривались ими как метасоматические образования или продукты послемагматической перекристаллизации неясной природы.

После установления факта прорыва в Хибинах толщи мелкозернистых мельтейгит-уртитов нефелин-сиенитовыми магмами стало ясно, что: 1) данную толщу мельтейгит-уртитов следует рассматривать не как субинтрузию в нефелиновые сиениты, а как гигантский останец более древних пород, захваченный нефелин-сиенитовой магмой, и 2) рисчорриты следует относить к давно известному типу экзоконтактовых щелочных метасоматитов магматической стадии, называемых фенитами, которые всегда сопровождают фойдолитовые и карбонатитовые магмы и по объёму нередко превосходят раз-

меры активных интрузивов. Ранее в Хибинах Р.П. Тихоненковой [18] описаны «классические» фениты, развивающиеся по гнейсо-сланцевым толщам, вмещающим плутон, во внешнем экзоконтакте хибинитов, но такую же генетическую природу имеют и фениты, образовавшиеся при замещении пород мельтейгит-уртитовой серии во внутренних экзоконтактах хибинитов и фойяитов центрального штока. Природа фенитизации может быть объяснена как результат воздействия на окружающие породы отщепленных от щелочной еще жидкой магмы (трансмагматических – по Д.С. Коржинскому) флюидов.

Что касается массивных грубозернистых уртитов, то можно предполагать, что они образовались также в результате того же процесса фенитизации и тех же флюидов, но в её начальную стадию и при воздействии на среднюю часть дифференцированной толщи мелкозернистых мельтейгит-уртитов, где распространены наиболее лейкократовые ийолиты и уртиты, т.е. наиболее основные разности. Как известно, при фенитизации основных и ультраосновных пород образуются не полевошпатовые метасоматиты, а нефелиниты (метасоматические уртиты), т.е. породы в этой части толщи испытывают не столько метасоматическое замещение, сколько собирательную перекристаллизацию [4, 5].

Центральным вопросом является место апатитовых руд в этих процессах. В Хибинах небольшие по объему, обычно бедные концентрации апатита (до 10 об. %) присутствуют в ритмично расслоенной мельтейгит-ийолитовой толще, обычно в меланократовых якупирангитовых и мельтейгитовых слоях. Этот апатит кристаллизовался из ийолитовой магмы, накапливаясь в результате гравитационной сегрегации в ассоциации с пироксеном, сфеном и магнетитом. Эти руды в Хибинах безусловно являются магматическими, но они не представляют промышленного интереса из-за их небольших объёмов.

Уникальные залежи апатит-нефелиновых руд в Хибинском массиве подчиняются иным закономерностям. Они также приурочены к мельтейгит-ийолитовой расслоенной толще пород «центральной дуги», но не к меланократовым дифференциатам, а к мезократовым ийолитам. Их отличительной особенностью является, во-первых, ассоциация апатита с нефелином и, во-вторых, постоянное присутствие в рудных залежах образований с пойкилобластовым адуляровидным калишпатом. Они слагают отдельные участки или обособления «рисчорритового» типа. Иногда (например, на Поачвумчорре) бедные апатитовые руды лежат непосредственно в самих рисчорритах, а на месторождениях Коашва и Олений ручей некондиционные промышленные руды в ийолитах перемежаются с разделяющими их рисчорритами. Это указывает на генетическую связь промышленного апатитового оруденения с процессами «рисчорритизации» (т.е. фенитизации) мельтейгит-уртитов. Детальные исследования М.Н. Соколовой [17] и наши [8] показали, что, во-первых, апатитовая минерализация накладывается на ийолит-уртиты и развитые в них уртитовые пегматиты и, во-вторых, она сингенетична с ранним процессом фенитизации пород ийолитовой серии, проявляясь в передовой зоне инфильтрации, опережающей фронт калишпатизации. Образование рудного апатита, как установил С.М. Курбатов [9], происходит за счёт Са минала пироксена ийолитов и уртитов, хотя для образования залежей богатых апатитовых руд требуется привнос дополнительного Са. Фосфор привносился метасоматизирующими трансмагматическими флюидами, отщепленными от нефелин-сиенитовой магмы, по-видимому, в соединениях типа $K_{3-x}(PO_{4-x}F_x)$. Хотя в составе флюидов был, несомненно, и Na, мы полагаем, что данный Р-переносящий комплекс был всё же калиевым, т.к. известны многочисленные фосфаты Na (которые могли бы выпасть из системы в виде собственные фаз), но практически нет фосфатов К. Как показано Б.Е. Боруцким [4, 5]. В результате воздействия таких флюидов на лейкократовые прослои мельтейгит-уртитовой расслоенной толщи (лейкократовые ийолиты, мелкозернистые уртиты) возникли грубозернистые массивные уртиты, как правило, подстилающие апатитовые рудные залежи.

О.А. Агеевой [1] показано, что на ранней стадии фенитизации уртитов (или на передовом фронте калишпатизации) нефелин замещается его калиевым аналогом – кальсилитом, что свидетельствует о скачкообразном повышении активности К в передовой зоне фенитизации ийолит-уртитов. Возрастание активности К фиксируется и в высоком содержании К в нефелинах этих пород. Это происходит на фоне общего повышения щёлочности растворов, включая рост активности Na, выраженном в высоко Na составе парагенного пироксена. Подобный процесс реакционного повышения активности щелочей при метасоматозе пород, богатых сильными основаниями, включая щёлочи, плохо известен петрологам, но он широко распространён в природе, в частности, в контактах магм разного состава (Коржинский и др., 1987). Он впервые был описан Д.С. Коржинским (1955) как элемент взаимодействия оснований в растворах. Этот процесс основан на хорошо известных законах аналитической химии по взаимодействию компонентов в растворах, влияющих на коэффициент их активности по уравнению $\alpha_i = \gamma_i \times c_i$, где α_i – активность компонента i , γ_i и c_i – коэффициент активности и концентрация компонента. Активности оснований в растворах растут при добавлении любого основного компонента, активности кислот уменьшаются пропорционально силе взаимодействующих компонентов и их концентрации. Согласно рассмотренному принципу, при метасоматозе пород, богатых основаниями, активность щелочей в растворах должна возрастать, что и наблюдается при фенитизации ийолитов в Хибинском массиве. Это ещё раз подтверждает метасоматическую природу рисчорритов и сопровождающих их апатитовых руд.

В тыловой зоне инфильтрации происходит активная калишпатизация, накладывается апатитовую минерализацию и сопровождающаяся перекристаллизацией апатита. Здесь происходит

растворение и укрупнение его зёрен (с его обогащением Sr, что типично для апатита нефелиновых сиенитов) и замещение нефелина адуляровидным ортоклазом с образованием пойкилобластовых структур. При этом в порфириобластах калишпата сохраняются реликты кальсилитовых новообразований и часто присутствуют реликтовые обособления апатитовых зёрен.

Таким образом, ещё не консолидированные нефелин-сиенитовые расплавы в Хибинах выполняют роль проводников фосфорноносных трансмагматических флюидов, в результате чего возникают уникальные образования – экзоконтактовые на фронте нефелин-сиенитовой магмы, но размещённые внутри массива, в захваченных реликтах или ксенолитах древних пород, метасоматические по механизму образования, но магматические по происхождению.

Верность предложенной генетической модели для Хибинских апатитовых месторождений подтверждается примерами ряда других апатитовых месторождений [2], т.к. все они залегают в экзонтактах щелочных массивов и локализованы в богатых Са породах. Примерами являются: промышленные сфен-apatитовые руды в базальтах кровли Ловозёрского массива, Ошурковское месторождение в диоритах, вмещающих подщелоченные граниты (Забайкалье), Геранское апатитовое месторождение в анортозитах, гранитизированных чарнокитами (Дальний Восток), Волынские апатитовые месторождения в анортозитах, прорванных гранитами рапакиви, апатитовая минерализация в магнезиальных скарнах, замещающих доломитовые мраморы в контактах чарнокитов Алдана и др. Более того, детальное изучение апатит-магнетитового Ковдорского месторождения М.В. Середкиным и др. [16] показало, что отложение рудного апатита происходит также путём метасоматического замещения диопсидового пироксена ийолитов и развивающихся по ним фенитов в экзоконтакте магматических карбонатитов, ликвационно связанных с нефелиновыми сиенитами и также являющихся источником трансмагматических флюидов. Аналогичную природу имеют Меймеча-Котуйские апатитовые месторождения, Белозиминское апатитовое месторождение в Сибири и месторождения Турьего Мыса и Vuoriaarvi на Кольском п-ове, а также апатитовая минерализация урановых месторождений, связанная с трансмагматическими флюидами щелочных магм [19].

Предложенная нами модель имеет черты инновационной разработки и может быть использована при поисках апатитовой минерализации в щелочных породах.

Список литературы

1. Агеева О.А. Типоморфизм акцессорных минералов и эволюция минералообразования в породах комплекса рисчорритов (Хибинский массив). Дисс. уч. ст. к.г.-м. н. М.: ИГЕМ РАН, 2002. 180 с.
2. Апатиты. М.: Наука, 1968. 424 с.
3. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 212 с.
4. Боруцкий Б.Е. Типоморфизм минералов высокощелочных магматических комплексов. Дисс. уч. ст. д. г.-м. н. в виде науч. докл. М.: ИГЕМ РАН, 1997. 119 с.
5. Боруцкий Б.Е. Минералогическое картирование мельтейгит-уртитов в Хибинском плутоно-вулканическом комплексе // Минералогия во всем пространстве сего слова. Тр. I Ферсмановской научн. сессии КО РМО. Апатиты, 22-23 апр. 2004 г. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2004. С. 17-23.
6. Боруцкий Б.Е. Щелочные полевые шпаты как минералогические индикаторы в решении проблем генетической минералогии, петрологии и рудогенеза (на примере Хибинского вулканоплутонического комплекса, Кольский п-ов). // Прикладная геохимия. Т. 7. Кн. 1. Минералогия, геохимия. М.: ИМГРЭ, 2005. С. 15-32.
7. Елисеев Н.А., Ожинский И.С., Володин Е.Н. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Геологическая карта Хибин // Тр. ЛГУ. Вып. 19. 1939. С. 1-68.
8. Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука, 1989. 215 с.
9. Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 220-234.
10. Коржинский Д.С., Зотов И.А., Перцев Н.Н. Трансмагматические флюиды, метамагматизм и рудообразование // Закономерности метамагматизма, метасоматизма и метаморфизма. М.: Наука, 1987. С. 5-28.
11. Курбатов С.М. К вопросу о генезисе апатитового месторождения на горе Кукисвумчорр в Хибинских тундрах // Докл. на научной сессии Кольской базы АН СССР в Кировске. Август 1948 г.
12. Минералогия Хибинского массива / Ред. Ф.В. Чухров. М.: Наука, 1978. Т. 1. 228 с. Т. 2. 586 с.
13. Перекрест И.И., Смирнов В.В. Геологическая и структурная позиция апатитового месторождения Снежный цирк // Структурный контроль оруденения магматических и метаморфических комплексов Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1985. С. 13-22.
14. Плечов П.Ю., Серебряков Н.С. Реликты аполейцитовых пород в рисчорритовом комплексе Хибинского массива и их генетическое значение // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 5. С. 673-676.
15. Руденко С.А. К генезису апатитовых месторождений Хибинского массива // Зап. ЛГИ. 1964. Т. 47. Вып. 2. С. 49-70.
16. Середкин М.В., Зотов И.А., Карчевский П.И. Геолого-генетическая модель формирования

Ковдорского массива и связанного с ним апатит-магнетитового месторождения // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 586-608.

17. Соколова М.Н. Минералогия пегматитов ийолит-уртитов Хибинского массива. Дис. уч. ст. к.г.-м.н. М. 1972.

18. Тихоненкова Р.П. Фениты Хибинского массива // Редкометальные метасоматиты щелочных массивов. М.: Наука, 1967. С. 5-94.

19. Zotov I.A., Seredkin M.V. Broad-based physicochemical paragenetic aspects of primordial uranium deposits of endogenic origin // Proc. 24th Int. Appl. Geochem. Symp. New Brunswick, Canada. June 1st - 4th, 2009. P 481-484.

ЯЧЕИСТО-ЗОНАЛЬНЫЕ ТИНГУАИТЫ ПЛАТО ТАХТАРВУМЧОРР

Войтеховский Ю.Л.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, woyt@geoksc.apatity.ru

The textures of tinguaites from the Takhtarvumchorr plateau, the Kola Peninsula, are described. They are characterized by a combination of a microfracture network dividing rock into pencil-like cells and of a concentric rhythmic zonality in almost all of them. The latter is built by interchanging volatile-enriched and volatile-depleted mineral zones. The location of the textures only where dykes contact host hibinites appears to point out the contraction origin of the microfractures. The zonality appears to have arisen through autometamorphic process with two competing factors, (i) overall cooling of the system and (ii) periodic depletion of the system in some elements, mainly Na and K.

Тингуаиты установлены в Хибинском массиве ещё в конце XIX в. в первых экспедициях В. Рамзая, но детально изучены позднее, во время активного промышленного освоения региона. Сегодня термин употребляется расширительно и охватывает ряд фонолитов, нефелиновых фонолитов и собственно тингуаитов [1]. В пределах массива они образуют несколько дайковых полей. Одно из них протянулось более чем на 20 км через плато Кукисвумчорр, Поачвумчорр и Тахтарвумчорр. В одном из цирков последнего имеются обнажения уникальных по декоративным свойствам ячеисто-зональных тингуаитов [2, 3, 6], описываемых и в настоящей статье. Дайки залегают кулисообразно в массивных хибинитах с аз. пад. 315-325° при углах 75-85°. Главная особенность текстур – сочетание микротрещиноватости, разбивающей породу на сигарообразные ячейки в призальбандовых частях даек, и ритмической концентрической зональности, проявленной в различной степени почти в каждой ячейке (рис. 1, 2). Ячейки вытянуты субортогонально зальбандам и выклиниваются к центру дайки. Одновременно с этим ветвящиеся трещины обрамляют новую ячейку. Самые внутренние ячейки «растворяются» к центру даек. При мощности даек до 30 см они пронизаны ячейками от зальбанда до зальбанда, при большей мощности в центральных частях сохраняются массивные тингуаиты с тонкой полосчатостью, вероятно, подчёркивающей следы течения расплава.

Краевая зона каждой ячейки имеет глобулярное строение. Глобулы сложены тонкодисперсной смесью преобладающего анальцима, эгирина и ортоклаза. Разделяющие их стенки двуслойны и сложены ортоклазом (светлый на рис. 2, внизу справа) и эгирином (тёмный), тонкая кайма которого облекает каждую глобулу. Ядра самых мелких ячеек сложены тонкодисперсным веществом без структурирования. В крупных ячейках ядерные части сложены концентрическими двучленными ритмами. В одной ячейке может насчитываться до 20 ритмов переменной – до 0.35 мм – мощности. Широкая – до 0.30 мм – полоса сложена тонкодисперсным мезократовым материалом, в котором рентгенометрически установлена смесь преобладающего анальцима, эгирина, иногда в небольшом количестве ортоклаза. Узкая – до 0.05 мм – лейкократовая полоса оптически почти изотропна. Рентгенометрически в ней установлены преобладающий ортоклаз, содалит, иногда эгирин и биотит. По преобладающим минералам первую полосу можно считать существенно натриевой, вторую – калиевой. Границы между полосами диффузные, постепенные, между ритмами – контрастные, резкие (рис. 2, внизу слева).

Исключительная приуроченность ячеисто-зональных текстур к зальбандам тингуаитовых даек позволяет объяснить происхождение трещиноватости механизмом контракции. Но каков механизм формирования ритмической зональности в ячейках? Согласно принципу Ле-Шателье, общее понижение температуры в системе должно смещать равновесие в сторону экзотермических реакций, к которым в нашем случае следует отнести кристаллизацию анальцима, содалита и биотита, содержащих летучие (H₂O, Cl). На этом фоне анальцим преобладает в существенно Na зонах, содалит содержится в K зонах в подчинённом количестве, биотит встречается в тех и других в подчинённом количестве. Повидимому, чередование зон (и ритмов) было определено именно конкуренцией активностей Na и K на фронте кристаллизации минералов из автометаморфических растворов, диффузно проникавших от микротрещин вглубь ячеек.

А именно, снижение активности Na приводило к росту активности K (и постепенному осветлению широких зон на рис. 2, внизу слева). Когда активность K становилась выше активности Na, формировались ортоклаз-содалитовые – иногда с эгирином и биотитом – зоны. Поскольку они более узкие,

инверсия режима происходила относительно быстро и ритм повторялся. Описанный механизм образования ритмической зональности относится к типу пересыщение – нуклеация – истощение, вероятно, наиболее распространённому в природе, подтверждённому численным компьютерным моделированием и успешно использовавшемуся для объяснения механизмов формирования целого ряда минералогических феноменов [4, 5].



Рис. 1. Ячеисто-зональные текстуры тингуаитов в сечениях, параллельных (1-6) и перпендикулярных (6-8) зальбандам даек. Полированные шлифы. Масштабная единица – 1 см. На фото 4 – параллельные сечения через 1 см.

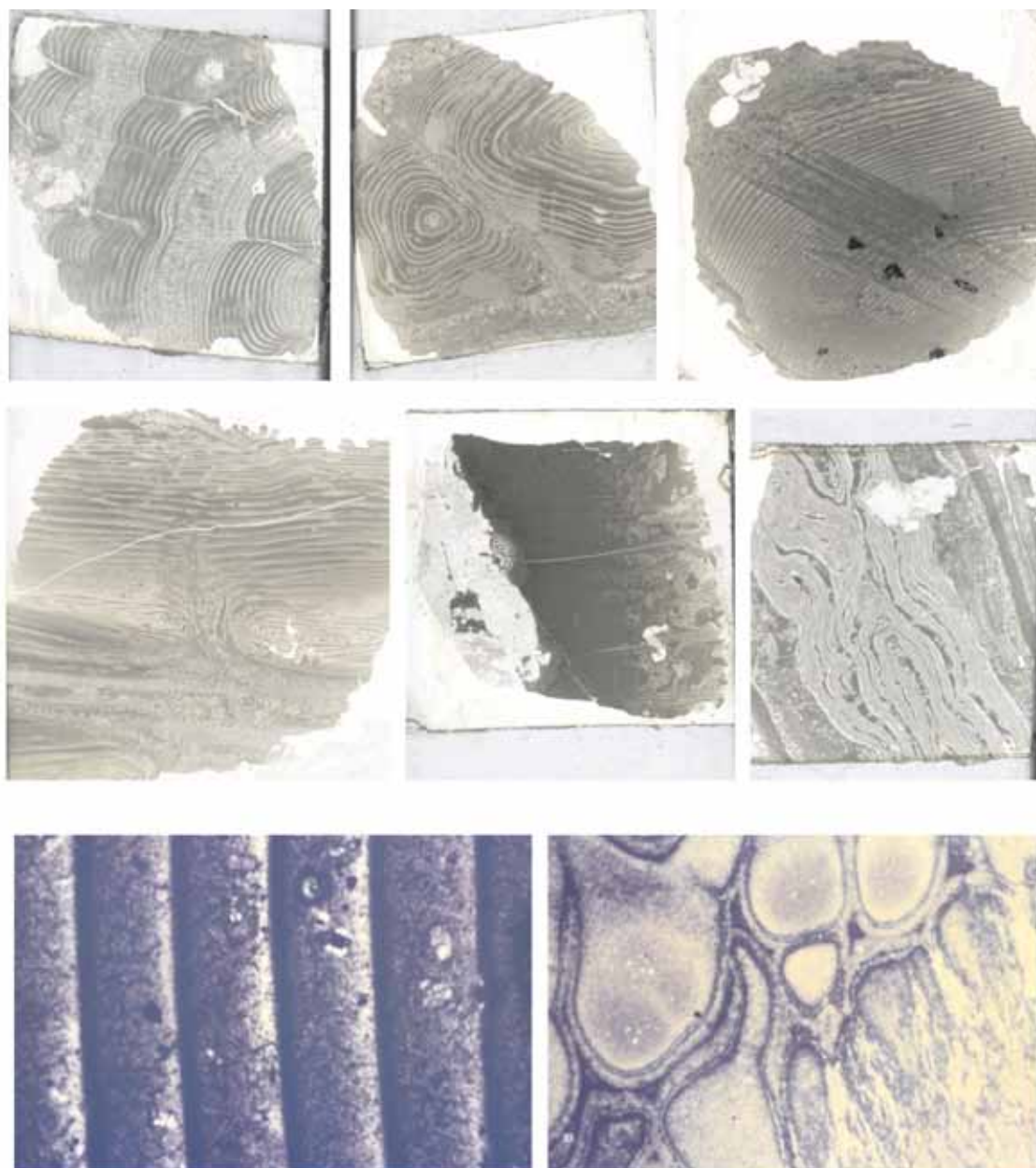


Рис. 2. Ритмические зоны в прозрачных шлифах, николи параллельны. Фото 1-6 – поле зрения 1 см, фото 7, 8 – 0.2 мм.

Таким образом, Хибинский массив интересен не только гигантскими месторождениями апатита и уникальным разнообразием минеральных видов, но и редкими петрологическими феноменами, в рассмотренном случае – ячеисто-зональными, с хорошо выраженной ритмикой текстурами, сформировавшимися при удачном сочетании многих геологических и физико-химических условий, т.е. обладающими всеми признаками самоорганизованных (образовавшихся при неспецифическом воздействии, естественным путём) структур.

Список литературы

1. Арзамасцев А.А., Каверина В.А., Полежаева Л.И. Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1988. 86 с.
2. Войтеховский Ю.Л., Жиров Д.В. Кольский тингуаит – уникальный поделочный камень // Север строительный. 2006. № 10. С. 22-23.
3. Войтеховский Ю.Л., Шпаченко А.К. Самоорганизация вещества в тингуаитовых дайках Хибин // Докл. АН. 1997. Т. 353. № 5. С. 645-648.
4. Jacob K.-H., Dietrich S., Krug H.-J. Self-organization of mineral fabrics // Fractals and dynamic systems in geosciences. J.-H. Kruhl (Ed.) Springer-Verlag, 1994. P 259-268.
5. Krug H.-J., Jacob K.-H., Dietrich S. The formation and fragmentation of periodic bands through precipitation and Ostwald ripening // Fractals and dynamic systems in geosciences. J.-H. Kruhl (Ed.) Springer-Verlag, 1994. P 269-282.
6. Voitechovsky Y.L., Shpachenko A.K., Skiba V.I. Cell-zonal textures of tinguaites from the Kola Peninsula // Geologische Rundschau. 1997. Bd 86. S 531-538.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХИБИНСКИХ ОЗЁР БОЛЬШОЙ И МАЛЫЙ ВУДЬЯВР

Даувальтер В.А., Кашулин Н.А., Сандимиров С.С., Денисов Д.Б.
ИППЭС КНЦ РАН, г. Апатиты, vladimir@inep.ksc.ru

More than 80-years-long development of apatite-nepheline deposits of the Khibiny massif and other sources of pollution (the list of the latter being headed by the "Severonikel" plant) affected natural geochemical cycles of chemical elements in the rocks. The environment and water objects have been polluted by chemical elements that can affect biological systems. Links of lake-river systems, lakes accumulate lots of prospectively dangerous polluting elements. Big amounts of alkaline shaft water sewed in the Bol'shoi Vudjavr lake changed its physical-chemical characteristics. Minimizing the direct pollution may restore the natural conditions, which will result in an intensive secondary pollution by chemical compounds having accumulated in the muck. The vertical distribution of chemical compounds in the muck is complex and reflects chemical features of the studied elements, changing outer conditions, rate and composition of the pollution.

Хибинский горный массив характеризуется большим количеством рек, ручьёв, озёр и болот, что обусловлено высоким количеством осадков при сравнительно малом испарении. В соответствии с сильно расчленённым гористым рельефом, гидрография Хибинского массива и Прихибинской низменности представлена довольно густой сетью рек, ручьёв и рядом крупных и мелких озёр. Густота речной сети составляет 2.3 км/км². Длина главных рек и площадь их водосборных бассейнов ограничены небольшими размерами горного массива. Речные системы обладают ступенчатым профилем, а речные долины, как правило, прямолинейны. Истоками рек являются цирковые и перевальные озера или места слияния ручьёв у подножья склонов. Средние скорости течения – 0.4-0.6 м/с, в периоды половодья – до 2 м/с. Ширина рек при выходе из массива достигает 20 м при глубине 1-2 м и наклоне русла 0.5-1° [5].

Озёрные экосистемы в Хибинах весьма многочисленны. Многие озёра имеют ледниковое происхождение и подпружены моренами. Режим озёр определяется режимом питающих рек. Высота подъёма уровня постоянных озёр в период половодья может составлять 0.4-0.7 м, летом их уровень медленно понижается. Термический режим озер также определяется температурой воды питающих рек. Продолжительность ледостава составляет 200-250 дней, толщина льда к концу зимы 50-120 см. В зимний период происходит понижение уровня озёр, когда сток из них продолжается, а приток падает в результате истощения запасов воды в питающих бассейнах [5]. Некоторые мелкие водоёмы, например, оз. Сентисьявр, мелеют полностью, покрывавший их в начале зимы лёд садится на дно. Щелочной состав пород Хибинского горного массива определяет качество формирования вод на водосборе [1].

Озёра М. и Б. Вудьявр относятся к бассейну р. Б. Белая, относительно хорошо изученному району Хибинского горного массива. К этому бассейну принадлежит также оз. Длинное, которое является истоком р. Вудьяврйок, и оз. Купальное (рис. 1).

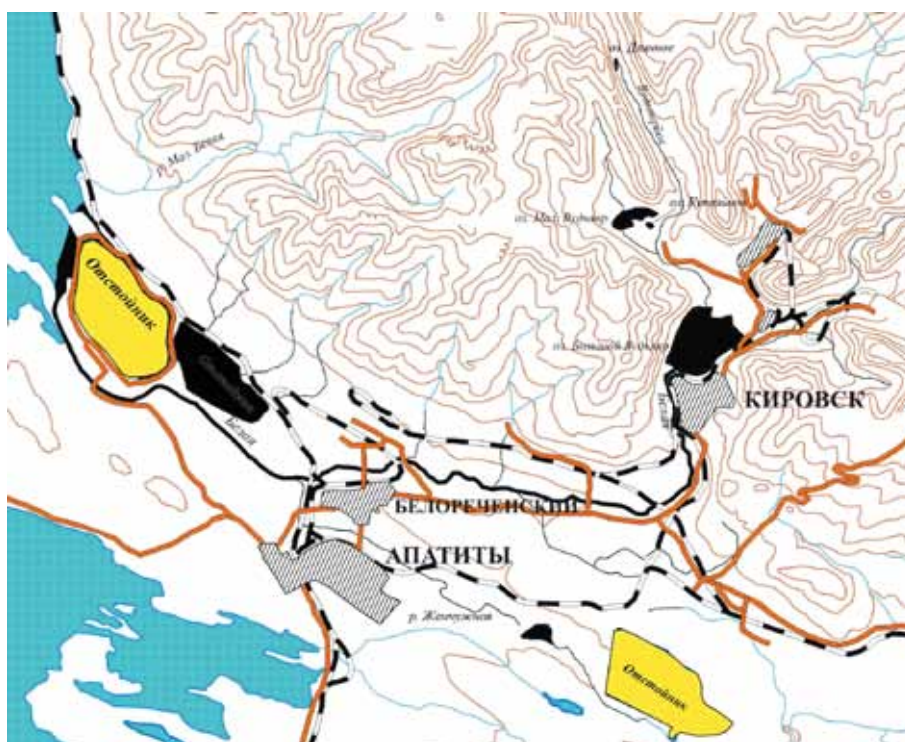


Рис. 1. Бассейн озёрно-речной системы р. Б. Белая [3].

Оз. Б. Вудъявр – самый крупный внутренний водоём Хибин, занимает впадину среди окружающих его гор в зоне северной тайги. Относится к классу небольших озёр (1-10 км²). С запада непосредственно к берегу подходят обрывистые склоны г. Вудъяврчорр, с севера на расстоянии 1.5 км возвышается г. Кукисвумчорр. С северо-востока на расстоянии 1.2 км расположена г. Юкспор, а с юго-востока подходят склоны г. Айкуайвенчорр. Горы отсутствуют только в южной части. Здесь впадину замыкает гряда конечной морены, прорезанная узкой долиной вытекающей из озера р. Белой – единственной рекой, которой сбрасывается весь сток бассейна – впадающей в оз. Имандра. Питание смешанное за счёт поверхностных и подземных вод, а также атмосферных осадков. Абсолютная отметка – 312 м. Площадь водной поверхности – 3.9 км², объём воды – 0.0579 км³, наибольшая глубина – 37.6 м. Длина около 2 км, ширина – около 1.5 км. Амплитуда колебания воды не превышает 1.1 м. С северо-востока впадают р. Саамская и р. Юкспоррйок с притоками – руч. Гакмана и руч. Подъёмный. С северо-запада впадает р. Вудъяврйок [5].

Оз. М. Вудъявр расположено к северу от оз. Б. Вудъявр во впадине среди гор. С запада находится г. Вудъяврчорр, с севера подходит г. Тахтарвумчорр, с востока – Поачвумчорр. Представляет собой водоём плотинного типа: в южном направлении имеется конечная морена, перегораживающая долину р. Вудъяврйок. Эта морена раньше служила плотиной оз. М. Вудъявр. Относится к классу малых озёр. Площадь оз. М. Вудъявр – 0.52 км², объём воды – 1 484 620 м³, наибольшая глубина – 10.5 м. Абсолютная отметка 16.05.35 равнялась 357.8 м, т.е. озеро расположено почти на 46 м выше оз. Б. Вудъявр. В оз. М. Вудъявр впадают реки Поачвумйок, Тахтарвумйок, Леминговая. Все они функционируют только в летний и осенний периоды. Из постоянных источников, питающих озеро, отметим руч. Сентесйок, вытекающий из оз. Сентесъявр, расположенного в Кукисвумчоррской долине возле конечной морены. Это озеро питается преимущественно подземными водами. На дне оз. М. Вудъявр в северной и северо-западной частях расположены мелкие источники подземных вод, хорошо видимые в тихую погоду по выходам пузырьков газа, поднимающихся со дна. Сток из озера осуществляется главным образом через р. Вудъяврйок и, возможно, отчасти через – подземный сток [2, 5].

Более 80 лет экосистемы Хибинского горного массива (в т.ч. водные) развиваются в условиях ризотипного многофакторного антропогенного воздействия различной интенсивности. Специфические субарктические условия определяют малую устойчивость природных комплексов к внешним воздействиям. Индустриальное развитие региона, связанное с добычей фосфатного сырья, привело к нарушению ландшафтной структуры и загрязнению природной среды Хибин. Многие природные водоёмы стали развиваться в совершенно новых экологических условиях. Длительная аэротехногенная нагрузка на регион отразилась на состоянии удалённых от прямых источников загрязнения водных экосистем, в частности, горных водоёмов.

Для оценки современного состояния поверхностных вод и изучения истории развития и загрязнения территории в зоне влияния ОАО «Апатит» исследованы донные отложения (ДО) оз. Б. и М. Вудъявр. Методы отбора и химического анализа ДО, а также гидрохимическая и гидробиологическая характеристики этих и других хибинских озёр описаны ранее [3]. Первые подробные морфологические, гидробиологические и гидрохимические исследования озёр были проведены в конце 1930-х гг. [2, 4]. Распределение элементов в ДО озёр имеет свои закономерности формирования химического состава. Для выявления закономерностей распределения и факторов, имеющих наибольшее влияние на формирование химического состава ДО, проведена статистическая обработка результатов с использованием пакета Statistica, Version 6.0 (корреляционный, факторный и кластерный анализы). При этом привлекались данные химического анализа воды и основных географических, морфометрических, гидрологических и гидрохимических характеристик исследуемых озёр.

В оз. Б. Вудъявр поступали и поступают стоки обогатительной фабрики и рудников ОАО «Апатит» с большим содержанием взвешенных веществ, а также тонко- и мелкодисперсные пылевые частицы горных пород, образующиеся после взрывов и в процессе погрузки и разгрузки раздробленного материала на рудниках. Поэтому все элементы (K, Na, Sr, Al, Ca, P), связанные с апатитонефелиновым производством, находятся в повышенных концентрациях в поверхностных слоях ДО оз. Б. Вудъявр (рис. 2). Влияние на формирование химического состава ДО оз. Б. Вудъявр оказывают также и выбросы комбината «Североникель», находящегося на расстоянии менее 50 км от озера, что сказалось в повышении концентраций тяжёлых металлов (Cu, Ni, Co, Cd, Pb) к поверхности ДО (рис. 2). Практически по всем вышеперечисленным элементам наблюдаются высокие коэффициенты в первом факторе, имеющим наибольший вес (45 %). Этот фактор проявляется и в отрицательном коэффициенте «слоя» ДО (т.е. с увеличением глубины ДО происходит уменьшение концентраций элементов). Высокие коэффициенты в первом факторе имеют K, Na, Sr, Al (влияние ОАО «Апатит») и Cu, Ni, Co, Cd (комбинат «Североникель»). Второй фактор, имеющий меньший вес (30 %), объединяет Fe, Mg, Al с положительными коэффициентами, а также Zn и Ca, имеющие отрицательные коэффициенты. Последние два металла характеризуются относительным снижением содержания по направлению к поверхности после резкого увеличения концентраций в начальный период разработки апатитонефелиновых руд. В третьем факторе (9 %) высокий коэффициент имеет только Mn, распределение которого резко отличается от других элементов – фоновые концентрации отличаются относительно высокими значениями по срав-

нению с содержаниями после начала деятельности ОАО «Апатит» и только в поверхностном слое происходит значительный рост концентраций (рис. 2).

Кластерным анализом толща ДО оз. Б. Вудъявр разделяется на нижнюю часть (14-25 см) с относительно низкими фоновыми концентрациями элементов, среднюю часть (10-14 см), в котором происходит резкая смена содержаний элементов, связанная с началом деятельности ОАО «Апатит», и верхнюю часть (0-10 см) с относительно высокими концентрациями металлов, отражающими современную нагрузку в последние полвека. Слой 12-13 см практически для всех элементов занимает промежуточное положение, что и проявилось в его обособленности в кластерном «дереве» ДО этого озера (рис. 2). В этом слое происходит либо резкий рост (Zn, Na, K, Ca, P), либо падение содержания (Fe, Mn, Mg, Al). Нижнюю границу этой средней части колонки ДО оз. Б. Вудъявр (14 см) можно взять за репер для подсчёта средней скорости осадконакопления. Если учесть, что ОАО «Апатит» начало свою деятельность в 1930 г., колонка ДО была отобрана в 2000 г., и мощность этого антропогенно измененного слоя составляет 14 см, то средняя скорость осадконакопления равна 2 мм/год.

Оз. М. Вудъявр находится вверх по течению р. Вудъяврйок от оз. Б. Вудъявр и испытывает только аэротехногенную нагрузку. Основным источником загрязнения являются воздушные выбросы пред-

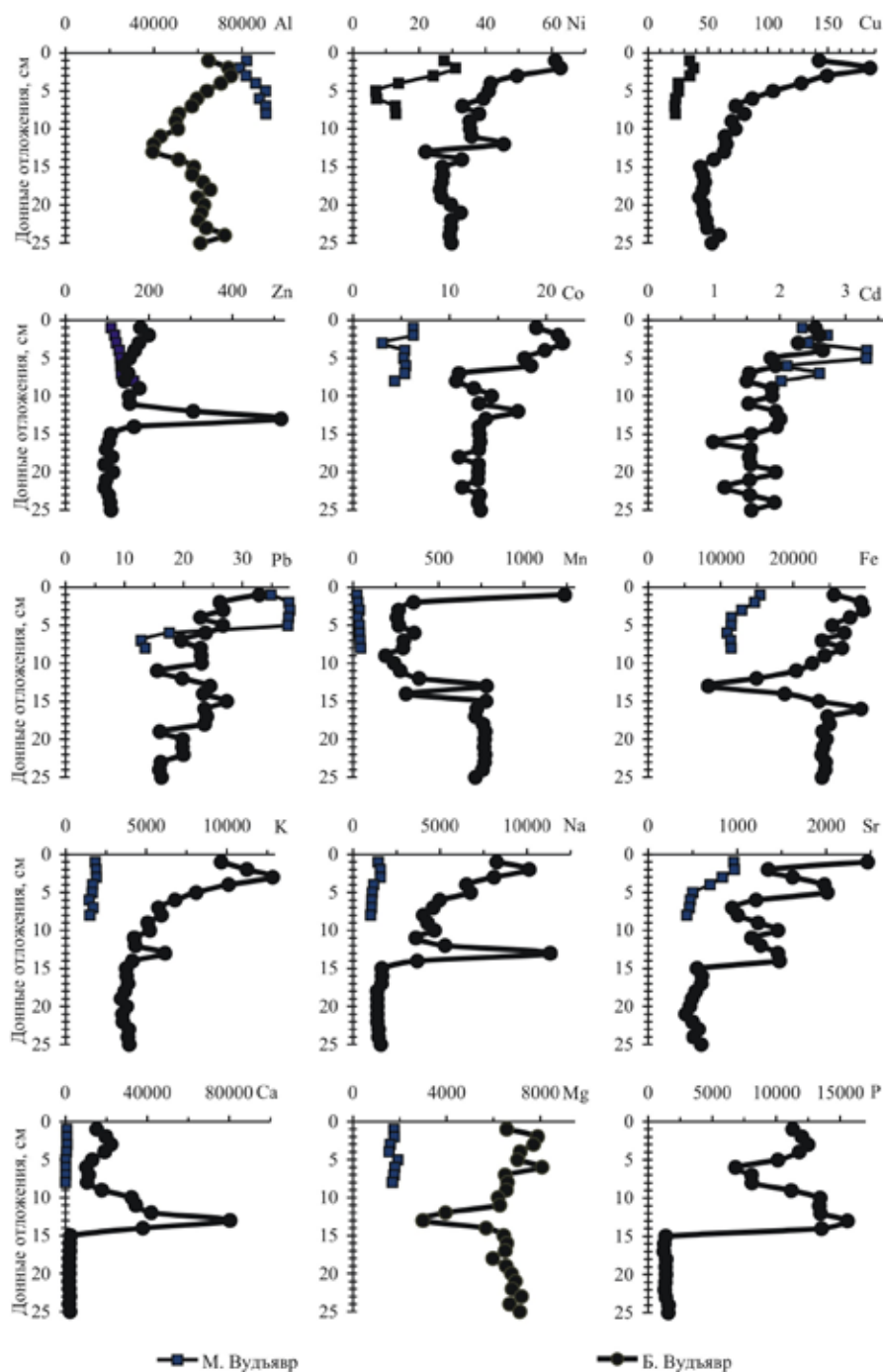


Рис. 2. Вертикальное распределение ППП (%) и элементов (мкг/г) в ДО оз. М. и Б. Вудъявр.

приятный ОАО «Апатит», главным образом пыль АНОФ-1, прекратившей свою деятельность в начале 1990-х гг., а также рудников. Воздушные выбросы комбината «Североникель» также достигают водосбора оз. М. Вудъявр. В факторной модели для ДО оз. Б. Вудъявр первый фактор имеет наибольший вес (62 %) и объединяет практически все металлы, источниками поступления которых являются ОАО «Апатит» и комбинат «Североникель». Zn, Mn и Al имеют положительные значения коэффициентов, т.е. для них характерно снижение концентраций по направлению к поверхности ДО. Концентрации остальных металлов увеличиваются к поверхности, и, следовательно, имеют отрицательные значения коэффициентов в первом факторе. Во втором факторе, вес которого 14 %, высоким отрицательным коэффициентом обладает только Cd. Максимальные концентрации этого тяжёлого металла зафиксированы в средней части колонки (3-5 см), рост концентраций в период осадконакопления связан с началом освоения близлежащей территории. Со имеет наибольший коэффициент в третьем факторе (10 %) и характеризуется резким снижением концентрации в слое 2-3 см (рис. 2).

Кластерный анализ толщи ДО оз. М. Вудъявр чётко выделил верхний слой (0-3 см), в котором происходят значительные изменения химического состава. Нижняя часть (3-8 см) объединяет ДО с фоновыми концентрациями элементов (рис. 2). Но такие реперные для территории загрязнения выбросами ОАО «Апатит» щёлочноземельные металлы, как Ca и Sr, показывают рост концентраций начиная со слоя 3-4 см, так что можно принять, что 4 см и есть та мощность отложений, в которой наблюдаются антропогенные изменения химического состава ДО. Учитывая, что колонка была отобрана в 2000 г., а с момента начала деятельности ОАО «Апатит» прошло более 70 лет, можно подсчитать, что скорость осадконакопления в оз. М. Вудъявр равна 0.6 мм/год. Это озеро, испытывающее только атмосферное загрязнение, имеет скорость осадконакопления в 3 с лишним раза меньшую, чем оз. Б. Вудъявр, загрязняемое главным образом сточными водами с повышенной концентрацией взвешенных веществ, в основном минеральных.

Таким образом, установлено, что в результате более чем 80-летнего освоения апатито-нефелиновых месторождений Хибинского горного массива и влияния соседних мощных источников загрязнения (в первую очередь, комбината «Североникель») нарушены природные геохимические циклы химических элементов, входящих в состав горных пород. Происходит интенсивное загрязнение окружающей среды и водных объектов, в т.ч. химическими элементами, представляющими потенциальную опасность для биологических систем. Озёра являются аккумулялирующими звеньями озёрно-речных систем, в них накоплено значительное количество потенциально опасных загрязняющих веществ. Поступление значительных объёмов щелочных шахтных вод обусловило изменение физико-химических условий в оз. Б. Вудъявр. Снижение объёмов прямого загрязнения может привести к восстановлению природных условий (снижение pH, изменение окислительно-восстановительных условий), что повлечёт за собой интенсивное вторичное загрязнение соединениями, накопленными в ДО. Вертикальное распределение элементов в ДО имеет сложный и неоднозначный характер, что отражает химические особенности изученных элементов, меняющиеся внешние условия, интенсивность и состав загрязнения.

Список литературы

1. Арманда А.Д. Очерк формирования рельефа и четвертичных отложений Хибинских тундр // Вопр. геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского п-ова. Отдельный оттиск. Апатиты, 1960. 53 с.
2. Каныгина А.В. Гидробиологическое и гидрохимическое исследование оз. Б. и М. Вудъявр. Кольская научно-исследовательская база АН СССР. Хибиногорск, 1939. 206 с. (Фонды КНЦ РАН; № 105).
3. Кашулин Н.А., Денисов Д.Б., Сандимиров С.С. и др. Антропогенные изменения водных систем Хибинского горного массива, Мурманская обл. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. Т. 1. 250 с. Т. 2. 282 с.
4. Предтеченский Н.П. Морфология оз. Б. и М. Вудъявр // Матер. к изучению вод Кольского п-ова. Хибиногорск: Кольская база АН СССР, 1940. С. 17-44.
5. Природные условия Хибинского учебного полигона: Уч. пособие по практикам студентов-географов в Хибинах / Ред. С.М. Мягков. М.: Изд-во МГУ, 1986. 170 с.

О ДИНАМИКЕ ЗИМНИХ ОСАДКОВ И ГЛЯЦИОСФЕРЫ В ХИБИНАХ

Дёмин В.И.¹, Мороз Н.В.²

¹ Полярный геофизический институт КНЦ РАН, Апатиты, demin@pgia.ru

² Центр лавинной безопасности ОАО «Апатит», Кировск, airep@rambler.ru

Since the second part of 20th century there has been the decrease of solid (winter) precipitation in the Khibiny caused the shortening of snow-cover coating and reduction of snowfields and ices areas. Presumably, the orographic component of precipitation decreased because of the atmospheric circulation change.

К числу уникальных геологических объектов Хибин следует отнести 4 небольших ледника, обнаруженных во время экспедиций в рамках I Международного геофизического года в 1957-58 гг. и внесённых впоследствии в «Каталог ледников СССР» [4]. За прошедшие 50 лет они проявили тенденцию к сокращению, как и другие объекты гляциосферы в регионе [2] (рис. 1, 2).



Рис. 1. Ледник № 3 в верховьях долины р. Тульйок 23.09.2006. Полностью открытое ледовое тело припорошено свежевypавшим снегом. По измерениям 01.09.1958 длина ледника составляла 350 м, ширина – 40-90 м, мощность – до 6.5 м [5].



Рис. 2. Состояние второго по величине снежника в Хибинах на г. Кукисвумчорр 29.08.2007. О масштабах его уменьшения может свидетельствовать следующий факт: в 1954 г. в нём предпринята первая попытка поиска ледяного ядра [5], т.е. допускалась возможность существования зачаточной формы ледника. В 2002 г. снежник-перелеток впервые растаял и в последующие годы это неоднократно повторялось.

Подобные изменения в гляциосфере происходят на протяжении длительного времени. Так, современные ледники Скандинавии достигли максимального развития в середине XVII в. На аэрофото-снимках хорошо опознаются следы недавно исчезнувших ледников и крупных снежников, существовавших в середине XIX в. [7] Вместе с тем, весьма заманчиво связать наблюдаемое сокращение площади снежников и ледников в Хибинах с современным потеплением климата, отчётливо проявляющимся в регионе с конца XIX в., согласно данным метеорологических измерений [3]. Однако, на наш взгляд, уменьшение площадей и объёмов снежно-ледовых отложений (по крайней мере, в настоящее время) происходит не столько за счёт более высоких летних температур, сколько из-за изменения количества осадков в зимнее время. Современный нижний уровень хионосферы (т.н. «уровень 365») располагается в регионе на высоте около 1500 м [7]. Таким образом, снежники-перелетки и ледники Хибин находятся ниже современной снеговой линии более чем на 500 м и существуют только в результате усиленной концентрации снега в зимнее время. Между тем, количество твёрдых осадков в Хибинах (по крайней мере, на верхних частях плато) за последние десятилетия значительно уменьшилось (рис. 3). Примечателен не столько масштаб явления, затрагивающий хозяйственную деятельность, сколько то, что на предгорных равнинах аналогичного эффекта уменьшения снежности зим не отмечается.

Наблюдаемое сокращение количества твёрдых осадков нельзя считать ошибочным, т.к. на протяжении указанного промежутка времени измерения проводились на одной и той же станции, по единой методике и климатическая однородность ряда выдержана. Кроме того, тенденцию к снижению количества твёрдых осадков показывают и данные измерений на г. Юкспорр (закрыта в 1980 г.). Уменьшилось не только количество осадков, но и продолжительность залегания снежного покрова (рис. 4). На плато Ловчорр полный сход снежного покрова сейчас происходит примерно на неделю раньше, чем в 1960-е гг. Это даёт основания предполагать, что причина сокращения зимних осадков заключается в изменившихся особенностях их орографической интенсификации над Хибинами в прошедшие десятилетия.

Действительно, орографическая составляющая осадков в горных областях тесно связана с на-

правлением движения воздушных масс и их влагосодержанием (в т.ч. вертикального профиля водяного пара) [1, 6]. Если допустить смену циркуляционных эпох в последние десятилетия, то количество орографических осадков тоже должно измениться. К сожалению, физической модели взаимодействия Хибинского горного массива с атмосферными потоками и формирования регионального поля осадков пока не существует. Традиционные подходы неприменимы к условиям Хибин ввиду их небольшого размера и слабого воздействия на процессы синоптического масштаба, что также можно считать особенностью Хибин. Но такая смена циркуляционных условий действительно наблюдается в ряде индексов циркуляции (например, индекс NAO Северо-Атлантического колебания; рис. 5) и в распределении типов циркуляции (рис. 6).

Таким образом, наблюдаемое в Хибинах со второй половины XX в. сокращение площади гляциосферы можно считать результатом не только общего потепления климата в регионе, но и следствием значительного снижения количества твёрдых осадков из-за изменения условий их орографической интенсификации в условиях смены макроциркуляционных процессов. Этот вывод не отвергает гипотезу о возможном антропогенном воздействии на глобальный климат, которое могло найти отражение в изменении структуры длинных планетарных волн.

Список литературы

1. Barry R. Mountain weather and climate. Cambridge University Press, 2008. 506 p.
2. Зюзин Ю.Л. Суровый лик Хибин. Мурманск: Изд-во «Рекламная полиграфия», 2006. 236 с.
3. Зюзин Ю.Л., Дёмин В.И. Климатические изменения в Хибинах в XX в. по данным метеорологических, гляциологических и ландшафтных наблюдений // Тр. III Межд. конф. «Лавины и смежные вопросы». Кировск, 4-6 сент. 2007 г. Апатиты: Изд-во «ООО Апатит-Медиа», 2007. С. 163-171.
4. Каталог ледников СССР. Т. 1. Ч. 1. Хибинские горы. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 50 с.
5. Перов В.Ф. Снежники, ледники и мерзлотный рельеф Хибинских гор. М.: Наука, 1968. 120 с.
6. Русин И.Н. Синоптическая интерпретация данных при расчете ливневых осадков в горах. СПб: Изд-во РГГМУ, 2003. 219 с.
7. Тушинский Г.К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М.: Изд-во геогр. лит., 1963. 312 с.

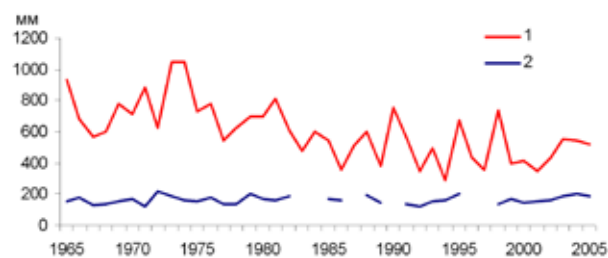


Рис. 3. Динамика суммарного (за ноябрь-апрель) количества осадков на г. Ловчорр, высота 1089 м (1) и в г. Мурманске (2).

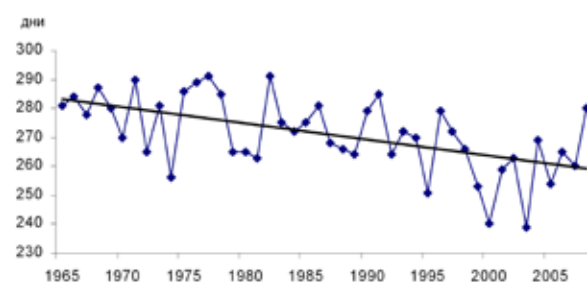


Рис. 4. Число дней со снежным покровом на плато Ловчорр, прямой линией отмечен тренд.

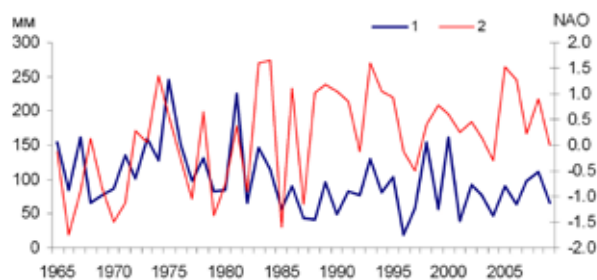


Рис. 5 Сумма осадков за январь на г. Ловчорр (1) и индекс NAO (2).

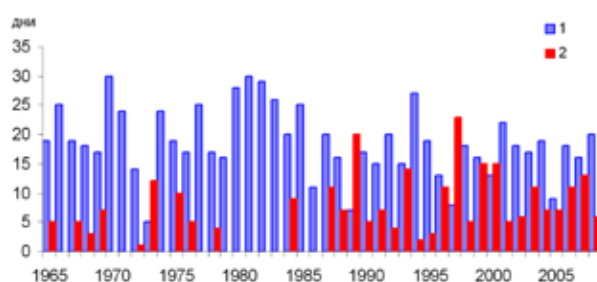


Рис. 6. Число дней с меридиональной северной (1) и меридиональной южной (2) циркуляцией по типизации Б.Л. Дзердзеевского, данные Института географии РАН, Москва.

ХИБИНСКИЙ МАССИВ В ПРЕДСТАВЛЕНИЯХ, ГИПОТЕЗАХ И ФАКТАХ

Дудкин О.Б.

ГИ КНЦ РАН, Апатиты, dudkin@geoksc.apatity.ru

Observed are numerous theories and hypothesis on conditions of the Khibiny alkaline massif formation. Defined are its characteristics conforming to the well-known alkaline plutons. Studied are peculiarities of the massif structure and its rocks composition, which resulted in heated discussions about its genesis. These peculiarities all characterize the Khibiny massif as a unique geological formation.

Крупнейший Хибинский массив щелочных интрузивных пород принято считать уникальным. За период его изучения с конца XIX в. возникло большое количество представлений и гипотез о его образовании, начиная с геодинамических и геохимических условий щелочного магматизма и кончая причинами разнообразия пород и минеральных видов. Даже рядом расположенный Ловозёрский массив с интенсивным проявлением редкого в природе ультращелочного магматизма не вызвал у геологов такого количества генетических построений. Для анализа уникальных особенностей массива прежде всего необходимо рассмотреть его положение в ряду близких щелочных массивов и комплексов. Анализ естественных рядов природных явлений остается фундаментальным методом естествознания. Такой подход должен выявить, что привело к сложностям в понимании условий формирования крупнейшего щелочного массива мира.

Первые сведения о размерах Хибинского массива и его породах получены финскими геологами В. Рамзаем и В. Гакманом в 1887-1902 гг. [29] Систематическое изучение начато в 1920-х гг. экспедициями А.Е. Ферсмана [25]. Первая карта массива составлена Б.М. Куплетским [22]. В главном она сохранилась до настоящего времени, хотя в результате геологических съёмок, горных работ и тематических исследований вносились дополнения [6, 15, 16]. Хибинский массив остаётся самым крупным в мире. Его форма на поверхности близка эллипсу 45 × 35 км, а глубина по геофизическим данным составляет 7-9 км. Кольцевое строение, типичное для щелочных интрузивов, – одно из наиболее правильных (рис. 1).

Массив расположен в центральной части Кольского п-ова на пересечении крупных разломов рифтогенного типа (рис. 2). Такая геодинамическая позиция типична для плутонических и вулканоплутонических комплексов ультраосновных щелочных пород, карбонатитов и нефелиновых сиенитов [7, 19]. Массив нефелиновых сиенитов включает крупнейшее в мире поле ийолит-уртитов, в нём присутствуют и карбонатиты. В подобных щелочных массивах характерно также проявление калиевого

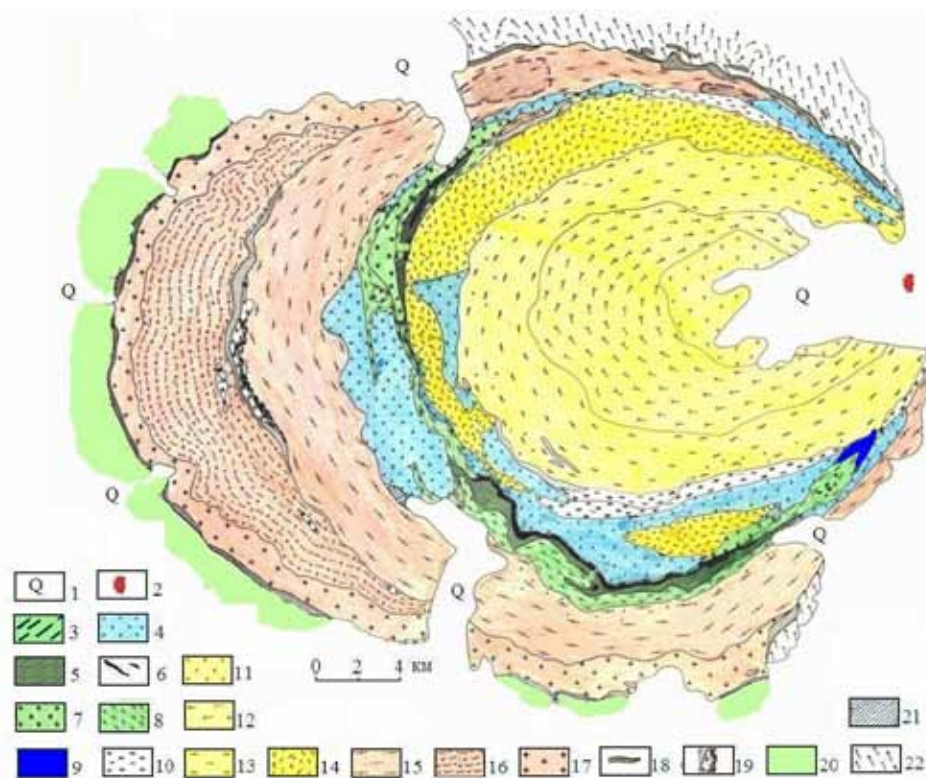


Рис. 1. Хибинский массив. Кайнозой: 1 – четвертичные отложения. Палеозой: 2 – комплекс редкометальных карбонатитов; 3 – средnezернистые полевошпатовые ийолиты и малиниты; 4 – псевдолейцит-нефелиновые сиениты – рискорриты и ювиты; 5 – массивные полевошпатовые уртиты и ийолиты; 6 – апатит-нефелиновые руды; 7 – ийолиты с прослоями уртитов; 8 – трахитоидные ийолиты; 9 – область сложной минерализации месторождения Олений Ручей; 10 – метаморфизованные сиениты; 11 – лейкократовые нефелиновые сиениты; 12 – массивные фойяиты ядра массива; 13 – трахитоидные фойяиты; 14 – средnezернистые эгириновые нефелиновые сиениты; 15 – трахитоидные крупнозернистые фойяиты (хибиниты); 16 – трахитоидные хибиниты; 17 – массивные хибиниты; 18 – лейкократовые нефелиновые сиениты приконтактной зоны; 19 – перекристаллизованные ромбен-порфиры. Протерозой: 20 – осадочно-вулканогенные породы свиты Имандра-Варзуга. Архей: 21 – ксенолиты ороговикованных сланцев; 22 – гранито-гнейсы.

товые нефелиновые сиениты приконтактной зоны; 19 – перекристаллизованные ромбен-порфиры. Протерозой: 20 – осадочно-вулканогенные породы свиты Имандра-Варзуга. Архей: 21 – ксенолиты ороговикованных сланцев; 22 – гранито-гнейсы.

щелочного магматизма. Калиевые щелочные магматические поступления завершают формирование интрузивных комплексов, а затем продолжаются дайковым и вулканогенным магматизмом [7, 19]. В Сибири такое развитие событий обнаруживают Якшинский, Якокутский, Сакунский интрузивные массивы, в Казахстане массив Ирису. Подобное сочетание щелочного магматизма имеет место во многих вулканоплутонических комплексах мира, примером могут служить вулканоплутонические комплексы Балканских рифтов [7].

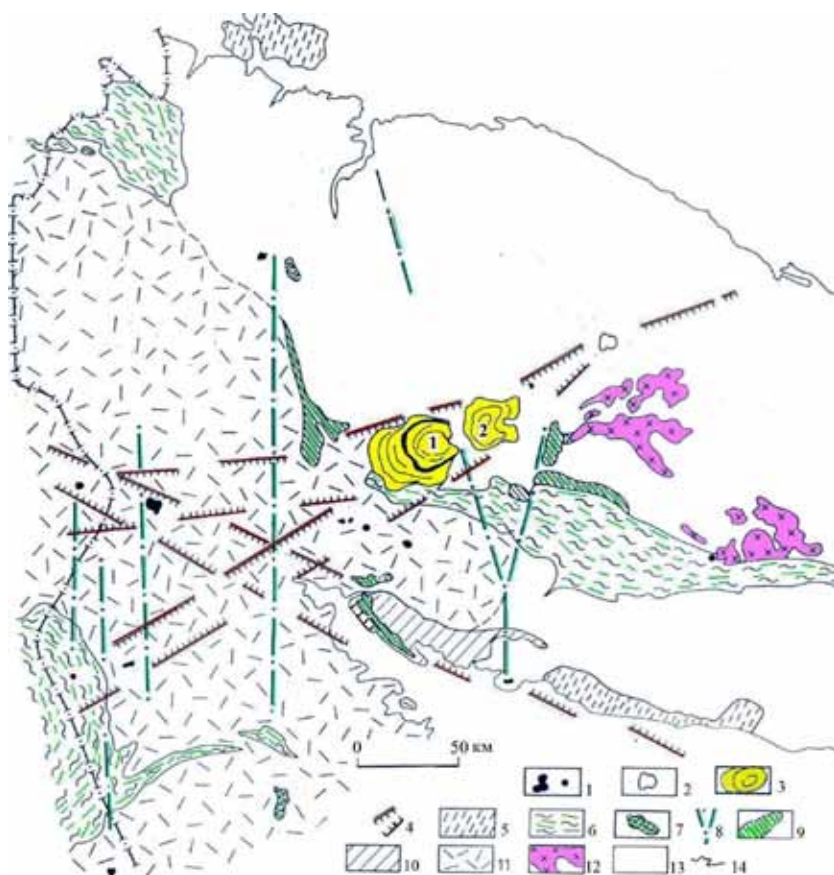


Рис. 2. Схема тектонического контроля палеозойского щелочного магматизма в пределах Кольской части Балтийского щита. Составлена автором по опубликованным материалам. Палеозой: 1 – ультраосновные щелочные массивы; 2 – вулканоплутонический комплекс Контозеро – пироксениты, щелочные вулканиды, карбонатиты; 3 – нефелин-сиенитовые массивы, 1 – Хибинский, 2 – Ловозёрский; 4 – предполагаемые рифтовые зоны, контролировавшие формирование щелочных массивов. Рифей: 5 – осадочные толщи. Нижний протерозой: 6 – вулканические толщи с терригенными осадочными породами; 7 – щелочно-габброидные массивы; 8 – предполагаемые разломы раннего протерозоя; 9 – базит-ультрабазитовые комплексы. Архей: 10 – анортозиты; 11 – гранито-гнейсы и супракрустальные толщи с включениями вулканидов; 12 – щелочные граниты; 13 – гранито-гнейсы и супракрустальные толщи; 14 – береговые линии.

В Хибинах интрузивные калиевые породы представлены псевдолейцит-нефелиновыми сиенитами – рисчорритами и ювитами, а также лейкократовыми нефелиновыми сиенитами (пуласкитами). Соответствие этих пород псевдолейцит-нефелиновым сиенитам доказано на представительном материале по картированию Сыннырского калиевого щелочного массива в Сев. Прибайкалье [8, 10]. Для дайкового комплекса пород Хибинского массива характерны трахиты, тингуаиты, калиевые пикриты [2]. Но кроме двух основных типов щелочных магматических пород в Хибинах широко проявлена и ультращелочная (агпайтовая) минерализация. Наиболее интенсивная агпайтовая минерализация прослеживается в области разлома, который прослеживается в пределах ийолит-уртитовой дуги вдоль висячего бока Кукисвумчорр-Юкспорского и Расвумчоррского апатитовых месторождений, затем в пределах Ньорпахк-Суолуайвского месторождения и, наиболее ярко, в области апатитового месторождения Олений Ручей (рис. 3). К этой зоне приурочено развитие дуэвритовых даек, которые отличаются от дуэвритов Ловозёрского массива относительной мелкозернистостью и существенными вариациями содержаний порообразующих силикатов.

По развитию ультращелочной минерализации Хибинскому массиву близки только рядом расположенный Ловозёрский массив и массив Илимаусак в Гардарской щелочной провинции Гренландии. Определённый интерес может представить сочетание в последней наиболее ранних протерозойских щелочных гранитов, затем массива Илимаусак и наиболее поздних ультраосновных щелочных массивов с карбонатитами [12]. Возрастные интервалы в этом ряду массивов по изотопным датирова-

ниям – 400-200 млн. лет. [30]. Щелочные граниты Кольской провинции имеют архейский возраст [2, 24], массивы Хибинский и Ловозёрский – 370-375 млн. лет, а ультраосновные щелочные массивы – 365-360 млн. лет. [2, 3, 28]. При различии возрастов последовательность магматизма Гардарской и Кольской провинций одинакова.

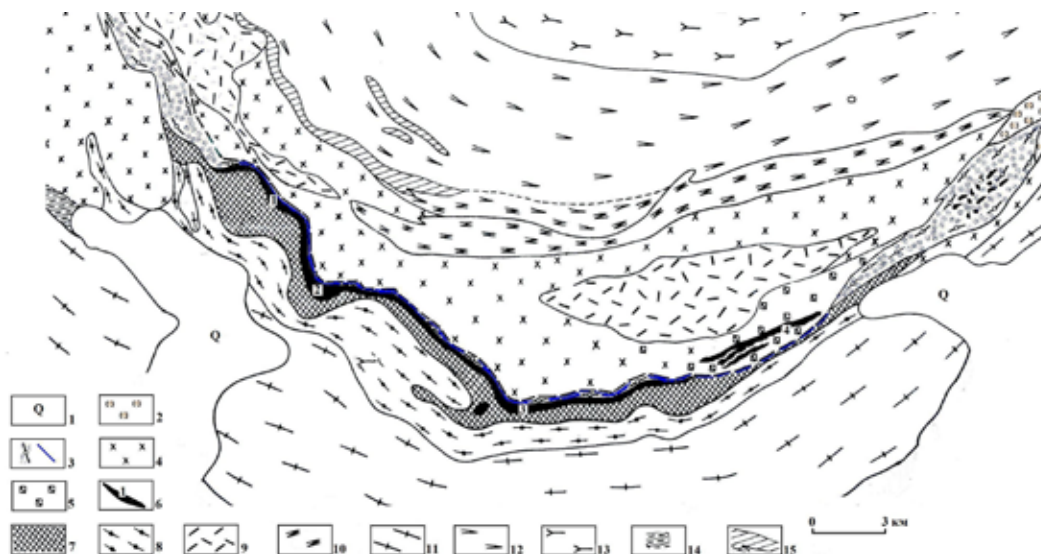


Рис. 3. Схема строения центральной дуги Хибинского массива. 1 – четвертичные отложения; 2 – Олений Ручей – область максимального проявления ультращелочной (аппаитовой) минерализации; 3 – среднезернистые трахитоидные полевошпатовые ийолиты и малиньиты; 4 – рисчорриты и ювиты; 5 – ювиты с повышенным содержанием апатита; 6 – апатитовые месторождения: 1 – Кукисвумчорр; 2 – Юкспор; 3 – Расвумчорр; 4 – Коашва; 5 – Ньорк-Пах; 6 – Олений Ручей; 7 – массивные уртиты и ийолиты; 8 – трахитоидные ийолиты; 9 – среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты; 10 – метаморфизованные сиениты; 11 – хибиниты (фойяиты) внешней дуги массива; 12 – трахитоидные фойяиты ядра массива; 13 – массивные фойяиты; 14 – крупный ксенолит метаморфизованных сланцев; 15 – поля распространения ороговикованных сланцев.

При неизменной в основе с 1930-х гг. геологической карте Хибинского массива последовательность его формирования остаётся дискуссионной. По Б.М. Куплетскому [22], прежде всего сформировался крупный массив фойяитов с краевой фацией лейкократовых нефелиновых сиенитов (умптеkitов). Затем произошла интрузия по кольцевому разлому, в результате которой появились рисчорриты. Следующая фаза привела к образованию ийолит-уртитовой дуги и апатит-нефелиновых пород (рис. 1).

Н.А. Елисеев и др. [15] представили схему формирования Хибинского массива по Е. Андерсону – с последовательным возникновением кольцевых интрузий от внешнего тела фойяитов (хибинитов) к фойяитам ядра (рис. 1). Её приняли А.В. Галахов [6], затем С.И. Зак и др. [16]. При этом Н.А. Елисеевым, А.В. Галаховым и авторами кондиционной геологической съёмки м-ба 1: 100000 [16] предлагались разные варианты формы и смещения кольцевых интрузий.

Основное внимание при генетических построениях уделялось ийолит-уртитовой дуге массива с её уникальными месторождениями апатита. Нужно отметить её очень высокую изученность. К 1980-м гг. в её пределах проведена геологическая съёмка м-ба 1: 10000, пробурены сотни скважин до глубины 1000 м, построены разрезы по 200 буровым скважинам глубиной до 2-2.5 км, проведён огромный объём горных работ в пределах месторождений. Представления геологов о природе ийолит-уртитовой дуги разделились. Кроме схемы Б.М. Куплетского [22], появились другие гипотезы.

Л.Н. Когарко [15] в результате экспериментальных физико-химических исследований определен анхизвектический состав ийолит-уртитовой интрузии, а её неоднородность рассмотрена с позиций кристаллизационной дифференциации. Авторы сводной работы по минералогии Хибинского массива [21] большое значение в формировании ийолит-уртитовой дуги и её апатитовых месторождений отвели метасоматическим процессам на магматической стадии минералообразования – со ссылкой на работы Д.С. Коржинского [20]. Это заключение трудно принять по причине определения процессов как метасоматических, хотя в принципе как явление магматического замещения [20] под воздействием калиевой щелочной магмы оно представляет интерес. В пределах Сыньярского калиевого щелочного массива псевдолейцит-нефелиновые сиениты контактируют с ийолитами краевой зоны плутона с образованием пёстрой серии полевошпатовых ийолитов. К сожалению, эту зону не удалось изучить детально из-за её слабой обнажённости [8, 10].

Б.Е. Боруцким [4] выдвинута гипотеза о формировании ийолит-уртитов в результате перекристаллизации захваченных нефелин-сиенитовой магмой ультраосновных щелочных вулканитов. С этим

связана ещё одна особенность Хибин. В фойяитах массива установлены крупные ксенолиты ранее существовавших магматических и метаморфических пород [6, 15, 16, 22]. Ксенолиты щелочных пироксенитов, якупирангитов, мелкозернистых ийолитов, типичных пород ультраосновных щелочных массивов обнаружены у СЗ и ЮВ контактов массива, а также внутри внешней фойяитовой (хибинитовой) дуги [6]. Прослежено согласное со строением массива крупное тело ромбен-порфиров, близких таковым Ловозёрского массива [6].

З.В. Шлюковой [27] изучен состав крупного ксенолита древних пород в хибинитах вблизи нижнего контакта ийолит-уртитовой дуги (рис. 1, 3), протяжённостью до 6 км и мощностью около 600 м. Ксенолит определён З.В. Шлюковой как блок глубоко метаморфизованных осадочных образований, содержащих кордиерит, андалузит, силлиманит и корунд. Но с породами свиты Имандра-Варзуга такой состав не увязывается, в полной мере он соответствует метаморфизованным породам глинистого состава архея Кольского региона – кианитовым, силлиманитовым и кордиеритовым сланцам. Близкие по составу ксенолиты в виде блоков разной формы и размера присутствуют в фойяитах ядра массива, где они прослежены вдоль контактов фойяитов с рисчорритами почти на 20 км (рис. 3).

На основании широкой распространённости в фойяитах крупных реликтов ранее возникших пород Б.Е. Боруцким [4] предложена идея, возникновения ийолит-уртитовой дуги в результате захвата нефелин-сиенитовой (фойяитовой) интрузией крупного тела вулканогенных нефелинитов. Последние были перекристаллизованы до грубозернистых трахитоидных ийолитов. В дальнейшем метасоматические процессы со стороны рисчорритов привели к наблюдаемой дифференциации пород дуги [4].

А.А. Арзамасцевым и др. [1] предложена модель, объединяющая формирование массивных полевошпатовых ийолитов и уртитов, ювитов и рисчорритов. Согласно ей все перечисленные породы образовались в процессе кристаллизации единого щелочного расплава. Это согласуется с близостью структур пород, экспериментальными данными и теоретической возможностью сегрегации кристаллов нефелина и пироксена с возникновением слоёв ийолита и уррита [18].

Существенная близость псевдолейцит-нефелиновых сиенитов Сыннырского массива [8] рисчорритам и ювитам Хибин позволила предположить образование массивных ийолитов, уртитов и апатит-нефелиновых тел ийолит-уртитовой дуги в результате воздействия на первичные мелкозернистые ийолиты высокотемпературной калиевой щелочной магмы [10]. Крупнозернистые уртиты и линзовидно-полосчатые апатит-нефелиновые руды содержат линзочки ийолита, которые во многом, включая состав акцессорного апатита, подобны мелкозернистым ийолитам ультраосновных щелочных массивов Кольской щелочной провинции [13]. Предельной стадией такого воздействия могло стать брекчирование апатитовых руд ювитами и рисчорритами, что имеет место на месторождениях Коашва и Снежный цирк (рис. 3).

Представление о блокировке пород ийолит-уртитовой дуги вкrest её простирания радиальными разломами, выполненными щелочными дайками, не подтвердилось. Рудничными геологами и сотрудниками Института горно-химического сырья [5] установлен разлом вдоль простирания пород дуги (рис. 3). Он трассируется характерными среднезернистыми полевошпатовыми ийолитами и малиньитами, которые срезают по падению апатит-нефелиновые тела (рис. 4) и образуют брекчии. В противоположность интенсивной фенитизации гнейсов калиевой магмой [8], внешние контакты нефелиновых сиенитов Хибин представляются «холодными». Зоны фенитизации вмещающих гнейсов часто не превышают сотни метров [9], их минерализация со стороны интрузии в виде жильных образований выражена слабо [27].

Большое значение имело открытие А.П. Хомяковым [26] в Хибинах 18 водорастворимых минералов. Часть из них может иметь глубинное происхождение, о чём свидетельствует изотопный анализ натрита (Na_2CO_3) из ядра эгирин-астрофиллитовой жилы Саамского карьера: $\delta^{13}\text{C}\text{‰} = -0,946$ [11]. Вме-

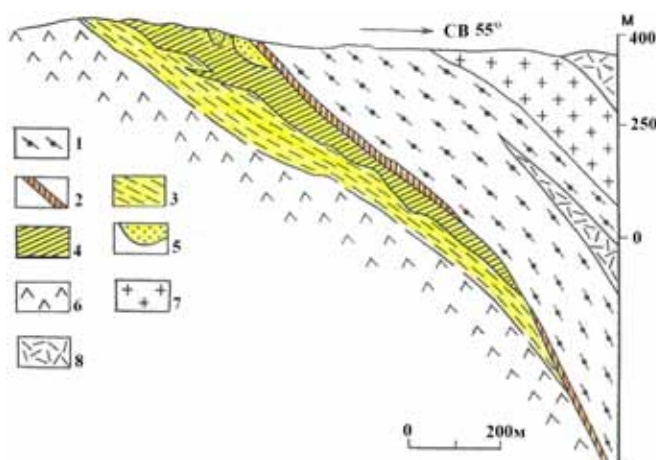


Рис. 4. Разрез апатит-нефелинового тела г. Юкспор: 1 – среднезернистые трахитоидные полевошпатовые ийолиты и малиньиты; 2 – апатит-титанитовые породы; 3 – линзовидно-полосчатые и полосчатые апатитовые руды; 4 – апатитовый ийолит – цемент рудной брекчии; 5 – пятнистая апатитовая руда; 6 – массивные уртиты и ийолиты; 7 – рисчоррит; 8 – нефелиновый сиенит.

сте с тем, многочисленные определения $\delta^{13}\text{C}\%$ из содовых выделений в хибинских породах показали значения от -0.804 до -0.367 [11]. Это подтверждает заключения геологов [6, 12, 16, 22 и др.] и данные изотопного датирования [2, 3, 12, 18], согласно которым современная поверхность Хибинского массива могла находиться в зоне катагенеза на глубине 2-2.5 км несколько миллионов лет.

Детальность минералогических исследований привела и к обнаружению уникальной разновидности апатита, аналога которому на момент его изучения не нашлось среди естественных и искусственно полученных разновидностей минерала [14]. Тонкозернистый бесцветный агрегат такого апатита обнаружил отсутствие типичных дефектных центров люминесценции (рис. 5) и значительные деформации кристаллической решётки в направлении Z-структуры. По физическим свойствам он оказался близок апатиту магматических пород, но с особенностью, характерной для низкотемпературного апатита [14].

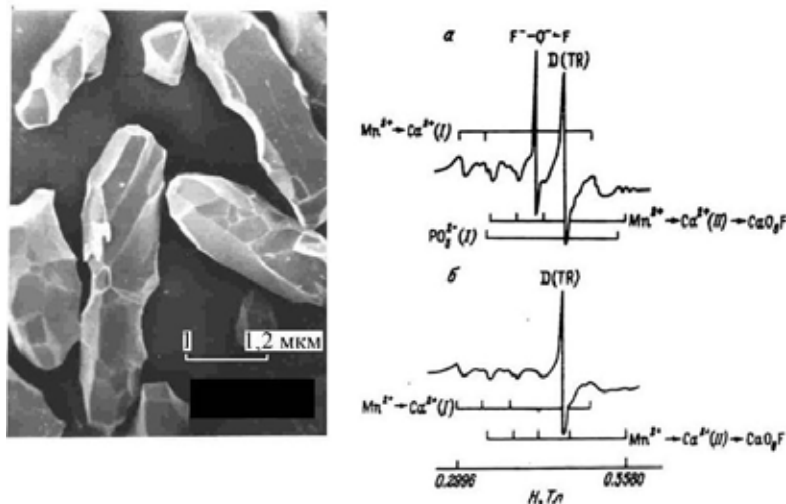


Рис. 5. Слева – зёрна апатита Хибинских месторождений из тонкозернистого мономинерального агрегата с необычными физическими свойствами. Справа сверху – спектр ЭПР обычного хибинского апатита, внизу – апатита без характерных дефектных центров.

Разный объем информации по отдельным комплексам Хибинского массива затрудняет поиск интрузивных плутонов, близких ему по ассоциациям пород. Чётко укладываются почти по всем признакам в ряд известных редкометальных карбонатитов только карбонатиты Хибин [12]. Ийолит-уртитовая дуга Хибин не имеет аналогов. В отношении других комплексов принципе возможен сравнительный анализ. Ассоциация фойяитов, ийолитов и калиевых пород имеет место в Верхнесаянском, Заангарском и Харлингском массивах [19]. В массиве Томтор фойяиты с апатитовыми акцессорными минералами присутствуют наряду с ийолитами. Но опубликованные материалы позволяют делать только общие сравнения. Для такой работы, безусловно, нужны материалы по результатам геологосъемочных и разведочных работ.

К концу 1970-х гг. накопился большой фактический материал по геологии, геохимии, минералогии Хибинского массива. Кроме упомянутых гипотез и моделей появилось большое число других представлений и схем формирования массива в целом, отдельных комплексов пород, апатитовых месторождений и жильных образований [21]. Они свидетельствуют о том, что многие спорные вопросы, касающиеся условий возникновения Хибинского массива, связаны с отсутствием информации по особенностям глубинного магматического очага, вызвавшего столь сложное сочетание разных по составу магматических поступлений. Геологические структуры в центре Кольского региона на глубину не прослежены, а уточнение последовательности образования разных пород – интрузивных, вулканогенных, ксенолитов метаморфизованных пород основания платформы – требует развития доступных методов изотопного датирования.

Список литературы

1. Арзамасцев А.А., Иванова Т.Н., Коробейников А.Н. Петрология ийолит-уртитов Хибин и закономерности размещения в них залежей апатита. М.: Наука, 1987. 110 с.
2. Арзамасцев А.А., Беляцкий Б.В., Травин А.В. и др. Дайковые породы в Хибинском массиве: связь с плутоническими сериями, возраст, характеристика мантийных источников // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 295-318.
3. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 124 с.
4. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных магм. М.: Наука, 1988. 215 с.

5. Вировлянский Г.М., Благодетелева Ю.Н. Позднейолитовые кольцевые разломы в Хибинском массиве // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 8. С. 78-88.
6. Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 256 с.
7. Гергелчев В.Н., Петков И.Н., Панов Т.Е. и др. Общая геолого-геофизическая и металлогеническая характеристика рифтовых зон Балканского п-ова // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Н.: Наука, 1974. 312 с.
8. Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива / Зак С. И., Пак А.С., Горстка В.Н. и др. Л.: Наука, 1969. 147 с.
9. Горстка В.Н. Контактная зона Хибинского массива. Л.: Наука, 1971. 98 с.
10. Дудкин О.Б., Зак С.И., Горстка В.Н. Ассоциации минералов в крайних калиевых и натриевых дифференциатах щелочных магм // Зап. ВМО. 1967. № 5. С. 567-576.
11. Дудкин О.Б., Кулаков А.Н., Поляков К.И. и др. Типоморфизм минералов плутонов щелочных пород в связи с их апатитоносностью // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. Матер. XI съезда ММА. Новосибирск, 4-10 сент. 1978 г. М.: Наука, 1980. С. 117-124.
12. Дудкин О.Б., Минаков Ф.П., Кравченко М.П. и др. Карбонатиты Хибин. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1984. 98 с.
13. Дудкин О.Б., Арзамасцева Л.В., Балаганская Е.Г. и др. Апатитоносность щелочных массивов Кольского региона. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 92 с.
14. Дудкин О.Б., Крутиков В.Ф., Файзуллин Р.М. и др. Спектры ЭПР и люминесценции апатита Хибинских месторождений // Зап. ВМО. 1994. № 2. С. 93-104.
15. Елисеев Н.А., Ожинский И.С., Володин Е.Н. Геологическая карта Хибинских тундр // Тр. Лен. геол. упр. Вып.19. Л., 1939. 68 с.
16. Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. и др. Хибинский щелочной массив. Л.: Недра, 1972. 176 с.
17. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса агапайтовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
18. Когарко Л.Н., Крамм У., Дудкин О.Б. и др. Возраст и генезис карбонатитов Хибинского щелочного массива (данные по изотопам Rb и Sr) // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289. № 4. С. 970-972.
19. Кононова В.А. (отв. ред.). Магматические горные породы. Щелочные породы. М.: Наука, 1984. 415 с.
20. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 335-456.
21. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Т. 1. Магматизм и постмагматические преобразования. Т. 2. Минералы. М.: Наука, 1978.
22. Куплетский Б.М. Петрографический очерк Хибинских тундр. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 13-48.
23. Митрофанов Ф.П. (отв. ред.). Новое в геологии, геофизике и геохимии Кольского п-ова. Основные результаты научно-исследовательских работ в 1992-1996 гг. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1996. 118 с.
24. Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б. и др. Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кольской структуре Балтийского щита // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 2. С. 238-241.
25. Ферсман А.Е. Полезные ископаемые Кольского п-ова. М.: Изд-во АН СССР, 1941. 245 с.
26. Хомяков А.П. Минералогия ультраагапайтовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 196 с.
27. Шлюкова З.В. Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986. 96 с.
28. Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signature of the Khibina and Lovozero agpaitic centers, Kola Alkaline Province, Russia // Lithos. 1994. V 32. P 225-242.
29. Ramsay W., Hackman V. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola // Fennia. 1894. Bd IX. N 2.
30. Sorensen H. Internal structures and geological setting of the three agpaitic intrusions – Khibina and Lovozero of the Kola Peninsula and Ilimaussaq, South Greenland // Canad. Miner. 1970. V 10. P 299-334.

УНИКАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ИНФОРМАЦИОННО-ПОИСКОВОЙ СИСТЕМЕ «УНИКАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ РОССИИ»

Карпузов А.Ф.¹, Попов Е.В.², Семилеткин С.А.³

¹ Роснедра, Москва, karpuzov@rosnedra.com. ² Роснедра, Москва, eropov@rosnedra.com.

³ ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, ssa.lgu@gmail.com

FGUP "VSEGEI" has been elaborating the information retrieval system "Unique geological objects of Russia". The system provides the information and maps of unique geological objects compiled after thorough regional research. Currently, the system contains data on approximately 2000 unique geological objects, both protected areas and those applied to be acknowledged as such. The article demonstrates the structure and possibilities of the information retrieval system on the example of unique geological objects of the Kola Peninsula.

В ФГУП «ВСЕГЕИ» по заданию Роснедра России разрабатывается информационно-поисковая система (ИПС) «Уникальные геологические объекты России». Целевое назначение работ – информационно-картографическое обеспечение учёта, эффективного использования и сохранения уникальных геологических объектов при проведении регионального геологического изучения территории РФ. В настоящее время в ИПС введена информация примерно о 2000 уникальных геологических объектах, как утвержденных в качестве ООПТ, так и предлагаемых к утверждению. Одновременно с наполнением ИПС создается карта «Уникальные геологические объекты России». Кольский п-ов характеризуется уникальным набором геологических памятников, различных по типу и категории. Так, на территории Мурманской обл. выделены три уникальных геологических объекта минералогического типа, имеющих федеральный статус: Астрофиллиты горы Эвеслогчорр, Залежь «Юбилейная», Эпидозиты мыса В. Наволок. Ниже приведена структура информационно-поисковой системы на примере уникальных геологических объектов Кольского п-ва. После загрузки ИПС пользователь последовательно выбирает в меню поиска (правая часть рис. 1):

- федеральный округ;
- субъект федерации.

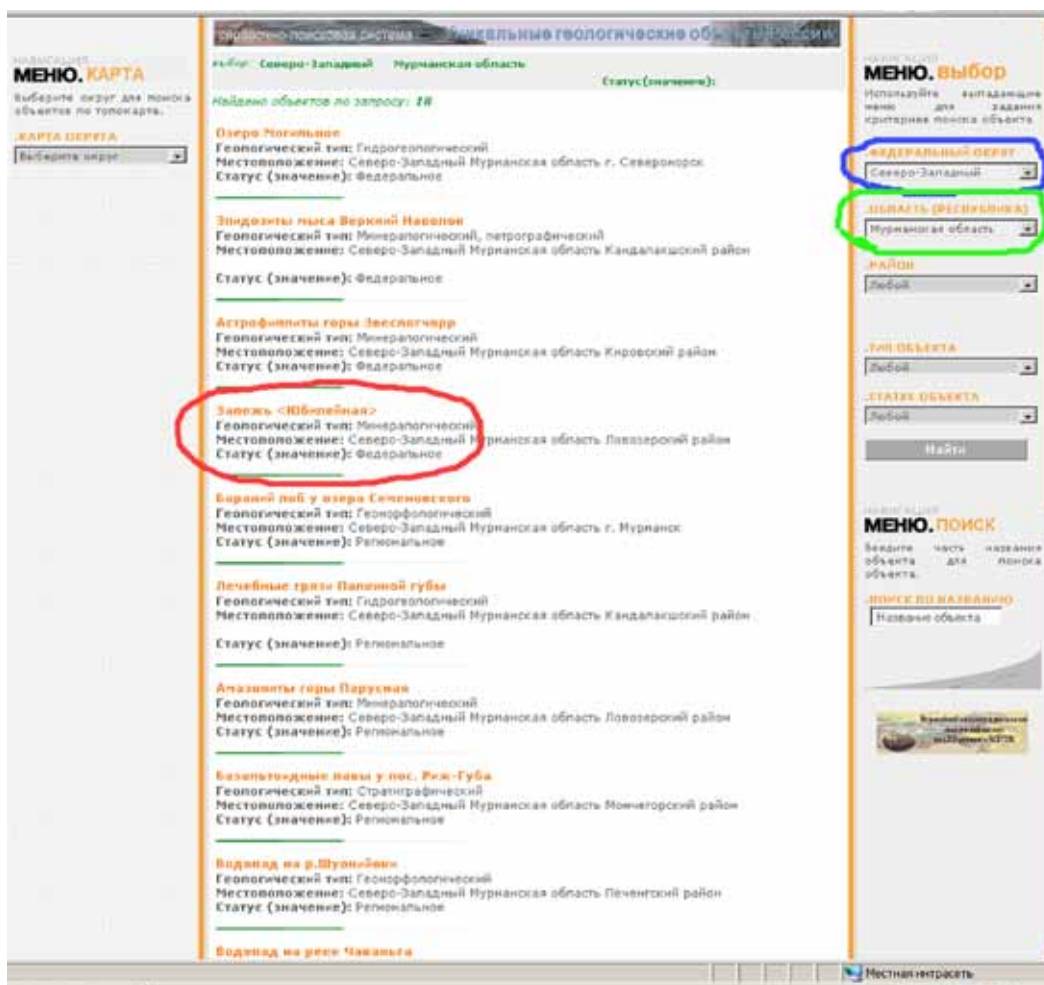


Рис. 1. Результаты поиска по выборке: Северо-Западный федеральный округ, Мурманская обл.

При необходимости более детального поиска возможно уточнение параметров: район, тип объекта, статус объекта. Выбрав из полученного списка интересующий объект (в данном случае – залежь Юбилейная), переходим в его полное описание (рис. 2).

Залежь <Юбилейная>

Фед. округ: Северо-Западный
Мурманская область, Lovozersкий район

Категория: Уникальный геологический объект (УГО)
Геологический профиль: Минералогический
Общая площадь: 0,5 га
Год создания: 1980
Статус: Федеральное значение

Нормативно-правовая основа функционирования: Утвержден, постановление Губернатора Мурманской области № 246-ПГ, 14.06.2000 г.
Перечень основных объектов охраны: уникальная концентрация 45 минеральных видов

Краткое описание:
Пегматитовая залежь Юбилейная обнаружена в 1970 г. геологами А.И. Мерьковой и А.П. Недорезовой. В ее составе установлено присутствие около 50 минералов, в том числе 12-ти новых: борнеманит, витусит, вуннелит, зорит, ильмаюкит, палландит, ловдарит, пенквилксит, раит, сежинит, терскит, шафранковит. Залежь находится на контакте горизонтов лувярита (лежащий бок) и фойяита, полого падающих на юго-восток. Лувяриты лежащего бока не изменены, их контакт с залежью ровный, четкий. Поверхность висячего бока неровная, фойяит сильно корродирован, содержит много мелких каверн. От залежи в него отходят апофизы. Строение жилы асимметрично-зональное. По контакту с лувяритом проходит тонкая полевошпатовая оторочка. Выше находится зона мощностью до 0,5 м, сложенная крупными

Навигация: **МЕНЮ. ВЫБ**
Используйте выг меню для критериев поиска

ФЕДЕРАЛЬНЫЙ О
Северо-Западный

ОБЛАСТЬ (РЕСПУ
Мурманская обла

РАЙОН
Lovozersкий райо

ТИП ОБЪЕКТА
Минералогически

ЕКТА
Любой

Найти

Навигация: **МЕНЮ. ПОИ**
Введите часть объекта для

ПОИСК ПО НАЗВА
Название объекта

Рис. 2. Пример описания уникального геологического объекта «залежь Юбилейная».

Пользователь получает информацию об административном расположении объекта, его географической привязке, включая координаты, нормативно-правовой основе функционирования и описание объекта. При необходимости можно запросить дополнительную информацию (рис. 3).

Месторождение находится в северной части Lovozersкого массива, восточнее г. Корнасурт, восточнее долины реки поздней плотной или сыпучей белой сахаровидной разновидности натролита. Среди белого натролита в пустотах и даже в фойяите у контакта с залежью развивается специфический поздний комплекс низкотемпературных, богатых водой минералов: раит, зорит, пенквилксит и др.

Географическое положение:
СЗ часть Lovozersкого горного массива, г. Корнасурт

Широта: 67.90973 Долгота: 34.48872

Другие информационные ресурсы:
УДК 55 (03) (470) 571.1.(6)
Научное издание «Геологические памятники природы России»
Авторы: Карпунин А.М., Милонов С.В., Мироненко О.А., Секопов А.Р.
Главный редактор - Орлов В.П.

Товары Гемологическая карта Фото Видео Дополнительно

Рис. 3. Меню дополнительной информации.

Она включает топографическую карту, геологическую карту на район объекта, фото и видео материалы. На рис. 4. приведены результаты выбора «фото» по объекту «залежь Юбилейная». Выбор объекта возможен по географической карте (рис. 5). С карты федерального округа возмо-



Образец из музея ВСЕГЕИ фото Семилеткин С.А. , ВСЕГЕИ

Рис. 4. Результаты выбора фото по объекту «залежь Юбилейная».

жен выход на уникальные геологические объекты федерального значения и переход к картам субъектов федерации, входящих в данный округ.



Рис. 5. Выбор объекта из карты федерального округа.

Выбрав субъект федерации (в данном случае – Мурманская обл., рис. 6), можно перейти непосредственно к описанию объекта, т.е. к рис. 2.



Рис. 6. Выбор объекта из карты субъекта федерации.

Информационно-поисковая система «Уникальные геологические объекты России» будет способствовать:

- сохранению уникальных геологических объектов;
- использованию уникальных геологических объектов в научно-образовательных и воспитательных целях;
- использованию уникальных геологических объектов для целей регионального геологического изучения территории РФ;
- созданию предпосылок развития в России геологического туризма.

Авторы надеются на сотрудничество с геологической общественностью по наполнению информацией базы ИПС.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ ХИБИН

Столова О.Г.

ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», Казань, olga_stolova@rambler.ru

The Khibiny retain many geological monuments representing the unique national heritage and all the natural variety of the Kola Peninsula. The area abounds in geological objects along the banks of the Umba and White rivers, Imandra, Bol'shoj Vudjavr and Malij Vudjavr lakes and in the vicinities of Kirovsk, Titan, Molodejnyi. There are many minerals indicating the geological setting of the Upper and Precambrian Stage, i.e. tinguaitite, murmanite, wudjavitite, juksporite, ramzaitite, astraphyllite, periallit, denisovit, apatite, nepheline, aegirine, sphene, eudialyte, fersmanite, natrolite, etc. Unique collections of local minerals and rocks are displayed in the I.V. Bel'kov's Museum of Geology and Mineralogy of the Geological Institute KSC RAS. The Khibiny can also be a geophysical ground due to their unique geostructure manifesting late indigene processes. Being a world-scale unique geological object, the Khibiny have to be protected.

На Евразийском континенте нет второго столь богатого по количеству минеральных видов горного сооружения, как Хибинский массив, которое являлось бы одновременно эталонным участком геологической среды, интенсивно эксплуатируемым человеком, и объектом, им же охраняемым. Противоречивость подходов к этому уникальному геологическому объекту природы вполне объяснима с исторических позиций, но окончательный вердикт о его сохранении ещё предстоит вынести. Формируется экологическое мировоззрение россиян и визитёров из других стран, где также остро стоят экологические проблемы.

Хибинский массив представляется минералогическим музеем под открытым небом, краеведы и коллекционеры проявляют к нему особый интерес. В отличие от первых, вторые всегда стремятся унести образец

минерала или горной породы, которого недостаёт в их коллекции. Но если идти по пути сбережения ценных и исчерпаемых минеральных видов (по аналогии с исчезающими видами животных и растений), то было бы целесообразно составить «Красную книгу», в которой следовало бы ранжировать по их редкости. С другой стороны, есть опасность, что такое издание лишь спровоцирует и сориентирует «браконьеров по камню». Автору приходилось слышать заявления о том, что вполне понятно, когда животных и растения охраняют: им себя не защитить, а вот камни охранять – это ещё зачем? Тем не менее, минеральная природа тоже нуждается в защите от антропогенного воздействия.

В рамках проведённой конференции Оргкомитетом было предложено 7 экскурсий на разные геологические объекты Хибин. Несомненно, объектов для посещения здесь гораздо больше: Партомчорр, Куэльпорр, Снежный цирк, Кукисвумчорр, Юкспор, Апатитовый цирк, плато Расвумчорр, Коашва, Ньюоркпахк, Эвеслогчорр, Олений Ручей... Каждый имеет свои геологические особенности, историю открытия и освоения, за которыми – судьбы геологов и горняков. Сколько славных имён и событий! Хибинский массив уникален по разнообразию горных пород и минералов, комплексному характеру извлекаемого сырья. АНОФ также может быть объектом посещения. Было бы интересно обустроить в Хибинах геофизический полигон с демонстрацией возможностей современных наземных и скважинных методов изучения земной коры.

Состоялось предсказание А.Е. Ферсмана о том, что «углублённое изучение природы Хибин не может не привести к крупным открытиям полезных ископаемых». На наших глазах открывается новое значение Хибин для нас и наших потомков – как геологического памятника мирового значения.

Список литературы

1. Столова О.Т. Санкционированные «учебные тропы» в рамках ООПТ и необходимость их организации в республике Татарстан // Тез. докл. VI Респ. научн. конф. «Актуальные экологические проблемы Республики Татарстан». Казань: Изд-во «Отечество», 2004. С. 211-212.

ХИБИНО-ЛОВОЗЁРСКИЙ КОМПЛЕКС – МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ «МЕККА» РОССИИ

Хомяков А.П.

ИМГРЭ, Москва, imgre@imgre.ru

Resulted in discovering a record number of new minerals, the history of the Khibiny-Lovozero alkaline complex research can be divided into four main periods as follows: 1890-1940, 1950-1969, 1970-1995 and 1996-2010. During these 12, 21, 78 and 90 previously unknown mineral species respectively have been described. The dramatical rise in discoveries of the third and fourth periods has been facilitated by the discovery of intensely mineralized pegmatoid rocks of a novel hyperagpaitic type in the deep zones of this complex. The rocks and host intrusions have been defined to form under extreme physicochemical conditions, which have predetermined the unique mineralogy and minerageny of the complex. The obtained data have been used to elaborate the theoretical and practical issues of the mineralogical research, their results being summarized in the current article.

Среди уникальных геолого-минералогических объектов Кольского полуострова наибольший интерес как с научной, так и практической точек зрения представляют щелочные массивы Хибинских и Ловозёрских тундр, вместе образующие гигантский, площадью около 2000 км², Хибино-Ловозёрский комплекс аптаитовых нефелиновых сиенитов¹. Систематическое изучение этих массивов, начатое экспедициями финского исследователя В. Рамзая, продолжается уже более столетия, что нашло отражение в трудах нескольких поколений геологов, геохимиков и минералогов. Широкую известность они приобрели после работ северных экспедиций Академии наук СССР, организованных А.Е. Ферсманом в 1920-1935 гг. [2], в результате которых в пределах Хибино-Ловозёрского комплекса (ХЛК) были открыты крупнейшие в мире редкометалльно-фосфатные месторождения, а также обнаружено значительное число новых для науки минералов, расширившееся за последние десятилетия до рекордного для одного природного комплекса значения – 200 минеральных видов [1, 16]². В истории формирования этого своеобразного генофонда типоморфных минералов высокощелочных пород, представленных всеми ведущими классами химических соединений, может быть выделено четыре главных периода: 1890-1940, 1950-1969, 1970-1995 и 1996-2010 гг., в течение которых на территории Хибин и Ловозера было описано соответственно 12, 21, 78 и около 90 новых минералов. Как следует из приведённых цифровых данных, демонстрирующих тенденцию к неуклонному нарастанию темпов открытий минералов от периода к периоду, наиболее ярко эта тенденция проявилась в третьем периоде, за который вклад ХЛК в общую систему минеральных видов более чем удвоился в сравнении с первым и вторым периодами вместе взятыми.

1 К «аптаитовым» петрологи относят очень редкие типы высокощелочных магматических пород, которые противопоставляются менее щелочным «миаскитовым», относительно широко распространённым в земной коре. Во всем мире выявлено только 10-15 крупных массивов первого типа, но именно с ними, а не с сотнями более мелких интрузий миаскитовых нефелиновых сиенитов, связаны промышленные месторождения почти половины элементов таблицы Менделеева.

2 Учтены также официальные интернет-публикации КНМНК ММА об открытиях новых хибинских и ловозёрских минералов, утверждённых в 2010 г.

Что же определило столь резкое ускорение темпов выявления новых минералов в 70-е и 80-е гг. прошлого столетия, когда после относительного «затишья» (за 1960-е гг. в ХЛК было открыто только семь новых видов) щелочные массивы Хибин и Ловозера вновь оказались в эпицентре минералогических открытий? В значительной степени этому способствовали резко возросшие в те годы масштабы поисково-разведочных и эксплуатационных работ на глубоких горизонтах массивов. В процессе этих работ в каждом из них вдоль контактов с рудными залежами буровыми скважинами и горными выработками были вскрыты многочисленные тела не затронутых выветриванием пегматоидных пород существенно нового ультрааппаитового типа с ранее неизвестными предельно щелочными минералами, детальное изучение которых стало одной из основных задач наших исследований, продолжающихся с 1971 г. по настоящее время. Наиболее важные результаты, полученные за первые два десятилетия этого периода, нашли отражение в диссертационной работе автора и изданной на её основе монографии [9], в которой было дано первое в мировой и отечественной литературе систематизированное описание ультрааппаитовых пород и обосновано положение об образовании этих пород, как и включающих их интрузивов, в экстремальных физико-химических условиях, определивших уникальный характер минералогии и минерогении Хибино-Ловозёрского комплекса в целом³.

Первостепенное значение для понимания условий формирования ультрааппаитовых пород имело открытие в них обильных скоплений весьма необычных солевых минералов, таких как натросилит $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$, натрит Na_2CO_3 и олимпит $\text{Na}_3\text{Li}(\text{PO}_4)_2$, которые легко разлагаются водой и поэтому не встречаются в верхних зонах массивов [5, 7-10]. Поскольку существование подобных минералов, представляющих собой самые щелочные из встреченных в природе водорастворимые соли натрия, было невозможно предсказать на основе традиционных представлений, их обнаружение в глубоких зонах массивов по существу означало открытие неизвестного ранее явления нахождения природных веществ в ультращелочном состоянии. В таком состоянии все электроположительные элементы периодической системы, менее основные, чем натрий, проявляют амфотерные свойства, стимулирующие переход этих элементов из катионной в анионную часть структуры аппаитовых магм, что обеспечивает возможность накопления в последних широкой гаммы полезных компонентов, таких как P, Nb, Ta, Ti, Zr, Hf, REE, U, Th, Al, Ga, Sr, Ba, Be, Na, K, F и др. Это объясняет ярко выраженный комплексный характер месторождений, связанных с аппаитовым магматизмом, и их чрезвычайное минералогическое разнообразие.

Полный кадастр описанных к настоящему времени минералов Хибино-Ловозёрского комплекса включает свыше 600 твёрдо установленных минеральных видов [17], значительно больше, чем в любом другом массиве или месторождении мира, включая такие знаменитые, как Ильменские и Вишневые горы на Урале, Илимауссак в Гренландии, Сентилер в Канаде, Франклин в США, Лонгбан в Швеции или Цумеб в Намибии. Общее же число минералов ХЛК с учётом ещё не выявленных, по нашей оценке, многократно превосходит указанную цифру. Максимальное разнообразие минералов отличает крупные тела ультрааппаитовых пегматитов, такие как вскрытая ниже зоны выветривания залежь Юбилейная на г. Карнасурт Ловозёрского массива, в которой установлено около 60 различных минералов, относящихся к 13 классам и подклассам химических соединений – оксидам, галогенидам, сульфидам, арсенидам, карбонатам, фосфатам, фосфатосиликатам, алюмосиликатам, бериллосиликатам, боросиликатам, цирконо-, титано- и ниобосиликатам.

Материалы, накопленные автором на первом этапе изучения Хибино-Ловозёрского комплекса, в дальнейшем были использованы для углубления представлений о природе ультрааппаитовых пород и разработки на этой основе ряда общих вопросов генетической и структурной минералогии.

В разработках общетеоретического плана первостепенное внимание было уделено выяснению вопроса о числе минеральных видов в природе. Согласно нашим представлениям [9, 11, 12], господствовавшая на протяжении более столетия концепция ограниченности числа минеральных видов сохраняет своё значение лишь в отношении наиболее стабильной части минерального мира, охватывающей распространённые типы пород и руд с их минералами относительно простого состава и структуры, образующими кристаллы и зёрна сравнительно крупных размеров. На смену ей приходят более универсальные концепции, учитывающие, наряду с рядовыми, уникальные типы пород и руд с их минералами сложного состава и структуры, размером до нанометров включительно, видовое разнообразие которых определяется не столько огромным числом возможных сочетаний химических элементов, сколько бесчисленным множеством структурных форм этих сочетаний. Особого внимания в связи с этим заслуживает тот факт, что число выявленных к настоящему времени структурных типов природных соединений более чем на порядок превосходит число элементов таблицы Менделеева, причём оно продолжает неуклонно увеличиваться с ростом фонда вновь открываемых минералов. С учётом вклада в минеральное разнообразие, вносимого разнообразием геохимических обстановок и физико-химических условий природных процессов в планетарном масштабе и в масштабе геологического времени, это вплотную подводит нас к выдвиганию как центрального в минералогии принципа неограниченности числа минеральных видов [18, 20, 21].

³ Первое публичное обоснование этого положения было дано автором 4 апреля 1978 г. на заседании Кольского отделения ВМО в докладе «Минералогия ультрааппаитовых пегматитов и их связь с гигантскими месторождениями фосфатного и редкометалльного сырья» (Зап. ВМО. 1979. № 6. С. 749).

В проблематике, относящейся к генетической минералогии, дальнейшее развитие получили представления о существовании в природе особого класса псевдоморфоз замещения, в которых, как было установлено ранее [6, 7, 13 и др.] на примере типоморфных для ультраапатитовых пород титано-силикатов и их аналогов, «дочерние» фазы наследуют от «родительских» не только химическую, но и структурную основу. В результате такого наследования возникают эволюционные ряды (ломоносвит-мурманит, вуоннемит-эпистолит, цирсианит-ловозерит и т.п.), в которых каждому вторичному минералу соответствует вполне определённый протоминерал, что позволяет объединить вторичные минералы таких рядов в особую генетическую группу трансформационных минеральных видов. Однозначность соответствия между первичными и вторичными минералами в эволюционных рядах данного типа открывает большие возможности при расшифровке палеоусловий и палеопроцессов природного минералообразования и тем самым вносит существенный вклад в разработку общей концепции наследования в минералогенезисе [22, 25]. Важнейшим аспектом практического использования установленных генетических связей между минералами родительских и дочерних фаз является возможность восстановления первичного минерального состава пород и руд по вторичным продуктам, что было успешно реализовано автором при палеогеологических реконструкциях в Ловозёрском и Хибинском массивах, позволивших объяснить характерные особенности их минералогической зональности (см. ниже). На основе анализа этих связей была раскрыта также природа ловозерит-мурманитовых дуэвритов Ловозёрского массива как изменённых ультраапатитовых пород, первоначально имевших существенно цирсианит-ломоносвитовый состав.

В русле генетического направления лежат и наши разработки по типоморфизму минералов-эндемиков, характерных для месторождений-гигантов, формирующихся в экстремальных физико-химических условиях [15]. Согласно этим разработкам, уникальное разнообразие минералов-эндемиков подобных месторождений в значительной мере определяется каталигенной природой последних, а именно — участием в процессах их формирования широкого круга элементов, не входящих в состав рассматриваемых минералов, но активно участвующих в указанных процессах в качестве природных катализаторов. Наиболее красноречиво об этом свидетельствует тот факт, что многие из давно выявленных минералов-эндемиков не имеют искусственных аналогов несмотря на то, что фазовые диаграммы с полями соответствующих составов детально изучены в лабораторных условиях.

Открытие в ХЛК большой группы новых минералов в значительной мере способствовало развитию структурной минералогии. В частности, на материале автора и при его участии расшифрованы кристаллические структуры около 100 различных минералов, что позволило существенно увеличить список ранее неизвестных структурных типов. При этом было установлено, что характерной особенностью минералов-эндемиков ХЛК является специфичность их кристаллических структур, часто не согласующихся с законами классической кристаллохимии [19]. В качестве примеров можно указать на уникальные по своей сложности структуры 24-слойных эвдиалитов (аллуайвита, лабиринтита, расцветаевита и др.), объём элементарной ячейки которых превышает 10000 куб. ангстрем, и на структуру минеевита-(Y), представленную многоэтажной постройкой высотой 37 ангстрем.

Результаты структурных расшифровок позволили предсказать или объяснить наличие у многих эндемичных минералов рассматриваемых пород ярко выраженных ионообменных, молекулярно-ситовых и других технологически важных свойств, чем стимулировали постановку работ по их использованию в качестве прототипов для создания новых материалов [3, 4]. Особый интерес в этом отношении представляют цеолитоподобные безалюминиевые титаносиликаты и их аналоги с высокопористой гетерокаркасной или гетерослоистой структурой, для обозначения которых автором был введён термин «амфотеросиликаты» [9, 14, 17, 30, 31]. Схематически они могут быть описаны общей формулой $A_x M_y Si_p O_q$, где А — Na, K и другие высокощелочные катионы, М — Ti, Nb, Zr и другие элементы, выполняющие роль центральных атомов в амфотерных оксокомплексах соответствующих структур. Кристаллохимическую основу амфотеросиликатов составляют смешанные каркасы, построенные из М-кислородных полиэдров (октаэдров, пятивершинников или тетраэдров) и SiO_4 -тетраэдров (ассоциированных в кольца, цепи, трубы и т.п.), в полостях и каналах которых локализуются внекаркасные катионы с валентностью от +1 до +6, способные к селективному обмену на другие катионы. Синтетические аналоги природных амфотеросиликатов уже многие годы привлекают к себе внимание специалистов-материаловедов как новый класс сорбентов и ионообменников, перспективных для использования в различных отраслях науки и техники [27]. В качестве основы или прототипов для создания таких материалов могут быть с успехом использованы и минералы ультраапатитовых пород, такие как пенквилксит, келдышит (фаза М34) и ловдарит, на основе которых разработаны защищённые авторскими свидетельствами способы очистки отходящих газов от двуокиси серы при производстве серной кислоты, переработке сульфидных руд и в теплоэнергетике [23, 24].

В последние годы обширные семейства природных амфотеросиликатов оказались в центре внимания специалистов-экологов как класс материалов, обладающих высокой ёмкостью в отношении радионуклидов и других элементов высокоактивных отходов ядерной энергетики [14, 33]. Свидетельством этого является быстро нарастающий объём публикаций об исследованиях, касающихся условий синтеза и свойств подобных минералов, в т.ч. большой группы минералов (зорита, келдышита, костылевита, лов-

дарита, ненадквечита, пенквилксита, сейдита, терскита, умбита и др.), впервые описанных в качестве новых минералов в ультрааппаитовых породах ХЛК. К поискам новых типов природных матриц для иммобилизации высокоактивных отходов сейчас подключились минералоги и материаловеды многих ведущих стран мира, о чём можно судить по привлёкшим к себе большое внимание результатам недавних международных форумов с их участием, проведённых в Риме [26, 29] и Апатитах [31, 32].

Активная пропаганда результатов изучения минералогии глубоких зон Хибин и Ловозера в научной и популярной литературе, а также выступления автора на различных российских и международных форумах, привлекли к себе внимание многих отечественных и зарубежных учёных, подключившихся к детальным работам на этих объектах в 1990-е гг. Среди наиболее впечатляющих здесь следует выделить достижения групп исследователей, возглавляемых И.В. Пековым (МГУ, Москва), Н.В. Чукановым (ИПХФ РАН, Черноголовка) и В.Н. Яковенчуком (ГИ КНЦ РАН, Апатиты), на счету которых открытия многих десятков новых минералов. Примечательно, что основная часть минералов установлена этими исследователями, как и в нашем случае, в пегматитовых породах ультрааппаитового типа, что подтверждает обоснованность представлений [9, 11-13, 16-21, 31] об этих породах и Хибино-Ловозёрском комплексе в целом, как о практически неиссякаемом источнике открытий новых минералов.

Важно подчеркнуть, что, согласно результатам палеогеологических реконструкций [6, 7, 9, 13 и др.], на территории ХЛК к ультрааппаитовому типу принадлежат не только вскрытые на глубине, но и большая часть давно известных и наиболее интересных в минералогическом отношении пегматитовых тел, выходящих на дневную поверхность, где они интенсивно изменены и лишены многих минералов, не устойчивых в атмосферных условиях, в силу чего эти пегматиты долгое время не удавалось выделить в особый тип и противопоставить слабо минерализованным аппаитовым пегматитам умеренной щелочности. В частности, в Хибинах к ультрааппаитовым могут быть отнесены крупные поля высокоминерализованных пегматитов и гидротермалитов обнажающихся в карьерах и мелких выработках на горах Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр, Эвеслогчорр, Коашва, Ньоркпахк, ущелья Гакмана и Ферсмана. Особенно широко они развиты в апикальной части интрузии рисчорритов и ийолит-уртитов вблизи залежей апатит-нефелиновых руд. В Ловозёрском массиве к этим образованиям могут быть отнесены в первую очередь тела пегматитов и гидротермалитов, обнажающихся на горах Малый Пункаруайв, Карнасурт (2-й Восточный ручей), Кедыкверпахк, Аллуайв (цирки Раслака), в среднем течении р. Чингласуай 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) первоначального присутствия таких минералов.

Вслед за открытиями на Кольском полуострове многие минералы, характерные для ультрааппаитовых пород этого региона, были описаны также в высокощелочных комплексах Гренландии и Канады. В настоящее время это направление исследований продолжает плодотворно развиваться как в нашей стране, так и за рубежом, все более расширяя представления о структурном и химическом разнообразии минерального мира и подтверждая каждой очередной серией новых открытий обоснованность принципа неограниченности числа минеральных видов. По нашим прогнозам [12, 18, 20, 21], общая система установленных в природе минералов к середине XXI в. будет расширена от современных 4000 до примерно 10000 видов. Соответственно, к тому времени, а, возможно, и значительно раньше, до 1000 видов расширится кадастр минералов Хибино-Ловозёрского комплекса, который уже давно превратился в место паломничества минералогов всего мира, рассматривающих этот комплекс как своеобразную минералогическую «Мекку» России.

Список литературы

1. Борисова В.В., Волошин А.В. Перечень минеральных видов Кольского п-ова. Изд. 4-е, испр. и доп. Апатиты: Изд-во К & М, 2010. 64 с.
2. Минералы Хибинских и Ловозёрских тундр. Ред. А.Е. Ферсман. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 563 с.
3. Солодов Н.А., Чепижный К.И., Челищев Н.Ф. и др. Природные минералы как основа новых материалов // Зап. ВМО. 1977. № 2. С. 193-200.
4. Солодов Н.А., Чепижный К.И., Челищев Н.Ф. и др. Новые направления промышленного использования природных минералов // Лабораторные и технологические исследования и обогащение минерального сырья. Экспресс-информация. Вып. 4. М.: ВИЭМС, 1978. С. 1-19.
5. Хомяков А.П. Новые минералы глубинных зон Ловозёрского и Хибинского массивов // Геохимия. Минералогия. Докл. сов. геол. на XXVI МК. М.: Наука, 1980. С. 164-169.
6. Хомяков А.П. Явление наследования кристаллических структур минералов при псевдоморфизации как фактор видообразования // Генетическая информация в минералах. Вып. 31. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1980. С. 20-21.

7. Хомяков А.П. Типоморфизм минералов ультраагпаитовых пегматитов // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 152-157.
8. Хомяков А.П. Минеральные соли ультраагпаитовых пород и их связь с рудоносностью щелочных массивов // Геология рудных месторождений. 1988. № 1. С. 77-87.
9. Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 196 с. Khomyakov A.P. Mineralogy of hyperagpaitic alkaline rocks. Oxford, U.K.: Clarendon Press, 1995. 224 p.
10. Хомяков А.П. Ультращелочное состояние природного вещества: минералогические критерии и роль в формировании уникальных месторождений // I Межд. симп. «Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов в литосфере (проблемы генезиса и освоения)». СПб, 1996. С. 234-235.
11. Хомяков А.П. Почему их больше, чем две тысячи? // Природа. 1996. № 5. С. 62-74.
12. Хомяков А.П. Новейшие минералогические открытия и пересмотр концепции ограниченности числа минеральных видов // Структура и эволюция минерального мира. Межд. минерал. семинар. Сыктывкар: Геопринт, 1997. С. 98-99.
13. Хомяков А.П. Понятие о трансформационных минеральных видах и разновидностях // Минералогическое общество и минералогическая наука на пороге XXI в. СПб, 1999. С. 263.
14. Хомяков А.П. Амфотеросиликаты щелочных пород – уникальный класс матриц для иммобилизации высокоактивных отходов // Роль минералогических исследований в решении экологических проблем (теория, практика, перспективы развития). Матер. годичн. собр. ВМО. М.: ИГЕМ РАН, 2002. С. 183-184.
15. Хомяков А.П. Минералы-эндемики как продукты геокатализа и индикаторы процессов формирования промышленных суперконцентраций металлов в литосфере // Минералогия во всем пространстве сего слова. СПб: Изд-во СПбГУ, 2004. С. 234-235.
16. Хомяков А.П. Рекордный вклад Кольского региона в общую систему минеральных видов // Тр. III Ферсмановской научн. сессии. Апатиты: Изд-во К & М, 2006. С. 96-98.
17. Хомяков А.П. Ультраагпаитовые породы Хибино-Ловозерского комплекса как неисчерпаемый источник минералов с уникальными свойствами // Тр. Всерос. научн. конф. и IV Ферсмановской научн. сессии. Апатиты: Изд-во К & М, 2007. С. 202-205.
18. Хомяков А.П. Принцип неограниченности числа минеральных видов в структурном и культурологическом аспектах // Докл. III Межд. симп. «Минеральное разнообразие. Исследование и сохранение». София: Земята и хората, 2007. С. 265-271.
19. Хомяков А.П. Структурный типоморфизм и уникальные свойства микропористых минералов Хибино-Ловозерского комплекса // Минералогические исследования и минерально-сырьевые ресурсы России. Матер. годичн. собр. РМО. М.: ИГЕМ РАН, 2007. С. 164-167.
20. Хомяков А.П. Ограничено ли число минеральных видов в природе? // Тр. V Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты: Изд-во К & М, 2008. С. 98-101.
21. Хомяков А.П. Современная система природных минералов и перспективы ее расширения // Рос. хим. журн. 2010. Т. 54. № 2. С. 99-102.
22. Хомяков А.П., Юшкин Н.П. Принцип наследования в кристаллогенезисе // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256. № 5. С. 1229-1233.
23. Челищев Н.Ф., Хомяков А.П., Беренштейн Б.Г. и др. А.с. № 1096794 от 08.02.1984 «Способ очистки газов от двуокиси серы» // Бюл. Открытия и изобретения. 1984. № 21.
24. Челищев Н.Ф., Беренштейн Б.Г., Хомяков А.П. и др. А.с. № 1241558 от 01.03.1986 «Способ очистки газа от двуокиси серы» // Бюл. Открытия и изобретения. 1986. № 24.
25. Юшкин Н.П., Хомяков А.П., Евзикова Н.З. Принцип наследования в минералогенезисе. Препр. № 93. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1984. 32 с.
26. Ferraris G., Merlini S. (Eds.) Micro- and mesoporous mineral phases // Rev. in mineral. and geochem. 2005. V 57. 448 p.
27. Joung D.A. Methods for manufacture of group IV-B metasilicate zeolites // U.S. patent office. 1967. N 3.329 (480-482).
28. Khomyakov A.P. Transformation mineral species and their use in palaeomineralogical reconstructions // 30th Int. Geol. Congr. Beijing, China, 1996. V 2/3. P 450.
29. Khomyakov A.P. Zeolite-like amphoterosilicates of hyperagpaitic rocks and their unique properties // Micro- and mesoporous mineral phases. Rome: Acad. Lincei, 2004. P 231-234.
30. Khomyakov A.P. Natural aluminium-free micro- and mesoporous amphoterosilicates – a unique class of matrices for immobilizing high-level waste // 32th Int. Geol. Congr. Florence, Italy, 2004. Abstr. Pt 1. P 534.
31. Khomyakov A.P. The largest source of minerals with unique structure and properties // Minerals as Advanced Materials I. Berlin: Springer-Verlag, 2008. P 71-77.
32. Krivovichev S. (Ed.). Minerals as Advanced Materials I. Berlin: Springer-Verlag, 2008. 255 p.
33. Lin Z., Rocha J., Brandao P. et al. Synthesis and structural characterization of microporous umbite, penkvilksite and other titanosilicates // J. Phys. Chem. B. V 101. P 7114-7120.

**НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
21 ИЮНЯ 2010**

**SCIENTIFIC CONFERENCE
JUNE 21, 2010**



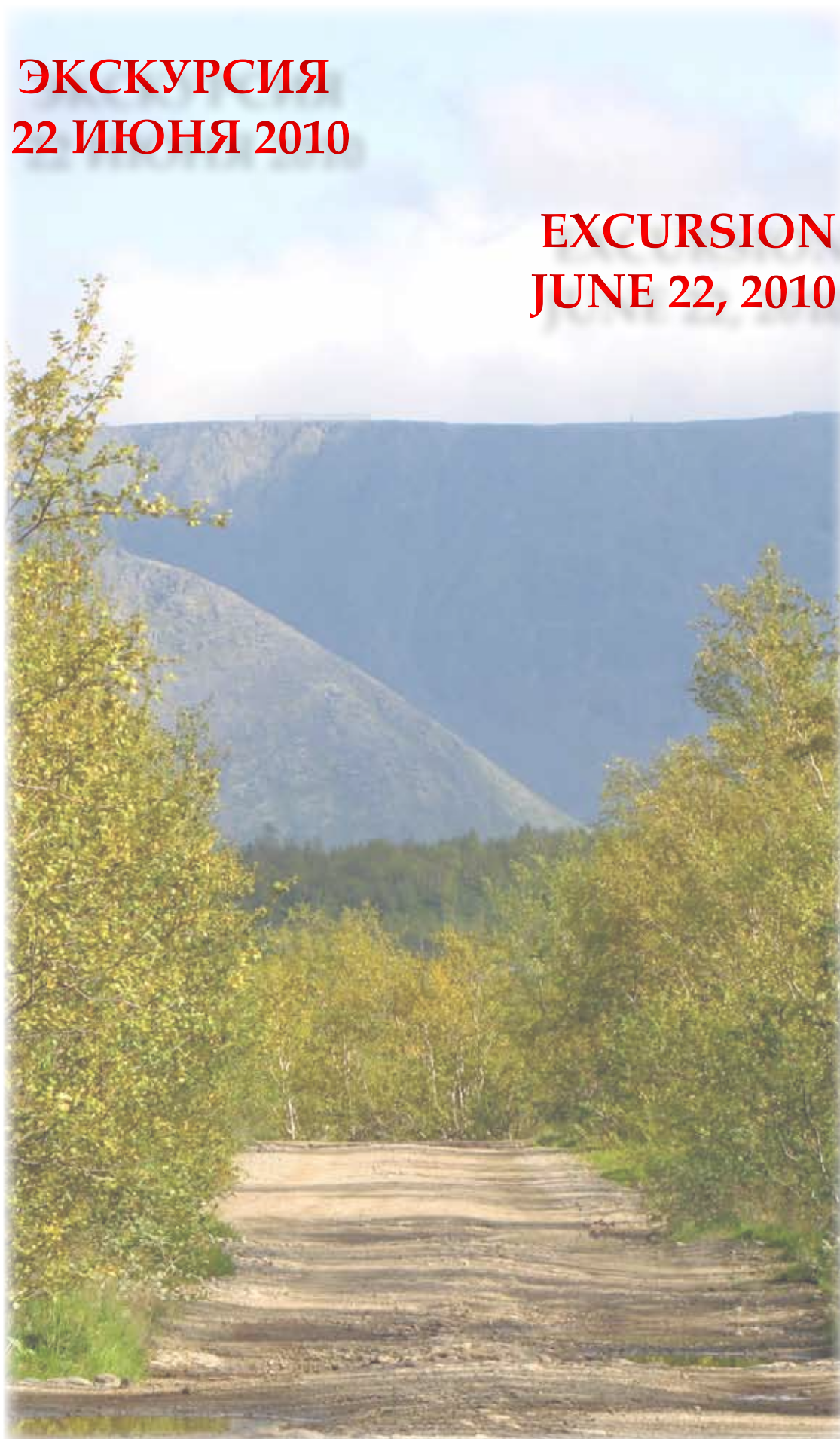






**ЭККУРСИЯ
22 ИЮНЯ 2010**

**EXCURSION
JUNE 22, 2010**













Содержание

Приветствие участников конференции Войтеховский Ю.Л.	3
Строение полевошпат-фельдшпатоидных сростаний в породах Хибинского массива по результатам оптического изучения с использованием универсального столика Фёдорова Агеева О.А.	4
Современные представления о природе и геологической истории формирования пород Хибинского щелочного массива. (Критическое сопоставление предлагавшихся гипотез и комментарии к ним) Боруцкий Б.Е.	7
Принципиально новая геолого-петрологическая модель Хибинских апатитовых месторождений и её значение для поисков апатитовых концентраций Боруцкий Б.Е.	31
Ячеисто-зональные тингуаиты плато Тахтарвумчорр Войтеховский Ю.Л.	34
Химический состав донных отложений Хибинских озёр Большой и Малый Вудъявр Даувальтер В.А., Кашулин Н.А., Сандимиров С.С., Денисов Д.Б.	37
О динамике зимних осадков и гляциосферы в Хибинах Дёмин В.И., Мороз Н.В.	41
Хибинский массив в представлениях, гипотезах и фактах Дудкин О.Б.	43
Уникальные геологические объекты Кольского полуострова в информационно-поисковой системе «Уникальные геологические объекты России» Карпузов А.Ф., Попов Е.В., Семилеткин С.А.	49
Геологические памятники Хибин Столова О.Г.	52
Хибино-Ловозёрский комплекс – минералогическая «Мекка» России Хомяков А.П.	53
Фоторепортаж. Научная конференция 21 июня 2010 г.	58
Фоторепортаж. Экскурсия 22 июня 2010 г.	62

