АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МИНЕРАЛЫ ХИБИНСКИХ И ЛОВОЗЕРСКИХ ТУНДР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF USSR
LOMONOSSOV INSTITUTE

MINERALS OF KHIBINA AND LOVOZERO TUNDRAS

BY

E. BOHNSTEDT, I. BORNEMAN-STARYNKEVICH, N. VLODAVEC, O. VOROBYEVA, V. GERASSIMOVSKY, N. GUTKOVA, B. KAGAN, E. KOSTYLEVA, B. KUPLETSKY, A. LABUNZOV, acad. A. FERSMAN, P. CHIRVINSKY

EDITORS

acad. A. FERSMAN, prof. N. SMOLIANINOV and E. BOHNSTEDT

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR PRESS
MOSCOW 1937 LENINGRAD

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ЛОМОНОСОВСКИЙ ИНСТИТУТ

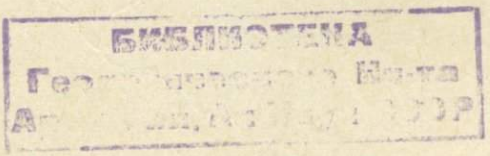
553.6(С121)
Б81

МИНЕРАЛЫ ХИБИНСКИХ И ЛОВОЗЕРСКИХ ТУНДР

СОСТАВИТЕЛИ
Э. БОНШТЕДТ, И. БОРНЕМАН-СТАРЫНКЕВИЧ, Н. ВЛОДАВЕЦ, О. ВОРОБЬЕВА, В. ГЕРАСИМОВСКИЙ, Н. ГУТКОВА, Б. КАГАН, Е. КОСТЫЛЕВА, Б. КУПЛЕТСКИЙ, А. ЛАБУНЦОВ, акад. А. ФЕРСМАН, П. ЧИРВИНСКИЙ

ПОД РЕДАКЦИЕЙ
акад. А. Е. ФЕРСМАНА, проф. Н. А. СМОЛЬЯНИНОВА и Э. М. БОНШТЕДТ

23663
Д 467



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1937 ЛЕНИНГРАД

Ответственный редактор издания
И. о. директора Ломоносовского института Д. И. Щербаков

Редакторы: И. А. Смольянинов и Э. М. Бонштедт

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие 7

ПЕТРОГРАФИЯ

Б. М. Куплетский. Петрографический очерк Хибинских тундр 13
О. А. Воробьева. Петрографический очерк Ловозерских тундр 49

МИНЕРАЛОГИЯ

Е. Е. Костылева. Минералогический очерк Хибинских и Ловозерских тундр 93
Акад. А. Е. Ферсман. Общая характеристика хибинских минералов. . . . 123
Э. Бонштедт, И. Борнеман-Старынкевич, О. Воробьева, В. Герасимовский, Н. Гуткова, Е. Искюль, Е. Костылева, А. Лабунцов, П. Чирвинский. Описание минералов . . 127
Самородные 129
Графит (129).
Сернистые 130
Молибденит (130). Галенит (136). Халькозин (137). Сфалерит (137). Пиротин (140). Ковеллин (143). Борнит (143). Халькопирит (144). Пирит (145). Марказит (146).
Галоиды 147
Флюорит (147). Иттроцерит (148).
Окислы 149
Кварц (149). Хальцедон (151). Кремень (151). Диатомит и опал (152). Лед (153). Куприт (158). Корунд (159). Молибденовая охра (159). Гематит (160). Ильменит (160). Шпинель (165). Титаномагнетит (165). Рутил (172). Анатаз (172). Окислы марганца (173). Диаспор (173). Лимонит (174). Гидраргиллит (175).
Карбонаты 176
Кальцит (176). Церуссит (180). Анкилит (анцилит, кальцио-анкилит) (181). Малахит (184).
Силикаты 185
Группа полевых шпатов (185). Группа пироксенов: (214). Пектолит (227). Шизолит (231). Группа роговых обманок (235). Лейкофан и мелинофан (243). Нефелин (243). Канкринит (251). Содалит (гакманит) (258). Уссингит (257). Гранат. (260). Оливин (260).

Циркон (261). Андалузит (266). Силлиманит (266). Цоизит (267). Эпидот (267). Группа цеолитов (267). Группа слюд (281). Хлорит (286). Серпентин (286). Сапонит (286). Каолин (287).

Цирконо-, титано- и ниобосиликаты и ниобаты 288
Розенбушит (288). Вёлерит (288). Ловенит (289). Эвдиалит и эвколит (289). Титано-эльпидит (302). Катаплеит (305). Титанит (сфен) (308). Энигматит (322). Астрофиллит (328). Лампрофиллит (343). Ринколит и ловчоррит (354). Кальциевый ринкит (370). Вудъяврит (372). Медистый вудъяврит (378). Марганцовый нептунит (382). Рамзаит (387). Юкспорит (394). Мурманит (398). Ферсманит (402). Стенструпин (407). Лопарит (408).

Фосфаты 419
Апатит (419). Эрикит (440).

Сульфаты 445
Гипс (445).

Соединения углерода 445
Карбоцер (445).

Новые изучаемые и неизвестные минералы 447

ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Н. И. Влодавец и Б. И. Каган. Промышленное использование хибинских и ловозерских минералов 457
Апатит (460). Нефелин (486). Сфен (502). Ловчоррит (508). Лопарит (512). Эвдиалит (518). Эгирин (526). Титаномагнетит и ильменит (528). Молибденит (529). Пирротин (532). Диатомит (534).

УКАЗАТЕЛИ

В. К. Здравомыслов. Литература по геологии, минералогии, петрографии и полезным ископаемым Хибинских и Ловозерских тундр. 541
Указатель минералов. 557
Указатель географический 561

ПРЕДИСЛОВИЕ

К подготовке этого издания предполагалось приступить еще в 1928 г. после выхода из печати II тома трудов „Хибинские и Ловозерские тундры" Академии Наук СССР (издание Института по изучению Севера), содержащего геологический и петрографический очерки массивов и краткую характеристику известных к тому времени месторождений минералов. Быстрое развитие хибинского горнопромышленного комплекса, в связи с признанием промышленного значения апатито-нефелиновых пород, потребовало проработки ряда новых вопросов и тем дало чрезвычайно много нового фактического материала, что, естественно, отдалило составление настоящей работы.

Авторами статей настоящего сборника являются главным образом сотрудники Академии Наук, и вся работа составлена преимущественно на основании их личных наблюдений и сборов и изучения собранных ими коллекций. Однако вместе с тем авторами использованы и все многочисленные литературные данные, опубликованные за последние годы в связи с научно-исследовательскими работами по изучению Кольского полуострова, в которых деятельное участие принимали, кроме Академии Наук, Арктический институт (бывш. Институт по изучению Севера и Северная научно-исследовательская экспедиция), Научный институт удобрений, трест Апатит, Главное геолого-разведочное управление, Союзредметразведка и др. Из числа сотрудников этих учреждений необходимо отметить следующих лиц, производивших геолого-петрографические и минералогические исследования: 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.

В Академии Наук СССР, начиная с 1920 г., над вопросами выявления, изучения, применения минеральных богатств Хибинских и Ловозерских тундр работал дружный коллектив сотрудников, бессменно руководимых и воодушевляемых академиком Александром Евгеньевичем Ферсманом.

В работе, проводившейся Академией на Кольском полуострове, участвовали сотрудники Ломоносовского и Петрографического институтов, Кольской базы Академии Наук (бывш. Хибинской горной станции) и Института физической географии.

Геолого-петрографические и географические исследования вели: О. А. Воробьева, Б. М. Куплетский, М. А. Лаврова, акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. В. Пэк, В. В. Щербина, М. М. Грунин, В. И. Волков, А. А. Григорьев, С. Ф. Егоров, А. П. Полонский, Г. Д. Рихтер.

Минералогическое и геохимическое изучение: акад. А. Е. Ферсман, Э. М. Бонштедт, В. И. Герасимовский, Н. Н. Гуткова, П. П. Зотов, Б. В. Иванов, Е. Е. Костылева, Г. Т. Кравченко, В. И. Крыжановский, А. Н. Лабунцов, С. Д. Попов, Л. Л. Солодовникова, Е. В. Цинзерлинг, И. И. Шафрановский, В. В. Щербина.

Химическое изучение минералов и горных пород: Н. И. Березкин, И. Д. Борнеман-Старынкевич, Т. А. Бурова, В. С. Быкова, М. Е. Владимирова, Н. И. Влодавец, Н. П. Вревская, В. И. Герасимовский, В. А. Егоров, Г. М. Ермолин, Н. И. Колендзьян, Е. Е. Костылева, В. А. Молева, К. А. Ненадкевич, В. А. Смирнов, П. В. Степанов, Г. П. Черник, В. В. Щербина.

Рентгенографическое изучение: Б. К. Бруновский, П. П. Зотов.

Спектроскопическое изучение: С. А. Боровик.

Рентгеноскопическое изучение: М. А. Блохин, И. Б. Боровский.

Радиологическое изучение: Л. В. Комлев (Радиевый институт).

Физико-химическое исследование: О. А. Воробьева, А. С. Гинзберг, Д. С. Белянкин, Б. В. Иванов, А. И. Цветков.

Технологическое изучение минерального сырья: Н. В. Белов, И. Д. Борнеман-Старынкевич, Е. В. Веленцей, Н. И. Влодавец, П. А. Волков, М. И. Волкова, В. Ф. Габеркорн, Н. А. Гельд, Г. М. Ермолин, К. А. Ненадкевич, Ф. Е. Старик, В. А. Унковская, С. Г. Цейтлин, И. Г. Ченцов, В. В. Щербина, М. Л. Ященко.

В сборе минералов и горных пород приняли деятельное участие научные и научно-технические сотрудники: А. В. Андреева, Б. А. Березин, С. В. Васильева, К. А. Власов, Г. Я. Высо-

косов, О. М. Галахова, Е. Н. Иванова, Е. П. Кесслер, В. А. Корытова, С. К. Крылова, Н. Н. Левина, Е. П. Мещерякова, Г. И. Плохова, А. А. Сауков.

Картографом работал Д. М. Шрейдер.

Библиографию вел В. К. Здравомыслов.

Описанию минералов, которое является доминирующим в предлагаемой сводке, предшествуют краткие петрографические очерки обоих массивов, а также минералогический очерк. В этом описании хибинские минералы освещены более подробно, чем ловозерские, что объясняется меньшей изученностью Ловозерского массива. Описание охватывает материалы, собранные за период с 1920 по весну 1936 г.

Образцы минералов, горных пород и шлифы хранятся в Петрографическом и Ломоносовском институтах.

ПЕТРОГРАФИЯ

Б. М. КУПЛЕТСКИЙ

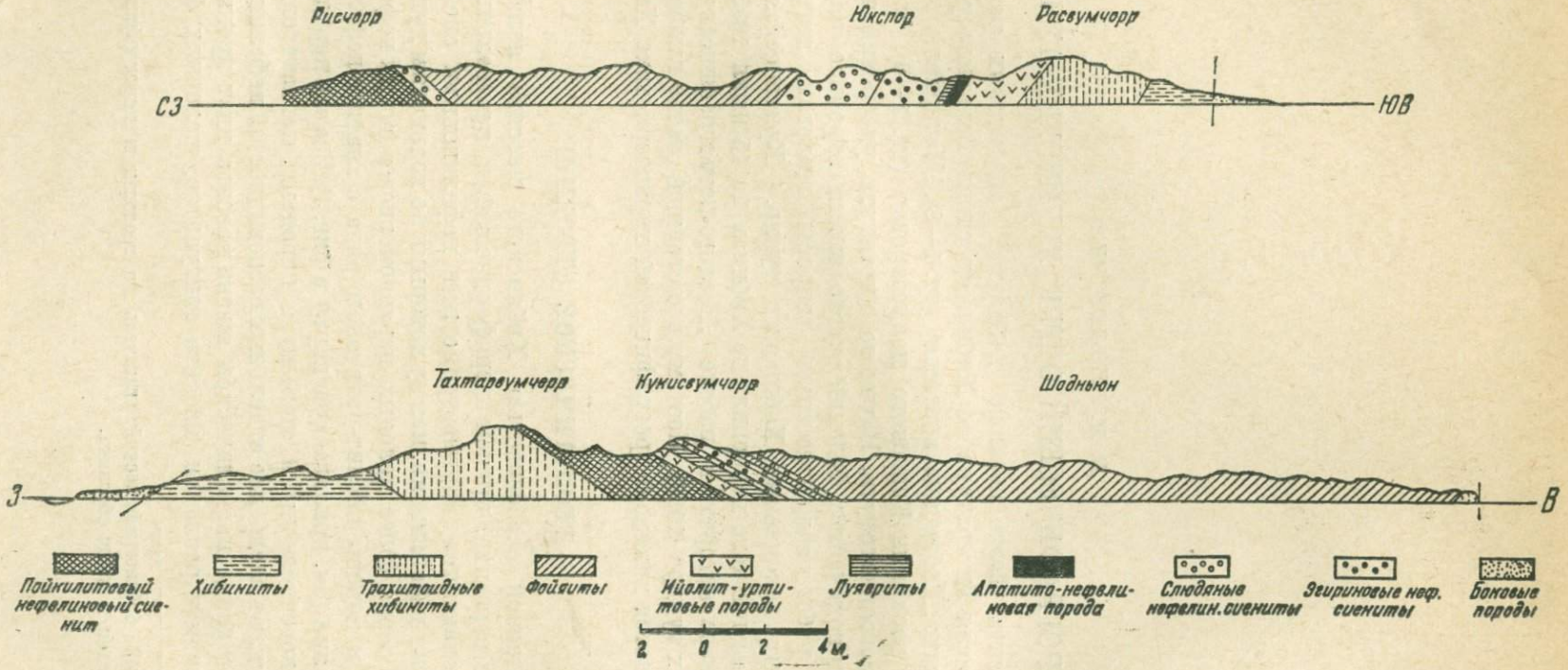
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ХИБИНСКИХ ТУНДР

С момента возникновения хибинских апатитовых разработок геологическая литература по Хибинам достигла большого развития. В сборниках: „Хибинские апатиты“ (тт. 1—8), „Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова“ (тт. 1—6), в Трудах Арктического института, Научного института удобрений и в ряде других периодических изданий можно найти огромное количество статей и работ, затрагивающих вопросы геологии, петрографии и полезных ископаемых Хибинских тундр.[1] Критическая сводка всего геологического материала по Хибинам на 15 июня 1935 г. была опубликована автором в работе „Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр“ (1936). Поэтому в настоящей статье главное внимание уделяется химико-петрографической характеристике Хибинских тундр.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Характерной особенностью Хибинского массива является его кольцевое строение, причем периферические и центральные части массива слагаются крупнозернистыми нефелиновыми сиенитами — хибинитами и фойяитами, между которыми по кольцевым дугам располагается серия более молодых неравномернозернистых нефелиновых сиенитов и породы ийолит-уртитового ряда с апатито-нефелиновыми внедрениями (см. прилагаемую карту и фиг. 1). Все эти породы пересекаются многочисленными жильными породами, пегматитовые жилы сопровождают внедрение отдельных разновидностей нефелиновых сиенитов, а в конце магматической жизни массива идет проникновение по трещинам и разломам массива тингуаитов, щелочных базальтов,

[1] Полный библиографический указатель по геологии и петрографии Хибинских тундр приведен в конце сборника.



Фиг. 1. Геологические разрезы через Хибинский массив.

тералитов и других жильных пород, являющихся самыми молодыми отщеплениями щелочной магмы.

В контакте с боковыми породами нефелиновые сиениты образуют безнефелиновые разности, получившие от Рамзая название умптекитов и сиенитов. Внешние контакты Хибинских тундр с гнейсами и зелено-каменными породами протерозойской свиты Имандра — Варзуга являются контактами несогласными. Падение контактов очень крутое на северо-востоке и юго-востоке массива, а на западе оно более пологое, с падением контакта на запад.

По характеру залегания Хибинские тундры нельзя рассматривать сейчас как лакколит; эта плоская (лополитоподобная) дискордантная интрузия сечет и гнейсовую свиту докембрия и свиту зеленокаменных пород, сланцев и доломитов, так называемую свиту Имандра—Варзуга. По характеру залегания, при крутом падении контактов интрузии на северо-востоке и юго-востоке и более пологом положении их на западе, Хибинский массив с его широтной линией симметрии напоминает синклинальную интрузию. Принимая же во внимание образование Хибин в несколько фаз вулканической деятельности, можно согласиться с Н. А. Елисеевым, что характер хибинской интрузии очень сложен и ее можно определить как сложный плутон. С юга и запада хибинская щелочная интрузия окружается сланцевой свитой протерозоя, тогда как с севера и востока ее окаймляют гнейсы архея, имеющие у Умбозера простирание СВ 10°. Таким образом, Хибинский массив внедрился и прорвал осадки архея и протерозоя в месте их тектонического контакта. Образование массива шло в несколько фаз, но по вопросу о смене интрузий, как это видно из сравнительной таблицы (табл. 1), имеется сейчас некоторое расхождение во взглядах различных исследователей.

Расхождение в трактовке геологического строения Хибинского массива различными геологами в основном заключается в следующем.

Б. М. Куплетский первоначально рассматривал интрузию Хибин как выполнение магматического бассейна, где, идя от периферии к центру, мы встречаем все более молодые по времени кристаллизации нефелиновые сиениты. При этом хибиниты являлись наиболее древними породами, а фойяиты — наиболее молодыми. Учитывая, что в верховьях Тульи фойяиты секутся слюдяно-роговообманковыми нефелиновыми сиенитами, Куплетский позднее (1930—1932 гг.) изменил эту схему, и в новой трактовке хибиниты и фойяиты оказываются уже породами наиболее ранними, а между ними, по кольцевым разломам, внедряются в последующие фазы магматической деятельности пойкилитовые и нефелиновые сиениты (рисчорриты) и ийолит-уртиты.

Таблица 1

Б. Куплетский, 1932—1935	Н. Елисеев, 1935	В. Влодавец, 1930—1935
4. Мончикиты, пикрит-порфирит, рудный пироксенит Тералиты, шонкиниты, оливиновый якупирангит Тингуаиты, щелочные трахиты, щелочные базальты Микрошонкиниты и жильные нефелиновые сиениты	8. Серия жильных щелочных пород	
	7. Фойяиты центральной части и их жильные породы	5. Хибинит
3. Ийолит-уртиты, луявриты и апатито-нефелиновые породы	6. Ийолит-уртиты и луявриты	4_2. Апанеит 4_1. Ийолит-уртитовая серия пород
2. Эгириновые, роговообманковые, слюдяные и т. п. мелкозернистые нефелиновые сиениты (рисчорриты)	5. Среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты 4. Пойкилитовые нефелиновые сиениты (рисчорриты)	4. Слюдяной нефелиновый сиенит 3. Пойкилитовый нефелиновый сиенит 2. Роговообманковый нефелиновый сиенит
1а. Фойяиты центральной части Хибин с альбититами Трахитоидные хибиниты внутренней дуги 1. Хибиниты с краевыми фациями умптекитов	3. Трахитоидные хибиниты и их жильные породы 2. Нормальные хибиниты и их жильные породы 1. Щелочные сиениты. Умптекиты. Содалит содержащие щелочные сиениты. Тавиты. Серия жильных фонолитовых трахитов. Лестивариты.	1. Фойяит и хибинитоподобный фойяит

Н. А. Елисеев выделяет в хибинском массиве 7 самостоятельных фаз интрузии, считая, что каждая из них сопровождалась серией своих жильных пород. Основное отличие от предыдущей схемы здесь заключается в том, что Н. А. Елисеев считает фойяиты наиболее молодыми породами Хибинского массива, появившимися после кристаллизации и рисчорритов, и ийолит-уртитовых пород.

Щелочные сиениты, образующие периферические части хибинской интрузии, выделены Н. А. Елисеевым в самостоятельную фазу, хотя полевые наблюдения хорошо могут быть объяснены и краевым положением пород, и застыванием этих последних в первую очередь.

Тавиты и содалитсодержащие щелочные сиениты вряд ли с достаточным основанием помещены Н. А. Елисеевым в самом начале интрузивного цикла. В Ловозерском массиве, во всяком случае, имеются указания на их более молодой возраст; в Хибинах же эти породы не встречаются, и потому помещение их в возрастной схеме Хибинских тундр является недостаточно обоснованным.

Схема В. И. Влодавца, основанная на наблюдениях, сделанных на небольшом участке Юкспора—Расвумчорра, уже по одному этому не может быть распространена на весь Хибинский массив, тем более, что она противоречит многим вполне установленным в настоящее время фактам. Так, например:

1) жилы ийолитов в хибинитах Вудъяврчорра и Айкуайвентчорра, несомненно, указывают, что вопреки схеме В. И. Влодавца, хибиниты древнее, и

2) жилы слюдяных нефелиновых сиенитов в хибинитах Вудъяврчорра показывают, что слюдяной нефелиновый сиенит не может быть древнее хибинита.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Приводимая ниже петрографо-химическая характеристика массива дается по схеме, разработанной автором в 1932—1935 гг., как наиболее отвечающей возрастным соотношениям между отдельными породами хибинской интрузии, и начинается с характеристики основных типов горных пород, слагающих Хибинские тундры.

Первый период интрузии

Породы первого интрузивного периода в основном представлены хибинитами и трахитоидными хибинитами, образующими краевые части Хибинского массива.

2464 1963

Хибиниты представляют собой крупнозернистые нефелиновые сиениты с пегматоидной структурой и идиоморфными зернами зеленовато-серого нефелина и светлосерого полевого шпата, среди ксеноморфных выделений цветных минералов. Эти породы состоят из 38% нефелина, 46.5% полевого шпата, содержащего 0.26% BaO и 0.1% SrO, 15% эгирина с небольшой примесью арфведсонита и 0.5% прочих минералов. Размер отдельных зерен минералов в хибините достигает 15—20 мм. Полевые шпаты относятся к триклинной системе, но обычно лишены типичной микроклиновой решетки и $2V$ в них колеблется от —48 до —57°, что позволяет определять их как анортоклазы. Нередко калиевые полевые шпаты окружены мелкими зернами альбита, связанного пертитовыми врастками в анортоклазе.

Среди второстепенных минералов развиты преимущественно сложные цирконо- и титаносиликаты, как, например, эвдиалит, лампрофилллит, ринколит, ловчоррит, энигматит и др., которые изредка образуют линзообразные пегматитовые выделения и выполняют миаролитовые пустоты. Пегматоидное сложение хибинита и обилие здесь пегматитовых выделений с несомненностью указывает на большое количество минерализаторов, главным образом H_2O и F в хибинитовой магме.

Внутренняя зона хибинитовой периферической дуги, занимающая восточные части Часначорра, Тахтарвумчорра и Вудъяврчорра, северные части Айкуайвентчорра и Ловчорра и ряд других высот Хибинских тундр, сложена трахитоидными хибинитами, отличающимися от нормальных хибинитов только своей структурой с таблитчатыми кристалликами полевых шпатов, вытянутыми по направлению контуров дугового кольца. В этой кристаллизационной слоистости хибинитов внутренней зоны и еще более резко выраженной слоистости фойяитов центральной части Хибин были зафиксированы движения магмы в очаге, получившем уже охлажденные стенки краевой части.

Положение трахитоидности хибинитов наиболее ясно проявляется на контакте их с другими породами. При этом падение контактов идет всюду внутрь массива к центральной впадине устья р. Тульи. Падение контактов крутое на Рисчорре и Кукисвумчорре, на В $\angle$ 55 — 70°, тогда как в районе Юкспора и Апатитовой горы оно выполаживается до 25—30°. В общем залегание пород дает картину опоясывания хибинитами центрального понижения в устье р. Тульи.

Повидимому, несколько позднее хибинитов в центральной части магматического бассейна кристаллизовались крупнозернистые фойт-

я и т ы, представляющие собой лейкократовые гнейсовидные нефелиновые сиениты, приближающиеся по крупности зерна к хибинитам, но отличающиеся от последних резко выраженной кристаллизационной слоистостью, преобладанием среди цветных минералов арфведсонита и присутствием золотистого сфена и эвколита. В состав фойяитов входит 29% нефелина, 60.5% полевых шпатов, имеющих грубопертитовый характер и 10.5% цветных и второстепенных минералов.

Характерна приуроченность к этим породам минеральных выделений арфведсонита, темнокрасного эвколита, астрофиллита и реже рамзаита, лопарита, золотистого сфена и сульфидов свинца и цинка. Нередко в фойяитах присутствует канкринит, количество которого иногда достигает 15.5%, так что образуются канкринитовые сиениты; с фойяитами же связаны белые сахаровидные альбититы, образующие шлироподобные выделения, примазки и жилы среди фойяитов. Значительная альбитизация пород фойяитовой зоны, характерное присутствие здесь слюды, арфведсонита, канкринита и других минералов, содержащих летучие компоненты,— все это указывает на то, что главное отличие их от хибинитов заключалось в усилении летучих компонентов в их составе и в несколько иных условиях кристаллизации.

Некоторые наблюдения над контактами фойяитов и хибинитов позволяют считать, что кристаллизация фойяитов сопровождалась новыми поступлениями магмы из глубины, вследствие чего наблюдаются интрузивные контакты фойяитов с хибинитами.

К эндоконтактным разностям хибинитов относятся роговообманковые щелочные сиениты, или вовсе не содержащие нефелина, или бедные им, описанные Рамзаем под именем у м п т е к и т о в. Для них характерно присутствие микроклин-микропертита с большим углом оптических осей и развитие среди цветных минералов арфведсонита и эгирин-авгита. В контактах Маннепахка и Тахтарвумчорра умптекиты дают кварц содержащие разности за счет поглощения боковых пород и местами образуют пегматитовые прожилки гранитного состава с ортоклазом, альбитом и дымчатым горным хрусталем. В северо-восточной части Хибинских тундр хибиниты через мелкозернистые умптекиты переходят в эндоконтактные аплитовидные породы, описанные Рамзаем под названием л е с т и в а р и т о в; постепенными переходами они связаны с плотными сахаровидными а л ь б и т и т а м и.

Различие между лестиваритами и альбититами заключается лишь в распределении полевых шпатов при содержании цветных минералов (эгирин, авгит, арфведсонит и реже энигматит, биотит и др.)

не более 10% всех минералов породы. В лестиваритах 80—90% минералов принадлежит микроклин-микропертиту ($2V = 78$ до 88°) с небольшой примесью (5—6%) альбита и альбит-олигоклаза; в типичных альбититах распределение полевых шпатов как раз обратное — они на 80—90% сложены из альбита.[1]

Сравнение минералогического состава интрузий 1-го периода позволяет вывести некоторые средние значения в составе пород (в вес. %), приведенные в табл. 2.

Таблица 2

Минералы	Хибиниты		Фойяиты	
	среднее из 9 определений	колебания в составе	среднее из 16 определений	колебания в составе
Полевой шпат	46.7	40—50	60.5	54—64
Нефелин	38.1	35—43	29.0	22—35
Эгирин, Роговая обманка, Биотит	14.7	13—17	8.9	7—13
Эвдиалит и др. второстепенные части	0.5	0—1	1.6	0.5—2

Разница химического состава хорошо видна из сравнения анализов, помещенных в табл. 11, где средний состав хибинита выведен из 5 анализов, а фойяита — из 6 анализов, опубликованных в литературе. Сравнение этих цифр показывает, что фойяиты как более кислые породы богаче полевым шпатом и никогда не содержат так много нефелина, как хибиниты. Уменьшение количества нефелина является следствием того, что в фойяитах в среднем содержится почти на 2% меньше глинозема и щелочей по сравнению с хибинитами. Количество оснований в фойяитах и хибинитах почти одинаково. Поэтому уменьшение цветной части в фойяитах должно итти за счет уменьшения количества эгирина, в состав которого входят щелочи и Fe_2O_3; и, действительно, как правило, в фойяитах преобладает арфведсонит, а не эгирин.

Повышенное содержание TiO_2 находит отражение в постоянном присутствии среди второстепенных составных частей фойяитов золотистого сфена.

[1] Сотрудниками ЦНИГРИ в 1935 г. были обнаружены ксенолиты лестиваритов и умптекитов в хибинитах. Повидимому, мы имеем здесь дело с обломками ранее кристаллизовавшихся краевых фаций щелочного массива, захваченных хибинитами.

Второй период интрузии

Второй период интрузивной деятельности в Хибинах дал довольно мощную кольцевую зону средне-и мелкозернистых нефелиновых сиенитов, занимающих пространство между хибинитовой наружной зоной и фойяитовой центральной частью. В этот период происходило новое поднятие магмы по кольцевым разломам щелочного массива и кристаллизация серии мелкозернистых нефелиновых сиенитов — эгириновых, роговообманковых, слюдяных — с проникновением их по пологим трещинам в хибиниты и с образованием переходных типов нефелиновых сиенитов — эгирино-роговообманковых, эгирино-астрофиллитовых, слюдяно-роговообманковых и др.

Вероятно, образование этих мелкозернистых пород шло также в несколько фаз, и слюдяно-роговообманковые нефелиновые сиениты являются среди них самыми молодыми и секут фойяиты центральной части.

Характерным для пород этой группы является меньшее, чем в хибинитах, содержание нефелина (20—35%) как результат большей кислотности магмы, и широко развитая пойкилитовая структура с прорастанием полевого шпата идиоморфными зернами нефелина (табл. I, фото 1, 2 и 3). При простирании одни разновидности нефелиновых сиенитов нередко сменяются другими. Так, слюдяные и слюдяно-эгириновые нефелиновые сиениты, развитые на Рисчорре и Кукисвумчорре, сменяются на Апатитовой горе эгирино-роговообманковыми и роговообманково-слюдяными нефелиновыми сиенитами, которые на Юкспоре и Эвеслогчорре частично заменяются астрофиллитовыми разностями. Характерный желтовато-серый цвет пород и пойкилитовая структура позволили хибинским работникам объединить всю группу слюдяных нефелиновых сиенитов с их заместителями под названием рисчорритов. Это название, введенное еще в 1930 г., когда впервые были описаны аналогичные породы с горы Рисчорра, где они представлены слюдяными разностями, имеет и синонимы. Так, Фивег называл эти породы неравномернозернистыми нефелиновыми сиенитами, Влодавец — эгириновыми, астрофиллитовыми, а позднее — пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами.

Последнее название необходимо применять осторожно, так как Н. П. Лупанова (1935), описывая породы Поачвумчорра, неудачно называет также пойкилитовым нефелиновым сиенитом крупнозернистые хибинитоподобные породы, развитые на Поачвумчорре и подстилающие уртитовую зону Кукисвумчорра, т. е. называет этим именем те породы, которые значительно отличаются от рисчорритов центральной части Хибинского массива и, по моему мнению,

несомненно, связаны с периферической зоной хибинитов; они описывались мною в 1930 г. как „хибинитоподобные, но менее крупнозернистые нефелиновые сиениты долины Кукисвум". Повидимому, эти же самые породы Н. А. Елисеев и работники ЦНИГРИ с 1934 г. выделяют как „среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты".

Характеристика минералогического состава рисчорритов и эгириновых нефелиновых сиенитов приведена в табл. 3 (в вес. %).

Таблица 3

Минералы	Слюдяные нефелиновые сиениты		Эгириновые нефелиновые сиениты	
	среднее из 10 определений	колебания в составе	среднее из 16 определений	колебания в составе
Полевой шпат	57.5	55—60	40	30—60
Нефелин	24.3	19—32	32.1	25—37
Эгирин	2.1	0—3.2	14.7	5—25
Роговая обманка			5.7	3—15
Биотит	8.5	5—12	1.1	0—4
Титанит	3.2	0—7	3.6	0—10
Руда и др. второстепенные части	4.5	0—6	3.4	0—8

Как видно из таблицы, от группы рисчорритов довольно резко отличаются среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты, почти тождественные по минералогическому составу с хибинитами и необычайно бедные минерализаторами, вследствие чего в зоне их главного развития на Кукисвумчорре, Юкспоре и Эвеслогчорре мы имеем почти полное отсутствие пегматитовых жил и минеральных скоплений.

Диаметрально противоположную картину мы наблюдаем в зоне рисчорритов, к которой приурочены месторождения ильменита, циркона, флюорита, слюды, пектолита и натролита, а также выделения с юкспоритом, ринколитом, ловчорритом и астрофиллитом, т. е. комбинации минералов, содержащих Ti, Zr, Ca, Na и F. Кроме того, преобладание в этих породах среди цветных минералов лепидомелана и арфведсонита указывает на богатство магмы водой, а почти полное отсутствие альбита в этих породах подчеркивает концентрацию в магме калия, может быть, в связи с ассимиляцией каких-то посторонних тел. При детальном картировании зоны слюдяных нефелиновых сиенитов, вероятно, некоторые породы окажутся

ТАБЛИЦА I

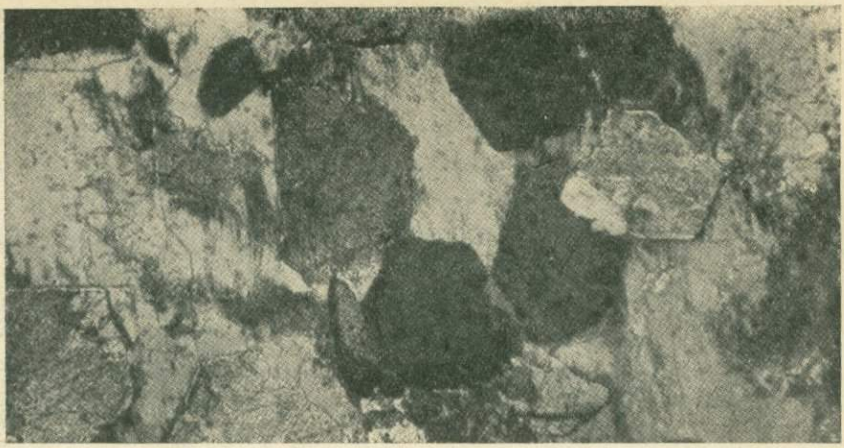


Фото 1. Пойкилитовые вростки нефелина в полевом шпате рисчоррита. × 25. Николи +.

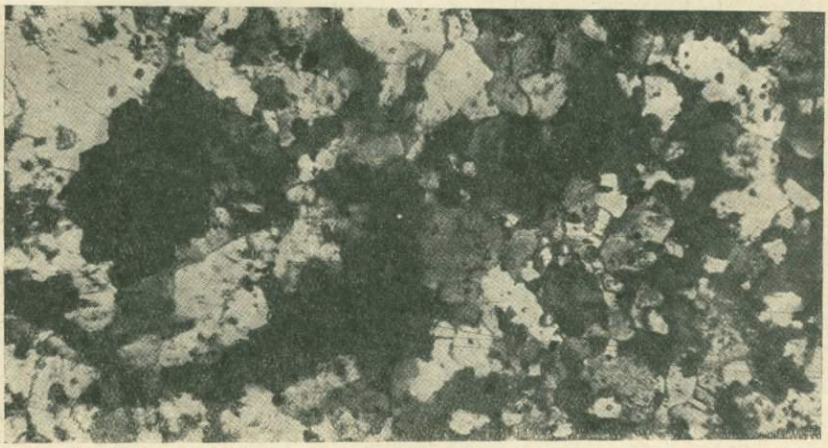


Фото 2. Пойкилитовые вростки нефелина в полевом шпате рисчоррита. × 25. Николи +.

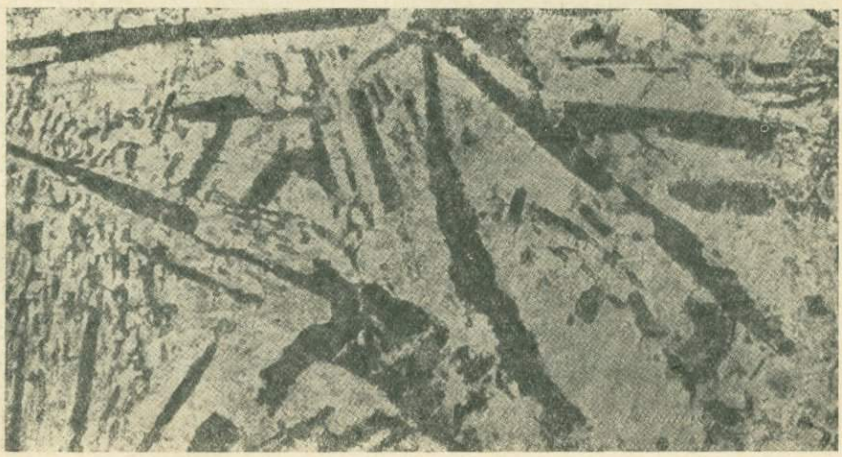


Фото 3. Пегматитовое прорастание анортоклаза (серый) и нефелина (темный) в рисчоррите. × 25. Николи ||.

гибридными, в то время как порфировидные слюдяные и слюдяно-роговообманковые разности, несомненно, являются самыми молодыми породами, секущими фойяиты.

Для рисчорритов, внедрившихся по кольцевым разломам Хибинского массива после застывания и хибинитов, и фойяитов, очень типичен контакт их с фойяитами. Линия этого контакта, обычно резкая, местами затушевывается развитием здесь целой серии жильных пород. Тем не менее на Рисчорре и Кукисвумчорре линия контакта имеет довольно устойчивое падение на СВ 45—40° ∠ от 30 до 55°. А на Юкспоре эта линия приобретает широтное простирание с падением на СЗ 345—350°, т. е. опять к бассейну р. Тульи.

В контакте развиты плотные, часто порфировидные разности слюдяных и слюдяно-роговообманковых сиенитов со структурой перекристаллизованных роговиков и с обильным развитием меланократовых жильных нефелиновых сиенитов — эгириновых, роговообманковых с флюидальной структурой и т. п. (табл. II, фото 1 и 2). Первое впечатление от названных пород получается такое, что это контактные роговики, образовавшиеся под влиянием воздействия на слюдяные нефелиновые сиениты фойяитов. В этом смысле они и трактовались, хотя и с оговорками, в 1930 г. Б. М. Куплетским и О. А. Воробьевой (1930).

Накопленный за период 1931—1934 гг. материал указывает на более молодой возраст слюдяных нефелиновых сиенитов по сравнению с фойяитами, так как рядом работников на Юкспоре, Кукисвумчорре и Эвеслогчорре были найдены жилы слюдяных нефелиновых сиенитов, секущие фойяиты. На этом основании роговиковую структуру слюдяных нефелиновых сиенитов в контакте с фойяитами можно объяснить закалкой висячего бока пластовой интрузии в контакте с охлажденными фойяитами, и приходится допускать значительный интервал во времени интрузий первого и второго периодов.

В последнее время Н. А. Елисеев со своими сотрудниками возвращается к схеме автора 1930 г. и считает, что рисчорриты являются более древними породами, чем фойяиты. Однако этому факту можно противопоставить определенно секущие жилы слюдяных и слюдяно-роговообманковых нефелиновых сиенитов в фойяитах в верховьях р. Тульи и в районе Лопарского перевала, что заставляет считать рисчорриты более молодыми образованиями, чем фойяиты. Поэтому возрастная схема Н. А. Елисеева, в основном повторяющая схему Б. М. Куплетского 1930 г. о перемещении в Хибинском массиве интрузивной деятельности к востоку и о смене в этом направлении более древних пород более молодыми, вряд ли

может считаться окончательной и требует выяснения природы слюдяных нефелиновых сиенитов, секущих фойяиты, и окончательного установления связи их с фойяитами.

По всей совокупности имеющихся данных неравномернозернистые нефелиновые сиениты с пойкилитовой структурой — эгириновые, слюдяные, слюдяно-роговообманковые, эгирино-астрофиллитовые и т. п. — очевидно, в основном следует считать более молодыми образованиями, чем хибиниты и фойяиты, и рассматривать их как позднейшие внедрения в кольцевые разломы массива между хибинитами и фойяитами.

Что касается химического состава этих молодых внедрений щелочной магмы, то они мало отличаются от состава хибинитов, как это видно из данных, приведенных в столбцах 3 и 4 табл. 11, и из молекулярных количеств, по Ниггли (табл. 12). Можно отметить только несколько более повышенное содержание закисного железа в слюдяных нефелиновых сиенитах и относительно повышенное здесь содержание калия, что ведет к выделению анортоклазов, почти лишенных пертитовых вростков, в противоположность полевым шпатам фойяитов и эгириновых нефелиновых сиенитов, в которых большее содержание натрия ведет к значительному развитию альбитовой молекулы и преобладанию сильно пертитовых полевых шпатов.

Третий период интрузии

Третий период внедрения щелочной магмы в Хибинах начался с проникновения по кольцевым разломам ийолит-уртитовой магмы с последующим отщеплением апатито-нефелиновой породы и образованием апатитовых месторождений Хибинских тундр.

Ийолит-уртитовые породы Хибинских тундр детально изучены в целом ряде работ, опубликованных за последние шесть лет работниками Института по удобрениям, Академии Наук и треста Апатит (Фивег, 1934; Хибинские апатиты, 1932).

Полоса ийолит-уртитовых пород протягивается до 35 км, считая от восточных выходов их на Суолуайве до северных обнажений Куэльпора. При детальном картировании северной части Хибин в 1935 г. работниками ЦНИГРИ дуга ийолит-уртитовых пород была продолжена на северо-восток и через выходы Ййолитовой речки соединена с ийолитами долины Калиока, впервые отмеченными Рамзаем. Максимальная мощность пород в долине Юкспориока 1.8 км. Все породы падают по направлению к центральному понижению Хибин в бассейне р. Тульи под углом 25—30°, выполняя кольцевой разлом в нефелиновых сиенитах, на границе хибинитов и неравномернозернистых нефелиновых сиенитов.

ТАБЛИЦА II

Фото 1. Слюдяной нефелиновый сиенит (жильный). × 45. Николи +.

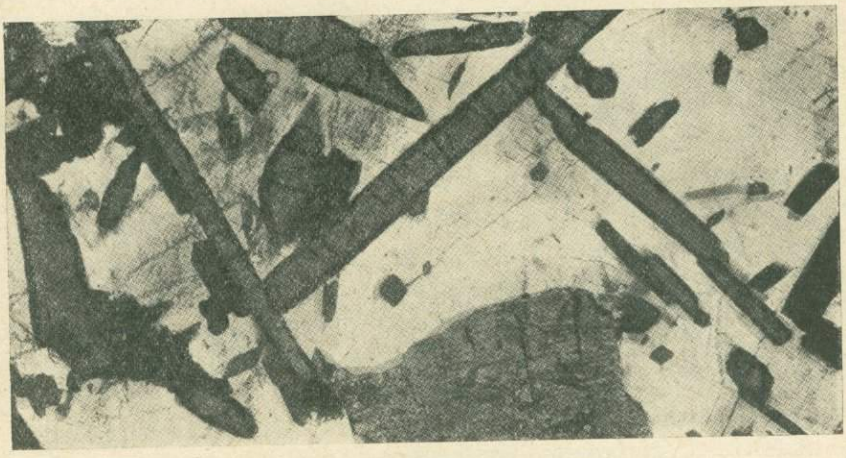


Фото 2. Слюдяной нефелиновый сиенит. Игольчатые кристаллы титанита и квадратное зерно нефелина в белом полевом шпате. × 25. Николи +.

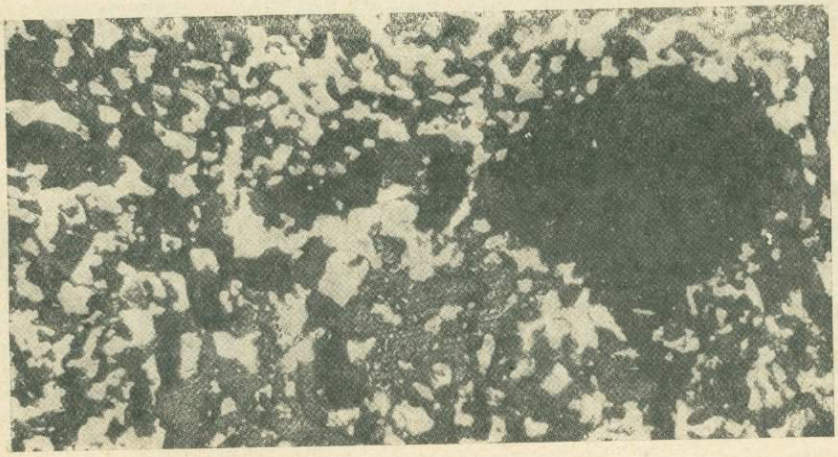


Фото 3. Микрошонкинит (жильный). Черный — эгирин; серый — роговая обманка. × 45. Николи ||.

Для группы ийолит-уртитовых пород, т. е. пород, сложенных в основном из нефелина и щелочного пироксена, в Хибинских тундрах мы наблюдаем все переходы от меланократовых якупирангитов и мельтейгитов с 5—35% нефелина через ийолиты с 35—50% нефелина, до уртитов, содержащих 75—90% нефелина. Детальное изучение этой группы пород В. А. Крыловым (Хибинские апатиты, 1932) во время разведок уртита как сырья для алюминиевой промышленности показало, что от лежачего к висячему боку можно дать такой схематический разрез этой интрузии:

1. Нижний контакт — лейстовые хибиниты.
2. Плотные ийолиты и мельтейгиты.
3. Гнейсовидные ийолиты.
4. Плотные уртиты.
5. Ийолит-порфиры и уртит-порфиры с идиоморфными выделениями нефелина.
6. Апатито-нефелиновые породы — верхний контакт.

Таким образом, здесь можно видеть тенденцию гравитационной дифференциации ийолитовой магмы с увеличением в лежачем боку меланократовых разностей и усилением к висячему боку лейкократовых уртитов и ийолит-порфиров. К висячему же боку ийолитовой интрузии приурочены полевошпатовые ийолиты (малиньиты) и уртиты, содержащие в качестве последнего продукта кристаллизации 8—20% кали-натрового полевого шпата, очевидно в результате повышения здесь содержания кремнекислоты и более низкого содержания двувалентных окислов.

На Южном отроге Кукисвумчорра ийолит-порфиры сменяются по простиранию луявритами с типичной кристаллизационной слоистостью и таким же игольчатым эгирином, который характерен для пород ийолит-уртитового ряда. В связи с тем, что в контактной зоне ийолитовой интрузии с рисчорритами в районе апатитовых месторождений мы наблюдаем переход ийолитов в пойкилитовые нефелиновые сиениты с прорастанием полевого шпата нефелином и повышением содержания полевых шпатов до 25—30%, эти разности и луявриты нужно рассматривать как породы, генетически связанные с ийолитовой магмой и приуроченные к ее висячему боку.

Апатито-нефелиновые породы приурочены к висячему боку выхода ийолит-уртитовых пород, имеют согласное с ними залегание и падение к СВ $\angle 30°$ и представляют такую же дугу длиной в 11.5 км с мощностью от 10 до 200 м в средних частях. По вопросу о происхождении этих пород был высказан ряд мнений, и наиболее вероятно предположение, что мы имеем здесь дело ча-

стично с накоплением апатита в магматическую стадию путем сегрегационного процесса, тогда как главная масса апатитового рудного тела образовалась в результате отщепления от ийолит-уртитовой магмы флюидного расплава, насыщенного фтором и фосфором в более позднюю пневматолитическую стадию развития этих пород. Апатитовое тело всегда располагается между уртитами и вышележащими нефелиновыми сиенитами, причем на Кукисвумчорре оно распадается на две части: 1) верхнюю богатую зону с пятнистой структурой (апанеит), обусловленной включениями в ней зерен нефелина и цветных минералов, состоящую на 75% из апатита, 15—20% нефелина и 5—10% эгирина и титаномагнетита, с содержанием в среднем 30.8% P_2O_5 в этой породе и 2) нижнюю полосчатую, или сетчатую, зону, более бедную апатитом и сливающуюся незаметно с подстилающими уртитами. В этой зоне значительно преобладает нефелин и в меньшем количестве встречаются эгирин, титаномагнетит, сфен и апатит. Количество P_2O_5 здесь колеблется от 7—11 до 22%, что дает 25—50% апатита в породе (неапит). Эта часть рудного тела представляет собой плотную серо-зеленую породу, прорезанную тонкой сеткой белого мелкозернистого апатита, разделяющей всю массу породы на мелкие линзочки и полосы.

На Юкспоре (Пинуайвчорре) такого разделения апатито-нефелиновой породы на две зоны не наблюдается, зато верхний контакт рудного тела обогащен здесь своеобразной титанито-апатитовой породой с призматическими кристалликами сфена, составляющими до 30—40% всей массы породы.

На Кукисвумчорре эти титанитовые породы играют меньшую роль.

Громадные разведочные работы, проведенные за последние годы трестом Апатит и Научно-исследовательским институтом удобрений в районе апатитовых месторождений, позволили осветить генетическую сторону происхождения апатито-нефелиновых пород и установить несомненную связь ее с ийолитовой интрузией, так как иначе было бы трудно понять постоянную и неизменную приуроченность апатитовых скоплений к висячему боку ийолитовой интрузии.

Таким образом, генезис апатитовых месторождений связан с выжиманием апатитовой магмы, отделившейся от ийолитовой, вероятнее всего, при внедрении ийолитов; фосфатовые выжимки поднялись на поверхность, когда ранее кристаллизовавшиеся ийолиты и уртиты подверглись раздроблению; залеченные апатитовой магмой участки метаморфизованных ийолитов дали при этом сетчатые разности апатитовых руд. Продолжавшиеся поступления фосфатовой жидко-

сти, сопровождавшиеся захватом и частичной ассимиляцией ранее образовавшихся ийолитов и сетчатых руд, привели к образованию как полосчатых разновидностей, так и богатых апатитом пятнистых руд.

На то, что тектонические движения не прекратились и после внедрения главной массы апатитового тела, указывает как наличие брекчиевидных очковых разностей апатито-нефелиновой породы Кукисвумчорра, так и отмеченные М. П. Фивегом (1934) смещения апатитового тела на плато Расвумчорра.

В этой концепции образование всего комплекса апатито-нефелиновых пород является результатом отдельных фаз единого процесса внедрения отжатой апатитовой магмы, и нет необходимости при объяснении генезиса апатитовых месторождений прибегать к допущению двух или трех самостоятельных фосфатовых интрузий, как это делает Л. Б. Антонов (1934, стр. 80—83).

Ассимиляция фосфатовым расплавом ийолит-уртитовых пород, его легкоподвижность и способность проникать по тончайшим трещинкам, которые мы наблюдаем в сетчатой разности, — все это указывает на высокую температуру фосфатового расплава и заставляет относить его образование к типично-магматической или флюидно-пегматитовой фазе.

На такое высокотемпературное положение апатитовых пород указывает также и наличие некоторых ийолитовых и пегматитовых жил, рассекающих апатитовое тело. М. П. Фивег (1934) отмечает присутствие меланократовых нефелиновых сиенитов в пятнистых апатитовых рудах секущих жил.

Эти жилы, повидимому, являются последними выжимками глубинного очага, в котором происходила дифференциация ийолитов и фосфатов, что еще раз подчеркивает генетическую связь этих образований, близость их по времени внедрения и указывает на высокотемпературный характер фосфатовой жидкости.

Таким образом, сумма фактических наблюдений над соотношением ийолит-уртитовых пород и апатито-нефелинового тела позволяет рассматривать их как единый петрографический комплекс и считать, что апатито-нефелиновые породы являются производными ийолит-уртитовой магмы. Отжимание фосфатных растворов имело место, вероятно, при движении ийолит-уртитов в кольцевые разломы Хибинского массива. Такое совместное поступление ийолитов, с одной стороны, и фосфатной жидкости, с другой, и обусловило тесную связь апатито-нефелиновых пород с ийолит-уртитами, которую мы наблюдаем в некоторых месторождениях Хибинских тундр.

Для характеристики пород этого периода образования Хибинского массива могут служить табл. 4 и 5, иллюстрирующие их количественно-минералогический состав (в вес. %).

Таблица 4

Минералы	Ийолиты		Уртиты		Луявриты
	среднее из 26 определений	колебания в составе	среднее из 25 определений	колебания в составе	среднее из 2 определений
Полевой шпат . . .	4.1	0—10	3.2	0—9	30.2
Нефелин	62.0	50—73	82.2	77—88	48.0
Эгирин и эгирин-авгит	23.5	15—35	8.0	2—12	10.6
Биотит	0.4	0—05	0.1	0—0.5	6.7
Титанит	5.5	2.3—8	2.9	1.5—6	0.8
Руда	2.5	0.5—8	2.4	0—4.8	—
Апатит	2.0	0—2.5	1.2	0.5—6	3.6

Таблица 5

Минералы	Апатито-нефелиновые породы, по данным В. Влодавца, М. Фивега, Л. Антонова и Н. Лупановой (в объемн. %)			Титанитовая порода (в вес. %)
	пятнистая разность	полосчатая разность	сетчатая разность	среднее из 7 определений
Нефелин	8—20	27—40	55—77	25.2
Эгирин	3—8	3—15	3—17.5	14.4
Биотит	1—2.5	1—6	0—5.5	0.9
Титанит	0—3	0.5—5	0.5—4.8	20.9
Руда	0—2.3	1—10	1.5—20	6.6
Апатит	70—80	40—55	3—11.7	31.0
Лампрофиллит	—	—	—	1.0

Для выяснения генетической стороны образования апатито-нефелиновых пород представлялось интересным произвести вычисления состава той ийолитовой, обогащенной апатитом, магмы, при дифференциации которой образовались апатитовые месторождения Хибинских тундр. Для этого мы воспользовались имеющимися в литературе 9 анализами апатито-нефелиновых и титанитовых руд и данными разведочных работ по рудному телу Хибинского массива.

Из опубликованных Л. Б. Антоновым данных о запасах апатитовых руд в Хибинских тундрах можно видеть, что из 2 млрд. т апатито-нефелиновой породы 465 млн. т приходится на пятнистые руды с 23—29% P_2O_5, остальную массу составляют бедные руды, причем в полосчатых рудах содержится 14—20% P_2O_5.

Запасы титанитовых руд определяются в количестве 12 млн. т.

Поэтому для вычисления среднего состава зоны апатито-нефелиновых и титанитовых руд Хибинского массива была принята следующая пропорция: 2% титанитовых руд, 23% богатых и 75% бедных апатитовых руд.

Результаты вычисленного по этим данным среднего состава апатитового тела даны в столбце 7 табл. 11, стр. 45.

Рассматривая ийолит-уртитовую кольцевую интрузию вместе с апатито-нефелиновыми породами как одно целое, можно вычислить состав первичной магмы этого внедрения, исходя из того отношения пород, которое устанавливается по данным детального изучения В. А. Крыловым ийолитового тела Хибинских тундр (Хибинские апатиты, 1932).

Таблица 6

Компоненты	10% апатито-нефелиновой породы	40% уртита	50% ийолита	Средний состав первичной ийолитовой магмы Хибин	Ийолит Ивара, Финляндия	Ийолит-мельтейгит, района Фен, Норвегия	Ийолит Ивара, Финляндия
SiO_2	2.0	16.9	23.0	41.9	42.07	40.58	42.79
TiO_2	0.3	0.6	1.5	2.4	1.00	1.94	1.70
Al_2O_3	1.3	10.8	8.4	20.5	18.68	19.65	19.89
Fe_2O_3	0.2	1.2	2.4	3.8	1.68	3.53	4.39
FeO	0.1	0.5	2.2	2.8	4.39	3.70	2.33
MnO	0.02	0.05	0.1	0.17	0.37	0.20	0.41
MgO	0.07	0.2	1.4	1.67	3.53	3.46	1.87
CaO	3.1	1.3	4.5	8.9	10.83	12.21	11.76
BaO (+ SrO)	0.01	0.08	0.1	0.19	—	0.09	—
Na_2O	0.5	5.4	4.1	10.0	11.00	8.64	9.31
K_2O	0.2	2.5	1.7	4.4	1.87	3.41	1.67
P_2O_5	2.0	0.07	0.08	2.15	2.44	0.71	1.70
Потеря при прокал.	0.2	0.4	0.62	1.12	1.80	2.32	0.99
Сумма	10.00	40.00	50.00	100.00	99.66	100.44	98.81

Принимая отношение пород в этом теле в пропорции: 10% апатито-нефелиновой породы, 40% уртита и 50% ийолита и используя средние химические анализы хибинских ийолитов, уртита и апатитовой породы столбцов 5, 6 и 7 табл. 11, мы получим состав первичной магмы ийолит-уртито-апатитовой зоны (в %), приведенный в табл. 6.

Как показывает пересчет и сравнение полученных результатов с анализами ийолитов из других месторождений, вычисленный состав первичной ийолитовой магмы Хибин имеет ряд аналогов среди ийолитов других месторождений, и этим вполне доказывается возможность образования апатитовых месторождений Хибин путем дифференциации щелочной магмы без всякого поглощения каких бы то ни было осадочных пород. Апатито-нефелиновые породы Хибинских тундр, несомненно, генетически связаны с ийолит-уртитовыми породами и образовались путем дифференциации ийолитовой магмы, в которой содержание P_2O_5 не превышало 2.15%, а количество CaO 8.9% не выходит за пределы обычного содержания извести в ийолитовых породах. Поэтому нет необходимости, как это делает В. И. Влодавец (1935), допускать поглощение щелочной магмой известняков и фосфоритов для объяснения генезиса апатито-нефелиновых пород Хибинских тундр.

Четвертый период интрузии

Последний, четвертый, период жизни Хибинского массива ознаменовался проникновением по трещинам и радиальным разломам щелочного массива более молодых жильных пород, секущих как хибиниты, так и серию мелкозернистых нефелиновых сиенитов. В этот период интрузия жильных пород происходила в следующей последовательности.

Микрошонкиниты и жильные нефелиновые сиениты внедряются (на Поачвумчорре) по трещинам СЗ 292—337° с резким максимумом простирания СЗ 330°. На Кукисвумчорре из 30 жил этих пород 21 жила также имеет северо-западное простирание с ясным максимумом при СЗ 305—325°.

В микрошонкинитах и более лейкократовых микрофойяитах постоянно наблюдается гнейсовидность пород, ориентированная параллельно контактам жил. По составу это — меланократовые нефелиновые сиениты с преобладанием эгирина и реже арфведсонита. В некоторых разностях этих пород наблюдается в значительном количестве канкринит (табл. II, фото 3).

Тингуаиты, щелочные трахиты и щелочные базальты имеют преобладающее простирание СВ 40—80°. Это направление выдерживается для тингуаитов как на Поачвумчорре,

так и на Кукисвумчорре, лишь в двух случаях отклоняясь до СВ 35°. Падение крутое. Для щелочных базальтов центральной части Хибин характерно простирание по трещинам СВ 50°, ЮВ 100°. То же широтное простирание имеют и тингуаитовые жилы Ньоркпахка в юго-восточной части Хибинских тундр. Здесь же П. Прокофьевым наблюдалось пересечение жилы щелочного базальта вертикальной жилой тингуаита с простиранием СЗ 350°, что говорит о более молодом возрасте тингуаитов по сравнению со щелочными базальтами.

Тингуаиты представляют собой плотные светлозеленые породы, иногда с вкрапленниками табличек анортоклаза и, реже, прозрачных зерен нефелина. Под микроскопом они нередко обнаруживают флюидальную структуру, или же их основная масса сложена спутанным войлоком мельчайших иголочек эгирина (табл. III, фото 1). В группу щелочных базальтов мы объединяем плотные черные породы с вкрапленниками титанистого авгита и баркевикитовой роговой обманки в мелкозернистой основной массе из пироксена, амфибола, полевых шпатов и темнобурого стекла (табл. III, фото 2 и 3).

Тералиты, шонкиниты и оливиновый якупирангит проникают по трещинам простирания СЗ 345° с крутым падением.

Тералиты и шонкиниты — темнозеленые среднезернистые породы с ясно различимыми вкрапленниками авгита, окруженного пластинками биотита — характеризуются комбинацией плагиоклаза или калиевого полевого шпата с нефелином и цветными минералами. Нередко наблюдается обогащение пород в контакте с нефелиновыми сиенитами сфеном и апатитом.

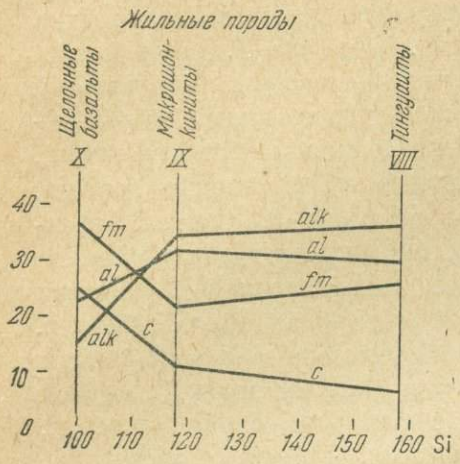
Мончикиты, пикрит-порфирит и рудный пироксенит распространены по трещинам СВ 42—57°. В верховьях Вуонемиока мончикитовая жила имеет простирание СЗ 350°, сечет апатитовую линзу и жильный сиенит.

Мончикиты отличаются от щелочных базальтов присутствием крупных вкрапленников оливина и реже биотита в основной массе из авгита, слюды, полевых шпатов и зерен магнетита. Щелочные пироксениты, известные сейчас лишь в двух пунктах Хибин, на восточном плато Рисчорра и на северном склоне Лявочорра, сложены крупными таблицами геденбергита и зернами титаномагнетита с примесью нефелина и желтобурого амфибола.

Молодые пегматитовые жилы, секущие тералиты, проникают по трещинам с простиранием СЗ 297—332°, с падением то пологим, то вертикальным.

Гидротермальные растворы и шпреуштейнизация пород проявляются по трещинам СВ 60—75° на Поачвумчорре и по трещинам СВ 20—25° на Партомчорре.

Химическая характеристика молодых жильных пород Хибинского массива приводится нами в столбцах 8, 9 и 10 табл. 11, где указаны средние составы пород по данным ряда опубликованных в литературе анализов. Вариационная диаграмма этих пород дана на фиг. 2.



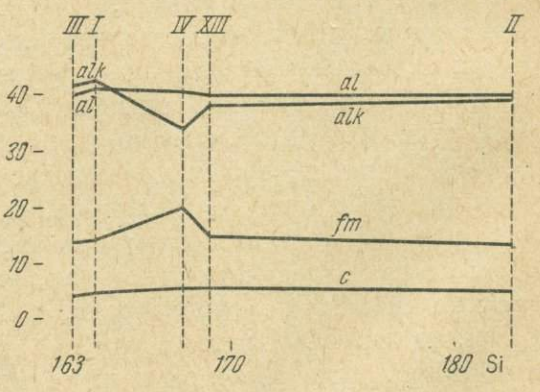
Фиг. 2. Вариационная диаграмма жильных пород.

Эти анализы показывают, что даже последние меланократовые выжимки основной хибинской магмы сохраняют богатство щелочами и заметно обогащаются магнезией и железом.

Не вдаваясь в дальнейшие петрографические подробности, которые можно найти в специальной литературе, посвященной Хибинам, отметим, что формирование Хибинского массива в основном закончилось с первыми двумя фазами интрузии, когда кристаллизовалась большая часть нефелиновых сиенитов, имеющих приблизительно один и тот же химический состав и отличающихся друг от друга лишь преобладанием альбитовой молекулы в фойяитах центральной части и различием цветной части и крупностью зерен в отдельных разновидностях нефелиновых сиенитов.

СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГМЫ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Интересно проследить за ходом дифференциации щелочной магмы Хибинского массива, применив вариационные кривые Ниггли. Можно уже заранее предвидеть, что эта дифференциация не даст очень резких колебаний, и состав Хибинского массива в целом мало отличается от доминирующих в его составе хибинитов и фойяитов. Вариационная диаграмма нефелиновых сиенитов дана на фиг. 3, где римские цифры соответствуют номерам столбцов табл. 11.



Фиг. 3. Вариационная диаграмма нефелиновых сиенитов.

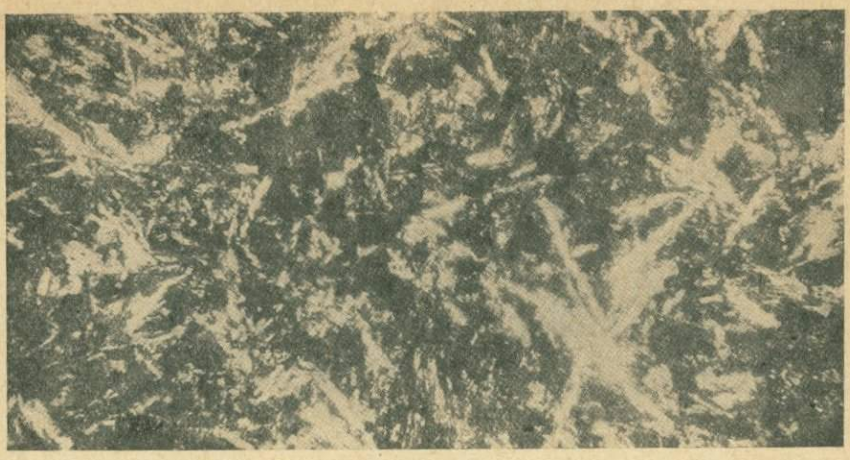


Фото 1. Радиальные призмы анортоклаза в тингуаите. × 45. Николи +.

Фото 2. Вкрапленники зональной слюды и пироксена в щелочном базальте. × 25. Николи ||.

Фото 3. Баркевикитовый амфибол в щелочном базальте. × 25. Николи. ||.

Чтобы получить представление о составе средней хибинской магмы, был произведен по площади подсчет распространения отдельных пород в Хибинах, давший такое процентное распределение различных разновидностей нефелиновых сиенитов на площади массива:

Хибинит	22
Эгириновый нефелиновый сиенит	10
Ийолит-уртито-апатитовая зона	4
Трахитоидный хибинит	18
Слюдяные, эгириновые и роговообманковые пойкилитовые нефелиновые сиениты	12
Фойяиты	34

В этом подсчете не учтены молодые жильные породы, так как, во-первых, они играют незначительную роль в строении массива, а, во-вторых, основные и кислые типы жильных пород компенсируют друг друга, давая средний состав магмы.

Подсчет отдельных типов нефелиновых разновидностей велся по поверхностным выходам пород, что, конечно, может не соответствовать отношениям между породами внутри массива. Однако всякие вычисления, аналогичные нашим, должны характеризовать только качественную сторону процесса и направление его. Поэтому для суждения о характере средней магмы Хибинского массива предлагаемые вычисления, основанные на данных анализов табл. 9 и приведенные в табл. 7 (в %), будут вполне достаточными.

Полученный состав средней магмы, как видно, мало отличается от химического состава преобладающих в Хибинах нефелиновых сиенитов.

Можно только подчеркнуть, что содержание в исходной магме 1.20%TiO_2, 1.80%CaO и 0.09%P_2O_5 было достаточно, чтобы образовать из грандиозного объема щелочной магмы те скопления апатито-нефелиновой породы, которые являются объектом промышленной эксплоатации в Хибинах. Вероятно, цифра для P_2O_5 несколько понижена, так как не все анализы имеют определение фосфорной кислоты, но порядок цифр не может сильно измениться.

ГЕНЕЗИС ЩЕЛОЧНОЙ МАГМЫ

Вопрос о происхождении самой щелочной магмы Хибинского массива является основным для петрологии Кольского полуострова. Б. М. Куплетским еще в 1930 г. было высказано предположение о генетической связи нефелиновых сиенитов Хибин и Луяврурта со щелочными гранитами центральной части Кольского полуострова.

Таблица 7

Компоненты	22% хибинита и 18% трахитоидного хибинита	10% эгириновых пойкилитовых нефелиновых сиенитов	6% слюдяных и 6% эгириновых роговообманковых	34% фойяитов	4% йолит-уртито-апатитовой зоны	Средний состав магмы Хибинского массива
SiO_2	21.36	5.37	6.54	19.04	1.7	54.01
TiO_2	0.4	1.1	0.1	0.5	0.1	1.20
Al_2O_3	8.9	2.2	2.6	7.0	0.8	21.50
Fe_2O_3	1.2	0.2	0.2	0.8	0.2	2.60
FeO	0.5	0.2	0.5	0.5	0.1	1.80
MnO	0.1	0.02	0.03	0.01	0.007	0.17
MgO	0.3	0.16	0.1	0.2	0.07	0.77
CaO	0.5	0.2	0.2	0.6	0.3	1.80
BaO	0.04	0.01	0.02	0.05	0.003	0.12
Na_2O	3.9	1.0	0.9	3.3	0.4	9.50
K_2O	2.4	0.5	0.7	1.5	0.2	5.30
P_2O_5	—	—	0.01	—	0.08	0.09
Потеря при прокал.	0.4	0.1	0.1	0.5	0.04	1.14
Сумма	40.00	10.00	12.00	34.00	4.000	100.00

Это же предположение высказывает В. И. Влодавец (1935), который, однако, придает большое значение явлениям ассимиляции в образовании Хибинского массива.

Посмотрим, каким путем магма щелочных гранитов может привести к образованию нефелиновых пород. Для этого в табл. 8 мы даем (в %) средний состав щелочных гранитов центрального водораздела Кольского полуострова (Куплетский и Воробьева, 1930), вычисленный состав средней магмы Хибинского массива и в последнем столбце — состав магмы, которую можно получить из гранита при удалении из последнего части кремнекислоты.

Расчет, приведенный в табл. 8, показывает, что надо отнять 44% SiO_2, чтобы из щелочного гранита получить породу, приближающуюся к средней хибинской породе. Однако ясно, что связь щелочных гранитов с нефелиновыми сиенитами нельзя понимать так механически, как это изображено в цифрах вышеприведенной таблицы, тем более, что содержание свободной кремнекислоты в виде кварца в гранитах центрального водораздела Кольского полуострова по ряду подсчетов

Таблица 8

Компоненты	Щелочной гранит центрального водораздела Кольского полуострова	Средний нефелиновый сиенит Хибинских тундр	Гранит без 44% SiO_2, пересчитанный на 100%
SiO_2	74.62	54.01	54.6
TiO_2	0.39	1.20	0.7
Al_2O_3	10.35	21.50	18.8
Fe_2O_3	2.91	2.60	5.0
FeO	2.45	1.80	4.3
CaO	0.55	1.80	0.9
MgO	0.28	0.77	0.5
MnO	0.08	0.17	0.1
BaO	?	0.12	—
K_2O	4.57	5.30	8.3
Na_2O	3.60	9.50	6.4
P_2O_5	—	0.09	—
Потеря при прокал.	0.20	1.14	0.4
Сумма . . .	100.00	100.00	100.0

достигает содержания всего 39—40%; поэтому трудно представить отщепление нефелиновых сиенитов непосредственно от щелочных гранитов, и необходимо допустить, что была исходная магма несколько иного состава, которая дала, с одной стороны, кислые и щелочные граниты, а с другой,—более основные нефелиновые сиениты.

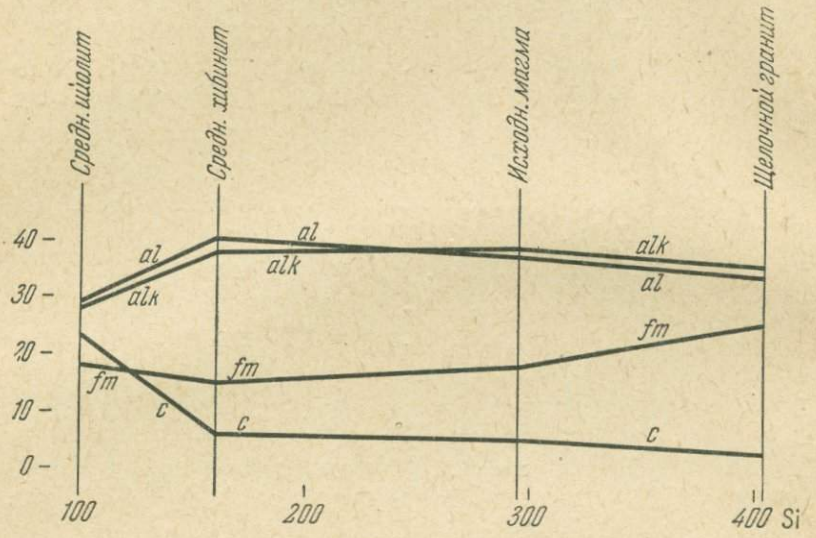
Основное отличие магмы щелочных гранитов от нефелиновых сиенитов заключается в увеличении в последних количества глинозема, титана, натрия, кальция и воды, при сохранении в магме количества окислов железа и калия и при резком уменьшении содержания кремнекислоты (фиг. 4).

Следовательно, помимо выноса кремнекислоты, должна была происходить также концентрация натрия и глинозема с параллельным выносом некоторых других элементов.

В процессе нормальной кристаллизации гранитной магмы эти видоизменения не могли получаться, так как остаточный расплав этой магмы ведет обычно к легкоплавким пегматитовым составам, с переходом последних в гидротермальные кварцевые жилы.

При явлениях десиликации гранитов карбонатными породами или основными интрузиями мы должны были бы иметь значительное обогащение магмы кальцием и магнием, чего в хибинских породах не наблюдается вовсе.

С другой стороны, несомненно, приходится считаться с процессом увеличения щелочей, летучих, титана и глинозема при переходе от гранитного расплава к нефелиновым сиенитам, и, может быть, газовый перенос SiO_2 играл известную роль в изменении состава гранит-



Фиг. 4. Вариационная диаграмма ийолитов, нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов.

ной магмы. Здесь будет небезинтересно отметить, что явления значительного перемещения кварцевых масс на Кольском полуострове доказываются громадным развитием в поле распространения щелочных гранитов, кварцевых жил, например, в районе Оксина, Красной Шельи и в других местах верховий р. Поноя. Россыпи кварца в этих районах занимают площади в несколько квадратных километров и указывают на огромный процесс выноса кремнекислоты из первоначальной магмы щелочных гранитов.

Понятно, что известные нам скопления кварца в зоне развития щелочных гранитов не могут компенсировать все то количество кремнекислоты, которое необходимо удалить из гранитной магмы для получения щелочных пород. Ясно также, что, говоря о генетической связи нефелиновых сиенитов со щелочными гранитами, мы должны допустить сложный путь дифференциации первичной магмы и возможность широкой миграции ее производных в глубинных

частях земной коры. Повидимому, щелочные граниты центрального водораздела представляют собой уже обогащенные кварцем части родоначальной магмы и, таким образом, не отвечают составу исходного расплава. Этот исходный расплав должен был иметь меньше кремнекислоты, чем щелочные граниты. В процессе дифференциации одна часть этой глубинной магмы дала богатые кварцем щелочные граниты, а другая, обогащенная щелочами, глиноземом и водяными парами, — материал для образования щелочных пород кольских массивов.

Так как и щелочные граниты и нефелиновые сиениты связаны между собой какой-то общей промежуточной магмой, мы можем наметить ориентировочный состав этой исходной магмы, грубо принимая, что площадь распространения щелочных гранитов вдвое превышает площадь развития нефелиновых сиенитов, и допуская, что объемные отношения магм пропорциональны площадным и что составы пород мало отличаются от состава породивших их магм.

При этих предпосылках, беря две части щелочного гранита и одну часть среднего хибинского нефелинового сиенита, мы получим состав начальной магмы (в %), приведенный в табл. 9.

Таблица 9

Компоненты	Вычисленный состав	Молекулярные количества	Характеристика по Ниггли
SiO_2	66.8	11 078	si = 294
TiO_2	0.6	75	
Al_2O_3	14.7	1 438	al = 37.8
Fe_2O_3	2.9	182	
FeO	2.3	320	fm = 18.4
CaO	1.0	178	
MgO	0.4	10	c = 5.4
MnO	0.1	1	
BaO	—	—	alk = 38.4
K_2O	4.9	520	
Na_2O	5.8	935	
Потеря при прокал.	0.5	—	
Сумма . . .	100.0	—	

Формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$$1.21\,\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 6.89SiO_2;\quad a = 3.27;\quad R_2O:RO = 2.85:1.$$

Полученный состав и вычисленная формула по Левинсон-Лессингу близка к адамеллиту, для которого имеем:

$$1.25\,\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 6.77\,SiO_2;\quad a=3.36;\quad R_2O:RO=1:1.6.$$

Все отличие заключается в повышенном содержании щелочей в вычисленной породе: это отношение сдвигает нашу породу в сторону пантеллеритогранита, где $1.7\,\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 7\,SiO_2$; $a=3.0$; $R_2O:RO=1.7:1$.

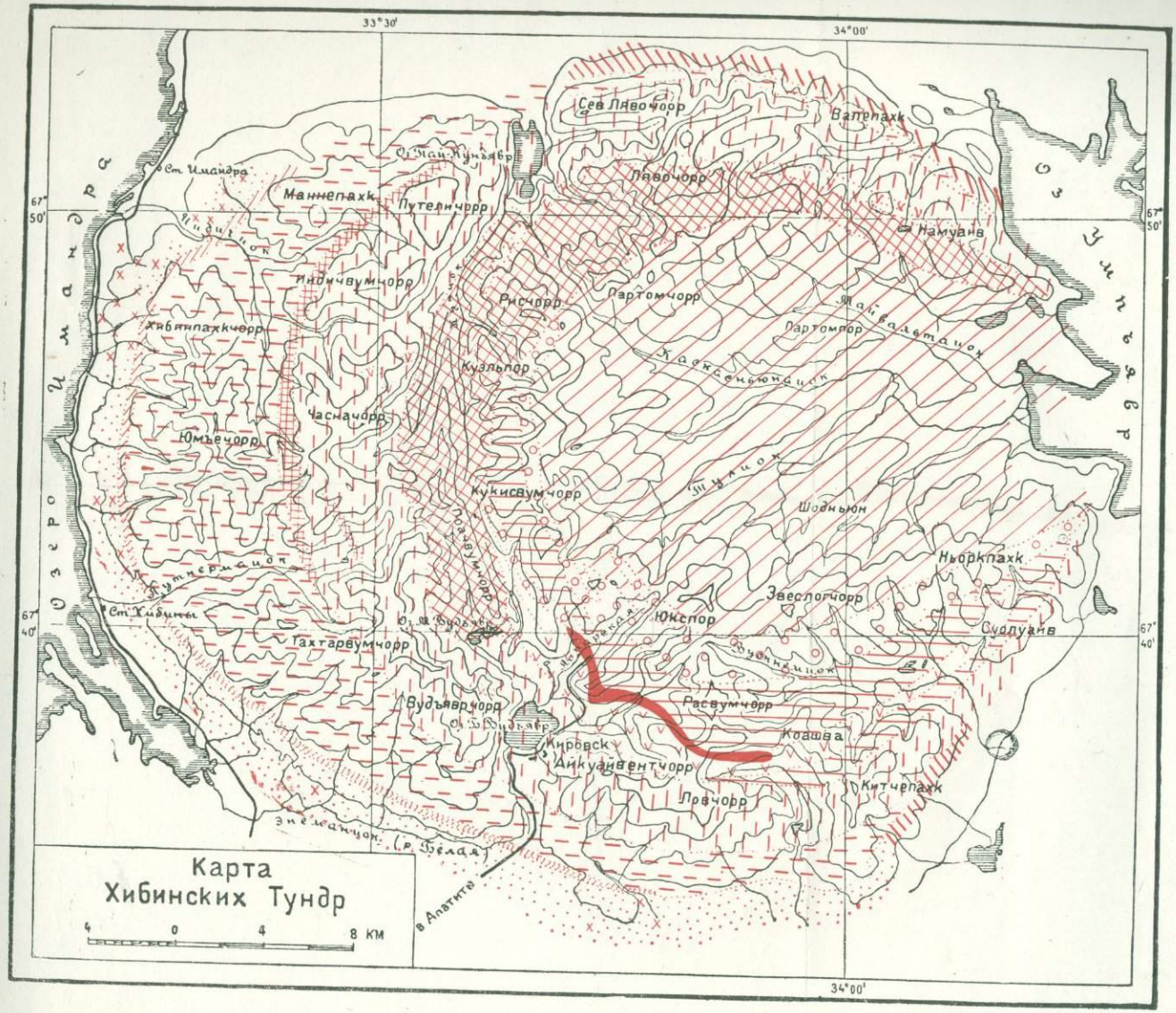
В систематике Ниггли к полученным цифрам ближе всего будут следующие данные (табл. 10):

Таблица 10

Породы	si	al	fm	c	alk
Нордмаркит	297	42.5	17.5	8.5	31.5
Гранито-сиенитовая магма	290	35.0	28.5	8.0	28.5
Сольвсбергит	292	42.0	17.0	4.0	37.0
Энигматит-трахит	290	39.0	16.0	5.0	40.0
Вычисленная магма кольских интрузий	294	37.8	18.4	5.4	38.4

Таким образом, вычисления показывают, что незначительное повышение содержания щелочей в составе нормальной адамеллитовой магмы является достаточным, чтобы в дальнейшем ходе дифференциации привести, с одной стороны, к обогащенным кварцем щелочным гранитам и, с другой, к нефелиновым сиенитам. Гораздо труднее решить вопрос о тех путях дифференциации, которые привели к образованию щелочных пород. Как уже отмечалось выше, несомненную роль в этом ходе дифференциации должны были играть летучие компоненты, в присутствии которых облегчался распад полисиликатных молекул щелочей и миграция отдельных окислов. Однако, несомненно, что и тектонические факторы должны были играть существенную роль в образовании щелочных пород. Это становится совершенно очевидным, если подчеркнуть приуроченность Хибинских и Ловозерских тундр к громадным меридиональным разломам, в которых располагаются озера Имандра и Умпъявр, и указать на то, что и нефелиновые сиениты, и щелочные граниты лежат на одной тектонической линии.

И хотя детали дифференциационного процесса еще не вполне ясны, однако уже сейчас мы можем сказать, что, во всяком случае, при отсутствии в Хибинах показателей для мощного процесса ассимиляции осадочных пород, при общности минералогического



1 2 3 4 5 6 7
8 9 10 11 12 13 14

Фиг. 5. Петрографическая карта Хибинских тундр.

1 — хибиниты, *2* — трахитоидные хибиниты, *3* — нефелиновые порфиры и жильные породы, *4* — пойкилитовый нефелиновый сиенит, *5* — эгириновый среднезернистый нефелиновый сиенит, *6* — ийолиты и уртиты, *7* — апатито-нефелиновые породы, *8* — слюдяные и роговообманковые пойкилитовые нефелиновые сиениты, *9* — фойяиты, *10* — луявриты, *11* — архейские гнейсы, *12* — роговики, измененные осадки протерозоя, *13* — зеленокаменные породы свиты Имандра — Варзуга, *14* — имандриты, габоро-диабазы.

Таблица 11

Химические анализы пород Хибинских тундр

Компоненты	Породы главных фаз интрузии Хибинского массива							Молодые жилы			
	хибинит (среднее из 5 анализов)	фойяит (среднее из 6 анализов)	эгириновые пойкилитовые (среднее из 7 анализов)	слюдяные и роговообманковые (среднее из 15 анализов)	йолиты и луяврит (среднее из 6 анализов)	уртиты (среднее из 8 анализов)	апатито-нефелиновые и титанитовые породы (среднее из 9 анализов)	тингуаиты и трахиты (среднее из 8 анализов)	жильные нефелиновые сиениты (среднее из 3 анализов)	тералиты и щелочные базальты (среднее из 13 анализов)	умптекиты и контактные породы (среднее из 3 анализов)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	53.44	55.87	53.35	54.11	46.06	42.28	20.01	53.20	46.85	44.92	62.89
TiO_2	0.87	1.50	0.89	0.97	3.04	1.44	2.91	1.16	1.40	1.31	0.64
Al_2O_3	22.14	20.62	22.10	21.30	16.87	26.94	12.59	17.20	21.95	17.05	18.52
Fe_2O_3	2.89	2.29	2.12	1.86	4.78	3.05	1.54	6.33	4.42	3.59	1.47
FeO	1.29	1.35	2.16	4.00	4.42	1.26	1.38	3.11	2.40	7.57	2.00
MnO	0.28	0.30	0.21	0.23	0.17	0.14	0.20	0.60	0.08	0.21	0.10
MgO	0.72	0.70	0.63	0.98	2.85	0.43	0.76	0.65	2.53	4.96	0.84
CaO	1.36	1.68	1.57	1.63	8.10	3.34	29.94	2.06	3.94	10.42	1.70
BaO	0.10	0.15	0.12	0.15	0.26	0.21	0—0.13	0.24	—	0.15	—
Na_2O	9.85	9.68	10.23	7.74	8.23	13.48	4.96	9.60	11.31	5.61	8.24
K_2O	6.01	4.48	5.46	6.02	3.50	6.19	2.21	4.74	4.32	2.00	3.00
P_2O_5	—	—	—	0.10	0.17	0.20	20.32	0.11	—	0.22	—
Потеря при прокал.	1.05	1.38	1.16	0.91	1.55	1.04	1.47	1.00	0.80	1.98	0.60
F	—	—	—	—	—	—	0.92	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	0.47	—	—	—	—
TR_2O_3	—	—	—	—	—	—	есть	—	—	—	—

Пересчеты химических анализов пород Хибинских тундр

Компоненты	Хибинит	Фойяит	Эгириновые нойкилитовые	Слюдяные и рогово-обманковые	Йолиты и луявриты	Уртиты	Апатито-нефелиновая зона	Тингуаиты и трахиты	Жильные нефелиновые сиениты, микроклиновые	Тералиты и щелочные базальты	Умптекиты и контрактовые породы	Щелочные граниты центрального водораздела	Средний состав хибинской магмы	Средний состав первичного йолита
SiO_2	8 862	9 265	8 847	8 973	7 638	7 012	3 317	8 823	7 769	7 449	10 429	12 375	8 957	6 949
TiO_2	109	187	111	121	379	180	363	145	175	163	80	49	150	300
Al_2O_3	2 166	2 018	2 162	2 084	1 651	2 636	1 232	1 683	2 148	1 668	1 819	1 013	2 140	2 006
Fe_2O_3 (пересчитано на 2FeO)	362	286	266	232	598	382	192	792	554	450	184	364	326	476
FeO	179	188	301	557	615	175	192	433	334	1 054	278	341	250	390
MnO	39	42	30	32	24	20	28	85	11	30	14	11	24	24
MgO	179	174	156	243	707	107	188	161	627	1 230	208	69	191	414
CaO	242	299	280	291	1 444	595	5 338	367	702	1 858	303	98	321	1 587
BaO	6	10	8	10	17	14	8	16	—	10	—	—	8	12
Na_2O	1 589	1 561	1 650	1 248	1 327	2 174	800	1 548	1 824	905	1 329	581	1 532	1 613
K_2O	638	466	580	639	371	657	235	503	459	212	318	485	563	467
P_2O_5	—	—	—	7	12	14	1 430	8	—	15	—	—	6	151
si	164	183	163	168	113	103	40.4	158	117	100.4	234	419	169	99.2
al	40.2	4.0	40.1	40.2	24.7	39.1	14.6	30.2	32.3	23.0	40.7	34.1	40.0	28.8
fm	14.0	13.6	14.0	20.0	29.1	10.2	7.5	26.4	22.5	37.1	15.2	26.4	15.4	18.2
c	4.6	6.2	4.7	5.6	21.6	9.2	65.6	6.8	10.7	24.9	6.7	3.0	6.1	23.2
alk	41.2	40.2	41.2	34.2	25.6	41.5	12.3	36.6	34.5	14.9	37.4	36.5	38.5	29.6

Таблица 13

Магматические формулы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга для щелочных пород Хибинского массива

Породы	$\overline{RO}$	R_2O_3	SiO_2	α	R_2O	RO
Хибинит	1.30	1	3.7	1.72	2.7	1
Фойяит	1.33	1	4.28	1.97	2.37	1
Эгириновый нефелиновый сиенит	1.36	1	3.84	1.76	2.45	1
Слюдяной и роговообманковый сиенит	1.43	1	4.08	1.84	1.51	1
Ийолит	2.46	1	3.92	1.75	1	1.82
Уртит	1.38	1	2.47	1.12	2.57	1
Тингуаит и щелочной трахит	1.77	1	4.24	1.78	1.25	1
Микрошонкинит	1.90	1	3.20	1.30	1	1.03
Щелочные базальты	2.92	1	3.97	1.61	1	3.93
Умптекит	1.33	1	5.45	2.51	1.83	1
Щелочной гранит центрального водораздела	1.50	1	10.3	4.58	1.51	1
Средний состав хибинской магмы	1.31	1	3.90	1.81	2.20	1
Средний состав первичного ийолита	2.11	1	3.10	1.50	1	1.28

состава нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов, в которых мы встречаем те же минералы, что и в Хибинах (астрофиллит, арфведсонит, энигматит, эгирин, эвдиалит), при положении этих тел в одной тектонической зоне центрального водораздела Кольского полуострова — генетическая связь обоих этих образований становится вполне очевидной и вряд ли может быть оспариваема.

Петрографический институт
Академии Наук СССР
15 апреля 1936.

ЛИТЕРАТУРА [1]

Антонов Л. Б. Апатитовые месторождения Хибинской тундры. Хибин. апатиты, ГХТИ, 1934, *1—150.*

Влодавец В. И. Пинуайчорр — Юкспор — Расвумчорр. Тр. Аркт. инст., 1935, 23, *5—58.*

Елисеев Н. А. О геологических структурах Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов. Проблемы советской геологии, 1936, 1, *3—19.*

Куплетский Б. М. Петрографический очерк Хибинских тундр. Тр. Инст. изуч. Севера, 1928, 39, *76—203.*

[1] Полный библиографический указатель геологии и петрографии см. в конце книги.

Куплетский Б. М. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Сборн. в честь 50-летия акад. В. И. Вернадского. Изд. Акад. Наук, М., 1936, *1013—1038* (здесь приведена полная литература по Хибинам).

Куплетский Б. М. и Воробьева О. А. Геолого-петрографические наблюдения на центральном водоразделе Кольского полуострова летом 1928 г. Тр. Ленингр. общ. естествоисп., 1930, **60**, 4, *48—78*.

Лупанова Н. П. Поачвумчорр и прилегающие к нему с запада высоты. Тр. Аркт. инст., 1935, **23**, *59—114*.

Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, тт. 1 — 6, изд. Акад. Наук, 1932—1935.

Фивег М. П. Внутренняя апатитовая дуга и йолитовые породы Хибинской тундры. Тр. НИУ, 1934, **115**, *33—42*.

Хибинские апатиты. Сборники треста Апатит] и НИС НКТП, 1—8, 1931—1935.

О. А. ВОРОБЬЕВА

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЛОВОЗЕРСКИХ ТУНДР

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Ловозерский щелочной массив расположен в центральной части Кольского полуострова, западнее Хибинского массива, от которого он отделяется озером Умпъявр, вытянутым в меридиональном направлении. Характерной особенностью массива является подковообразное расположение его высот с центральной депрессией, занятой озером Сейтъявр. Подкова Ловозерского массива открыта к востоку, а на север, запад и юг от центральной впадины Сейтъявра расходятся девять радиальных внутренних долин различной величины и конфигурации, которые совместно с внешними долинами периферической части массива расчленяют последний на отдельные высоты, обычно платообразного строения. Прекрасная пластовая, почти горизонтальная, отдельность нефелиновых сиенитов, слагающих Ловозерские тундры, в значительной степени предопределила платообразный характер их вершин.

Не вызывает сомнения общее понижение рельефа с северо-запада на юго-восток; максимальными высотными отметками (свыше 1000 м) обладают вершины северо-западной части массива (Аллуайв, Сенгисчорр) и минимальными — вершины юго-восточной части (Пункаруайв, Суолуайв).

Ловозерский массив щелочных пород является сравнительно молодым геологическим образованием, связанным с эпохою герцинской складчатости. Вопрос о форме массива до сих пор не получил надлежащего разрешения.

На основании более ранних исследований (1932—1933 и 1934 гг.), преимущественно периферической части Ловозерских тундр, О. А. Воробьевой совместно с С. Д. Покровским (1935) выдвигалось предположение о лополитообразной форме массива. В основном аргумента-

ция в пользу такого предположения сводилась к констатации закономерного падения луявритов (слагающих около 80% общей площади массива) от периферии к центру Ловозерских тундр.

Основываясь на данных позднейших исследований (1935 и 1936 гг.), устанавливающих более сложный характер как падения щелочных пород, так и их контактов с древними вмещающими породами, автор признает, что сейчас вряд ли можно рассматривать Ловозерский массив как лополит. Действительно, если попрежнему сохраняется неизменным падение щелочных пород от периферии к центру массива, то не менее убедительным является и падение пород от центральной впадины озера Сейтъявр под массив. Все это скорее говорит о каком-то сложном (может быть, синклинальном) характере интрузии, горизонтальное внедрение которой произошло в плоскую магматическую камеру, слабо наклоненную к северо-востоку.

При правильном разрешении этого вопроса особо важное значение имеет детальная геологическая карта всего массива, которой мы пока не имеем. Далеко не изучены и контакты щелочного массива с окружающими древними породами. Последние принадлежат, с одной стороны, к архейским образованиям, а, с другой — представлены породами эффузивно-осадочного комплекса девонского возраста. Первоначально породы эффузивно-осадочного комплекса относились к протерозойской свите Имандра — Варзуга, но в 1935 г. в роговиках этого комплекса были найдены растительные отпечатки девонского времени, определенные проф. Криштофовичем.

Это открытие подтверждает высказанное Рамзаем предположение о постдевонском возрасте щелочных пород, по аналогии с норвежскими щелочными массивами. Согласно данным С. Д. Покровского и В. А. Унксова (1935) девонские породы представлены метаморфизованными осадочными образованиями: биотитовыми песчаниками, кварцитами и роговиками, образовавшимися в процессе метаморфизации глинистых и мергелистых сланцев. К эффузивным представителям отнесены авгит-порфириты,[1] туфы, туфовые брекчии и конгломераты. Девонские породы сохранились преимущественно в виде ксенолитов в щелочных породах северо-восточного сектора Ловозерских тундр, где они наблюдаются на различных высотных отметках. На южных склонах Куамдеспахка и Аллуайва залегают девонские породы, падение которых на Ю (к озеру Сейтъявр) под $\angle 50—70°$

[1] В распоряжении автора имеется петрографический материал сбора 1936 г. (камеральная обработка его еще не закончена), позволяющий утверждать, что в группу девонских авгит-порфиритов неправильно включены некоторые жильные породы щелочного массива.

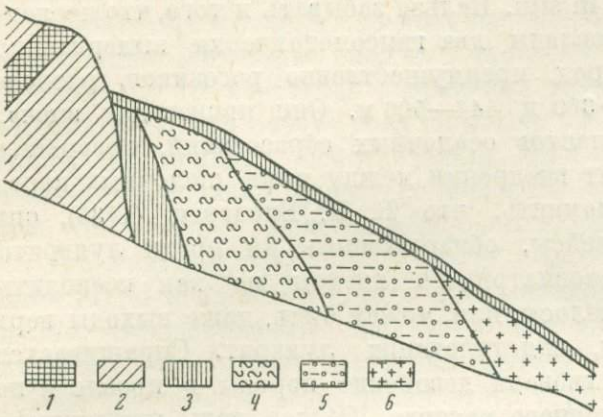
выдерживается на протяжении приблизительно 3 км, о чем можно судить по разобщенным их выходам, поэтому позволительно было бы говорить об остатках кровли in situ. Нельзя забывать и того, что исследованиями 1936 г. установлены два гипсометрически выдержанных горизонта девонских пород, преимущественно роговиков, расположенных на высоте 290—360 и 444—506 м. Они производят впечатление сохранившихся пластов осадочных образований, превращенных в роговики в момент внедрения между ними щелочных пород.

Кстати, уместно вспомнить, что В. И. Влодавец (1935), описавший песчаники и гнейсы, обнаруженные им среди луявритов Киткньюна, склонен рассматривать гнейсы не как ксенолиты, а скорее как зажатые полосы, или, может быть, даже выходы верхней поверхности пород, подстилающих луяврит. Спрашивается, действительно ли существовали девонские породы в кровле и постели Ловозерского щелочного массива. Сейчас дать утвердительный ответ на этот вопрос еще трудно, так как мы располагаем очень ограниченными данными, в отдельных случаях, правда, убедительными, но недостаточными для широких обобщений. Совершенно необходимы дальнейшие геологические исследования пород, контактирующих с нефелиновыми сиенитами Ловозерского массива, тем более, что мы не имеем и ясного представления об архейских образованиях.

В работах В. Рамзая, первого исследователя данного массива, есть указания на присутствие биотитовых гнейсов на восточном берегу озера Умпъявра, у подножия Ангвундасньюна (западные склоны массива). Гнейсы имеют близкое к меридиональному простирание и падение ЮВ 110° ∠40°. Сравнивая это падение с падением гнейсовидности трех обнажений гнейсо-гранита Киткньюна, мы устанавливаем в первом обнажении довольно выдержанное преобладающее направление падения ЮВ 125—130° ∠60—85°. Во втором обнажении такой правильности не наблюдается: так, падение у юго-западного контакта СЗ 320° ∠72°, у северо-восточного края падение С 360° ∠80°, а в южной части СВ 20° ∠70—80°. Падение гнейсо-гранита третьего обнажения ЮЗ 235° ∠50° (выражено плохо).

Наблюдается полное несогласие падений гнейсо-гранита не только с падениями гнейса у Умбозера, но и в трех обнажениях Киткньюна. Характерно, что в последнем случае гнейсы залегают несогласно с луявритами Киткньюна, для которых установлено преобладающее падение кристаллизационной слоистости СВ 15° ∠20°. С этим направлением хорошо совпадает падение слоистости и сланцеватости песчаника, наблюдается только угловое несогласие, а именно: для пес-

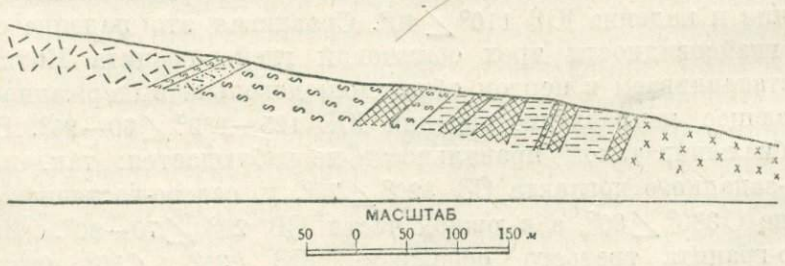
чаника имеем падение СВ 20° ∠62°, откуда следует, что интрузия луявритовой магмы нарушила горизонтальное залегание песчаника.



Фиг. 1. Контакт нефелиновых сиенитов с древними породами, по С. Д. Покровскому (сев. склоны горы Пьялкимпора)

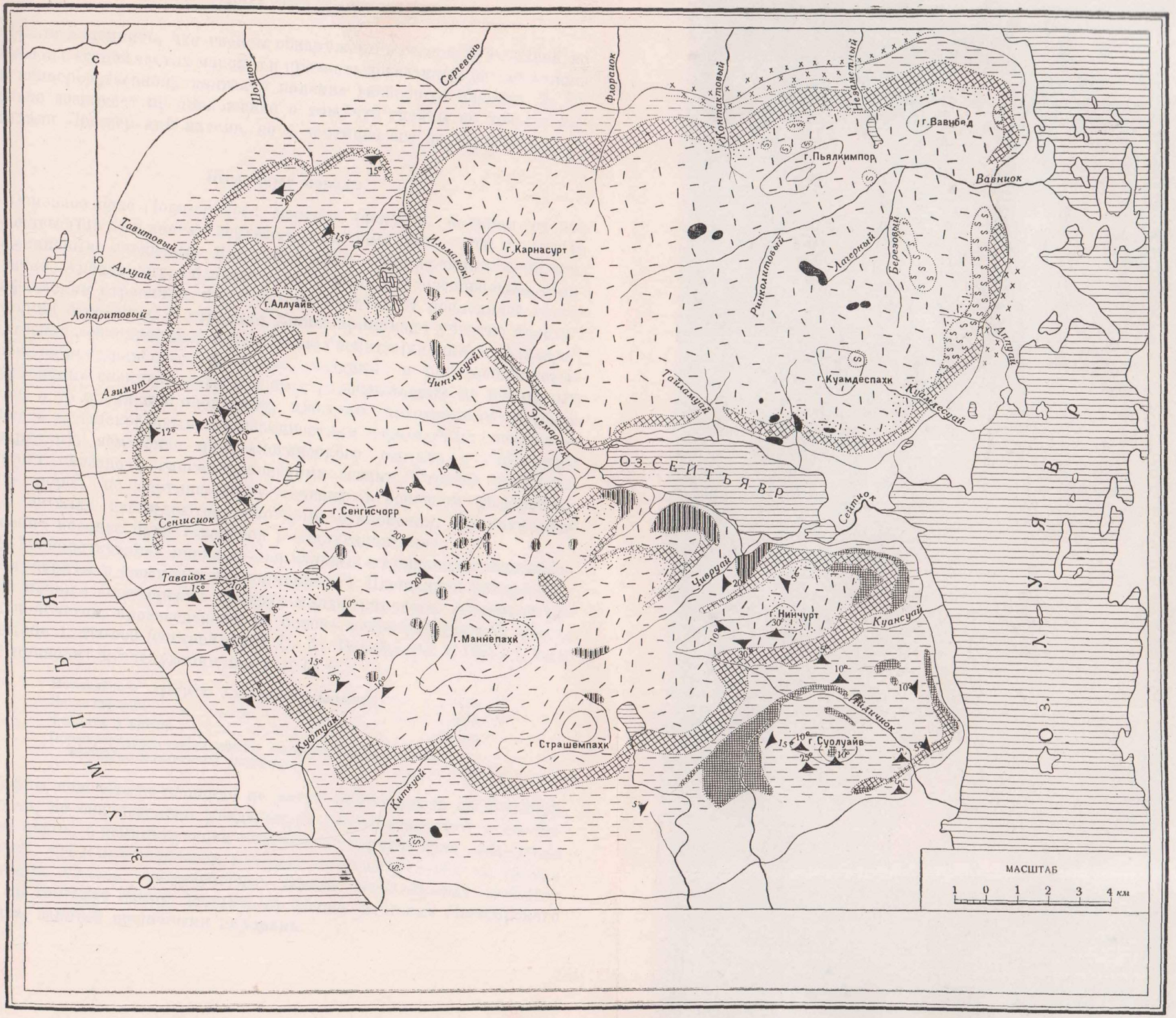
1—авгит-порфириты, *2*—нефелиновые сиениты, *3*— роговики, *4*—слюдистые кварциты, *5*—гнейсы, *6*—граниты.

Вдоль северных склонов г. Вавнбеда и Пьялкимпора выходы гранито-гнейсов и гнейсов подходят почти вплотную к нефелиновым сиенитам, но непосредственный контакт между ними наблюдался только в двух обнажениях. Породы контактовой зоны (на Пьялкимпоре) представлены на фиг. 1. Во внутренней части (ближней к луявритам) наблюдались роговики мощностью в 2.5—3 м, с падением СЗ 330° ∠73°, угол падения роговиков по мере удаления от контакта уменьшается. Далее следует сильно рассланцованные слюдистые кварциты, сланцеватость которых падает на СЗ 330° ∠45°. Эти кварциты достигают мощности 3—4 м и связаны постепенными переходами с третьей, внешней, зоной, представленной гнейсами, падающими на СЗ 330° ∠40°. Гнейсы в свою очередь сменяются



Фиг. 2. Разрез по северному склону горы Пьялкимпор (условные обозначения те же, что и на фиг. 3).

гранитами. Контакт явно тектонический, несогласный: архейские породы падают от массива на северо-запад, в то время как кристаллизационная слоистость луявритов падает внутрь массива в юго-юго-восточном направлении, и углы ее падения резко уменьшаются по мере удаления от контакта (фиг. 2).



Фиг. 3. Петрографическая карта Ловозерских тундр.

1 — архейские гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты, *2* — девонские осадочные породы: песчаники, кварциты, роговики, *3* — девонские эффузивные породы: авгит-порфириты, туфобрекчии и др., *4* — эгириновые луявриты (нормальные и лопаритовые), *5* — эвдиалитовые (нормальные и меланократовые) луявриты, *6* — жильные луявриты, *7* — фойяиты и уртиты (в комплексе с эгириновыми и лопаритовыми луявритами), *8* — порфировидные (и пойкилитовые) нефелиновые сиениты, *9* — пойкилитовые нефелино-содалитовые сиениты и тавиты, *10* — падение кристаллизационной слоистости луявритов.

Если вспомнить, что гнейсы обнаружены в северной, западной, восточной и южной частях массива и признать доказанным установленное по непосредственному контакту падение гнейсов от массива, то невольно возникает предположение о том, что гнейсы не только подстилали Ловозерский массив, но и частично его перекрывали.

Щелочные породы

Основное поле Ловозерского массива (фиг. 3), начиная от его подошвы (145 м) и кончая верхними границами (1000—1200 м), занято нефелиновыми сиенитами. Как указывалось, Ловозерский массив, аналогично Хибинскому, обладает характерным подковообразным топографическим строением, но резко отличается от последнего геологическим строением. В строении Хибин принимают участие преимущественно лейкократовые нефелиновые сиениты (хибиниты, фойяиты, неравномернозернистые эгириновые, слюдяные и роговообманковые нефелиновые сиениты, уртиты и пр.), расположенные по кольцевым зонам, в то время как около 85% площади Ловозерского массива сложено меланократовыми разновидностями нефелиновых сиенитов — луявритами, изменение минералогического состава и структуры которых связано с гипсометрическими зонами. Строгое распределение пород по вертикальному сечению в основном выдержано, но в деталях наблюдаются некоторые отклонения. Схематически строение массива представляется в следующем виде.

I. Господствующие породы — нормальные эгириновые и эвдиалитовые луявриты в соотношении примерно 1:1. Площадное распространение пород в Ловозерских тундрах иллюстрируется соответствующим подсчетом, произведенным на основе петрографической карты масштаба 1: 200 000 (составленной О. А. Воробьевой в 1935 г.); подсчет приводит к следующим цифрам (в %):

Нормального луяврита с его разновидностями	42.7
Эвдиалитового „ „ „ „	49.1
Фойяита и уртита	6.4
Порфировидного нефелинового сиенита и пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов	1.8

Цифры подсчета по площади не могут претендовать на большую точность, но они довольно убедительно свидетельствуют о соотношении пород, о доминирующем значении луявритов. Есть основания полагать, что и при подсчетах площади распространения по картам детальных съемок лейкократовые фации нефелиновых сиенитов вряд ли составят свыше 15—18% от общей площади Ловозерского массива, занятой щелочными породами.

Нормальные эгириновые луявриты занимают самые нижние горизонты массива и особенно широко развиты на западных и южных его склонах. Краткую петрографическую характеристику пород мы дадим в следующей части очерка, здесь остановимся только на положении пород в массиве, форме их залегания и контактах. Прекрасно выраженная кристаллизационная слоистость нормальных луявритов позволяет говорить о довольно пологом их залегании при выдержанном падении все время под массив.

В западной и южной частях массива верхняя граница распространения типичных нормальных луявритов имеет максимальную высотную отметку 400—500 м при резком снижении ее до 200 м в северо-восточной части. Выше, на нормальном луяврите, согласно залегает комплекс пород луяврито-фойяитового состава.

II. Гипсометрическое положение фойяито-луявритового комплекса не является постоянным по всему массиву. Кроме общего погружения комплекса в северо-восточном направлении, на правом склоне долины Чивруай, на южных склонах Куйвчорра и Карнасурта наблюдаются местные погружения синклинального характера.

Описываемый комплекс слагается из согласно залегающих и чередующихся пластовых образований нормального луяврита с лопаритом, нормального луяврита с роговой обманкой, фойяита и уртита, которые опоясывают, на определенных высотах, весь Ловозерский массив как с периферической, так и с внутренней стороны (бассейн оз. Сейтъявр), за исключением высот Пункаруайв и Суолуайв.

Видимого выклинивания пластовых образований комплекса незаметно, но при сопоставлении отдельных разрезов видно, что их количество и мощность не остаются постоянными,— следовательно, возможны и раздувы, и выклинивания.

Для фойяито-луявритового комплекса крайне характерна одна генетическая особенность, а именно: сравнительно большое постоянство состава и структуры луявритов, тогда как состав и структура фойяитов и уртитов неустойчивы. Достаточно указать, что фойяиты дают все структурные разновидности — от аплитовых фаций до пегматоидной крупности зерна; наблюдаются изменения и минералогического состава, что особенно резко проявляется: 1) в неустойчивости процентного соотношения между полевым шпатом и нефелином с общей тенденцией обогащения нефелином; 2) в фациальном обогащении фойяита роговой обманкой, мурманитом, эвдиалитом, лампрофиллитом и пр.

Уртиты комплекса, связанные непосредственными переходами с фойяитами, дают три основные разновидности, которые макроскопически кратко можно охарактеризовать следующим образом:

на ряду со светлозелеными уртитами аплитовидного сложения, несколько напоминающими, морфологически, хибинскую нефелино-апатитовую породу, распространены темные серо-зеленые (или красноватые при процессе шпреуштейнизации) плотные (сливные) уртиты, обогащенные обычно лопаритом; промежуточное положение занимают светлые серо-зеленые уртиты, иногда плотного сложения и обычно содержащие в вариирующем количестве полевой шпат (полево-шпатовые уртиты).

Фойяиты и уртиты встречаются не только в пределах данного своеобразного „комплекса" пород, но и среди эвдиалитовых луявритов верхних горизонтов массива, образуя с последними нередко типичные интрузивные контакты. Так, например, на северо-восточном и северном склонах Маннепахка, в верховьях Сиитуая, наблюдались два типа контактов фойяита с эвдиалитовым луявритом. В первом случае фойяит образует секущую жилу (табл. I, фото 1) с тремя узкими, взаимно-параллельными апофизами уртитового состава, расположенными параллельно плоскости контакта. Во втором случае фойяит залегает в форме согласного пластового образования и в верхнем контакте дает ряд мелких взаимно-параллельных инъекций в эвдиалитовый луяврит. Инъецированная зона эвдиалитового луяврита, мощностью около 4 м, содержит свыше 70 внедрений фойяитового состава, чередующихся с такими же узкими полосками эвдиалитового луяврита, обогащенного эвдиалитом и эгирином. При согласном залегании обеих пород и пологом их падении приконтактовая зона морфологически напоминает осадочные образования (табл. I, фото 2).

Не останавливаясь более подробно на взаимоотношении фойяитов с другими нефелиновыми сиенитами массива, отметим, что на основании фактического материала, полученного за последние два года, мы склонны признать интрузивный характер внедрения фойяитов по плоскостям кристаллизационной слоистости нормальных луявритов, в противовес более ранним нашим представлениям об одновременном образовании данных пород.

Н. А. Елисеев (1936) считает, что породы луяврито-фойяитового комплекса являются первично расслоенными, причем все полосы возникли в результате одновременного истечения и отжимания легкоподвижной луявритовой магмы.

Спрашивается, являются ли действительно эти породы одновременными? Здесь можно дополнительно высказать следующие положения.

1. Кристаллизационной слоистостью обладают луявриты, в фойяитах же эта слоистость появляется только на контакте с лопа-

ритовыми луявритами, в остальной массе фойяиты структурно сближаются с дитроитами Бреггера.

2. Кристаллизационная слоистость луявритов не позволяет определить линии истечения. Лейсты полевого шпата в плоскости кристаллизационной слоистости располагаются в различных направлениях, нередко даже во взаимно-перпендикулярных. Эгирин часто образует кучные, радиальнолучистые скопления тонких иголок, которые вряд ли возможны при структурах истечения.

3. В формировании фойяитов, безусловно, принимали активное участие пары воды и газа, о чем свидетельствует присутствие в данных породах содалита, мурманита как существенных породообразующих минералов. Кроме того, фойяиты являются вмещающими породами для большей части пегматитовых образований и в частности с ними связаны классические месторождения уссингита на горе Пункаруайв, где, кстати сказать, типичный лопаритсодержащий луяврито-фойяитовый комлекс не обнаружен.

4. Фойяиты известны не только в пределах данного своеобразного комплекса, но и выше его, — в эвдиалитовых луявритах.

5. Фойяиты в пределах комплекса, как показывают данные табл. 1 (в %), сильно превалируют над луявритами.

Таблица 1

Породы	Аллуайв	Нинчурт	Вавнбед	В среднем
Фойяиты и уртиты	71.6	68.0	75.0	69.8
Лопаритовый луяврит	14.0	18.0	25.0	16
Переходная зона между луявритами и фойяитами	14.4	14.0	—	14.2

6. Существование переходных разностей луяврит-фойяита может быть объяснено появлением на контакте эгирина в результате контактового прогревания луяврита, что вполне возможно при сравнительно малой вязкости магмы луявритового состава, низкой температуре плавления эгирина и его высокой кристаллизационной способности.

В пределах специфического фойяито-луявритового комплекса, обладающего средней мощностью не менее 100 м, фойяит переслаивается с 4—5 горизонтами луяврита, содержащего лопарит; поэтому данные горизонты луяврита часто называются лопаритовыми, ибо лопарит привлекает к себе внимание как полезное ископаемое. Фойяито-луявритовый пояс повторяет очертания

ТАБЛИЦА I

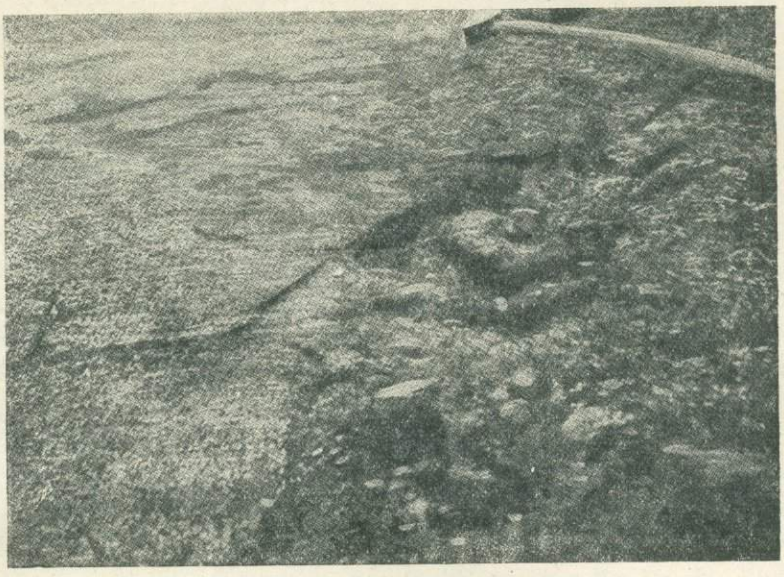


Фото 1. Интрузивный контакт между фойяитами (светлое) и эвдиалитовыми луявритами (темное). Маннепахк, верховья Сиитуая, 1936.

Фото 2. Инъецированная зона эвдиалитового луяврита. Маннепахк, 1936.

массива и следует, то понижаясь, то повышаясь. Обычно краевые части фойяито-луявритового комплекса представлены также сравнительно мощными (10—40 м) пластовыми образованиями фойяита, причем на контакте последнего с эвдиалитовым луявритом всегда появляется жильный зеленый луяврит, в который фойяит дает апофизы различной конфигурации и величины. За пределами данного специфического комплекса фойяит образует несколько согласных пластовых внедрений в нормальные луявриты нижних горизонтов массива и в эвдиалитовые луявриты верхних горизонтов. Среди эвдиалитовых луявритов, как уже отмечалось, нередки и типичные секущие жилы фойяита.

Ш. Высшие горизонты Ловозерского щелочного массива сложены эвдиалитовыми луявритами (табл. II, фото 1), для которых так же, как и для нормальных луявритов и фойяито-луявритового комплекса, характерно погружение в восточном-северо-восточном направлении. Так, например, если на южных склонах Маннепахка и западных склонах Аллуайва область развития эвдиалитовых луявритов лежит между высотами от 650—700 м до 950—1100 м, то на Вавнбеде нижняя граница их развития фиксируется уже высотными отметками 470—500 м.

Эвдиалитовым луявритам свойственно неравномерное сложение своеобразного „такситового" характера, при котором тесно переплетаются участки различной крупности зерна и непостоянного минералогического состава. Изменение минералогического состава связано, преимущественно, с колебаниями в содержании эвдиалита, мурманита, лампрофиллита, зеленого эгирина и отчасти полевого шпата.

Характерно, что меланократовые зеленые эвдиалитовые луявриты, с более или менее хорошо выраженной кристаллизационной слоистостью, на определенных высотных горизонтах образуют серию шлироподобных пятен и вытянутых полос-линз (направления, близкого к меридиональному). Площадь, занимаемая отдельными геологическими телами меланократового эвдиалитового луяврита, варирует от 20—50 до 800—900 м², а в единичных случаях и больше.

К эвдиалитовым луявритам генетически тесно примыкают жильные луявриты, представленные двумя характерными группами: 1) серо-зелеными мелкозернистыми породами, близкими по минералогическому составу и структуре к эвдиалитовым луявритам и 2) более плотными, нередко порфировидными зелеными луявритами тингуаитового облика. Жильный луяврит связан с комплексом эвдиалитовых луявритов. Он не обнаружен среди нормальных луявритов и в пределах фойяито-луявритового комплекса. Изучение контактов, формы и характера выделения жильного луяврита позволяет

утверждать, что данный луяврит является жильной фацией эвдиалитового луяврита, и его внедрение последовало в тот период, когда процесс кристаллизации эвдиалитовых луявритов не достиг своей конечной стадии. Химические анализы рассматриваемых пород (табл. 4) показывают, что нет существенной разницы в их химическом составе. Сохраняется большая близость и минералогического состава, в котором принимают участие одни и те же минералы, но количественные соотношения последних варируют. В частности, в жильных луявритах нередко наблюдается более высокое содержание альбитовой и эгириновой составляющих. В структурном отношении характерной чертой является преимущественное развитие порфировидных и мелкокристаллических, слабо гнейсовидных структур. К специфическим особенностям жильного луяврита следует также отнести и формы его выделения, которые, в основном, представлены тремя видами:

а) наблюдается жильный луяврит в виде шлировидных тел; как образование сингенетического характера, он связан с эвдиалитовым луявритом постепенными переходами или реже дает резкие контакты;

б) хорошо выраженные пластовые и секущие жилы образуются только в тех условиях, когда отделение жильной фации происходит полностью и жильный луяврит вполне обособляется в пределах своей материнской породы;

в) жильный луяврит иногда появляется как приконтактовая разновидность эвдиалитового луяврита, главным образом на контакте последнего с лейкократовыми породами: фойяитами и нефелино-содалитовыми сиенитами; как правило, в приконтактовом жильном луяврите присутствуют участки пегматитового и фойяитового состава, иногда обтекаемые лейстами полевых шпатов вмещающей породы. Весьма часто замечается также на контакте выделение уртитоподобной (нефелиновой) породы в виде тонких прожилков и неправильных „оолитовой" формы участков.

В Ловозерских тундрах луявриты занимают около 85% их площади. Распределение различных луявритов по вертикальному сечению намечается в некоторой последовательности, пути которой предопределяются геохимической ролью титана, ниобия, циркония, редких земель и летучих компонентов в общем процессе кристаллизации магмы луявритового состава. В результате, породы характеризуются исключительной концентрацией этих элементов, что приводит к постоянному присутствию в них таких особых породообразующих минералов, как мурманит, эвдиалит, лампрофиллит, лопарит и другие.

ТАБЛИЦА II

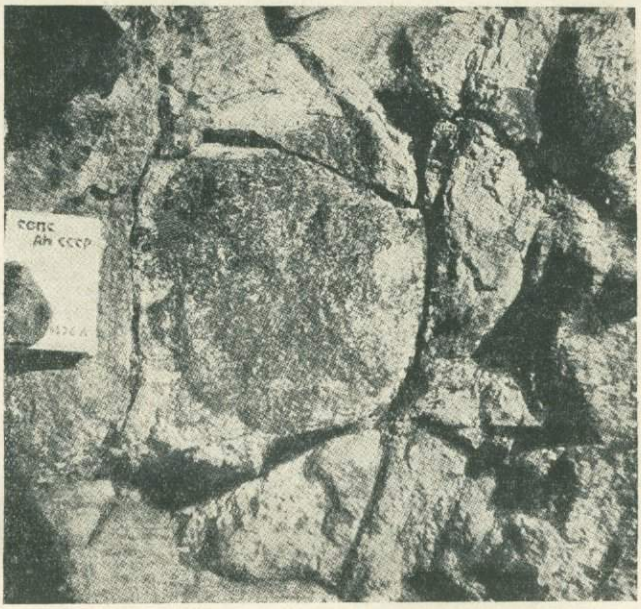


Фото 1. Ксенолит луяврита в содалито-нефелиновом сиените. Гора Паура, 1936.

Фото 2. Шлировый характер кристаллизации эгирина (темные пятна и полосы) в фойяите. Верховья Синтуая, 1936.

Схематически это можно представить в следующем виде:

Слабое участие Nb, Ti (лопарит и мурманит — редкие акцессорные минералы)	Исключительная роль [1] Nb, Ti (лопарит — породообразующий минерал)	Значительное влияние Nb, Ti (мурманит — устойчивый породообразующий минерал)	Слабое участие Nb, Ti (мурманит встречается спорадически)
↑	↑	↑	↑
Нормальные луявриты (нижние горизонты массива до высоты 300—400 м на востоке и 500—600 м на западе) →	Нормальные луявриты с лопаритом (средние горизонты до высоты 500—550 м на востоке и 700—750 м на западе) →	Эвдиалитовые луявриты с мурманитом (верхние горизонты массива до высоты 600—750 м на востоке и 800—850 м на западе) →	Эвдиалитовые луявриты с лампрофиллитом + меланократовые эвдиалитовые луявриты (до наивысших абсолютных отметок)
↓	↓	↓	↓
Умеренное участие Zr (эвдиалит—более распространенный акцессорный минерал)	Умеренное участие Zr (эвдиалит — акцессорный минерал)	Значительное участие Zr (эвдиалит получает развитие наравне с мурманитом)	Исключительная роль Zr (эвдиалит — основной породообразующий минерал)

Таким образом, мы видим, что дифференциаты луявритовой магмы претерпевают некоторые изменения в связи с накоплением в них Nb, Ti, Zr и других специфических элементов.

IV. Прежде чем перейти к изложению существующих в литературе возрастных схем, необходимо осветить еще одну исключительно интересную группу пород, относимую одними исследователями к поздним фазам формирования массива, а другими — к самым ранним; это — нефелино-содалитовые породы,[2] образующие генетически единый петрографический комплекс, включающий нефелиновые, нефелино-содалитовые и содалитовые сиениты непостоянного минералогического состава и различной структуры. Отметим здесь только главных представителей описываемого петрографического комплекса, к числу которых относятся: пойкилитовые нефелиновые и пойки-

[1] Выделение в данной схеме нормальных луявритов с лопаритом в отдельное звено в дальнейшем, может быть, и не сохранится. Мы не имеем твердых оснований утверждать, что здесь лопарит является безусловно нормальным, магматическим продуктом кристаллизации луявритов. Характер кристаллизации лопарита в лопаритовых луявритах и, особенно, в уртитах позволяет предполагать и его контактно-пневматолитовое происхождение, обусловленное влиянием фойяитовой магмы.

[2] В минералогическом составе нефелино-содалитовых сиенитов на ряду со светлым содалитом типа гакманита, присутствует темный минерал, который только условно может считаться содалитом. Химический анализ данного минерала отличается от соответствующего анализа гакманита уменьшенным содержанием хлора (0.13% против 5.64%) и повышенным содержанием серы (1.51% против 0.38%). Темный содалит встречается преимущественно в щелочных сиенитах пойкилитового строения.

литовые содалитовые сиениты; гипидиоморфнозернистые содалитовые сиениты и полевошпатовые тавиты; панидиоморфнозернистые полевошпатовые уртиты.

Эти породы связаны непосредственными переходами и встречаются совместно в пределах одного и того же месторождения, причем можно наблюдать три следующих характерных случая.

1. Нефелино-содалитовые породы различного минералогического состава и структуры распределены в жильном теле неравномерными шлировидными участками, имеющими или постепенные переходы, или четкие границы.

2. Нефелино-содалитовые породы в пределах одного и того же месторождения более или менее резко расслоены и выделяются в виде относительно обособленных полос различного состава и структуры, вытянутых или в широтном, или в северо-западном направлении. Подобное расслоение особенно хорошо заметно в двух случаях:

а) в „жильных" образованиях неравномернозернистого нефелино-содалитового сиенита (содержащего спорадически крупные лейсты полевого шпата, пойкилитически проросшего нефелином или содалитом) наблюдаются „полосы" уртитового состава различной мощности, обычно в пределах 5—60 см; нередко подобная уртитовая фация прослеживается и вдоль контакта;

б) среди пойкилитовых нефелиновых сиенитов встречаются линзовидные участки уртитового состава, а в пойкилитовых содалитовых сиенитах гор Паура и Непхе отмечены „полосы" (совпадающие с пластовой отдельностью) полевошпатовой породы фойяитовой структуры.

3. Геологические тела пойкилитовых сиенитов являются более или менее однородными, и только на контакте наблюдается эгириновый зальбанд или же приконтактовая фация полевошпатового уртита.

Областью широкого развития нефелино-содалитовых пород следует считать южную половину Ловозерского массива, в частности следующие долины и высоты, к ним примыкающие: Чинглусуай, Муруай, Уэлькуай, Мотчисуай, Чивруай и Анкисуай.

В северной части крупных внедрений данных пород не встречено.

Нефелино-содалитовые породы в пределах Ловозерского массива дают две основные формы образований:

а) шлиры и шлировидные тела, свойственные продуктам протокристаллизации, и

б) секущие и пластовые жилы и внедрения неправильной формы, свойственные продуктам ортокристаллизации.

Пластовые и секущие жильные тела обычно встречаются не ниже абсолютной высоты 400 м и в своем распространении связаны с эвдиалитовыми и жильными луявритами; исключением являются пойкилитовые нефелиновые сиениты Анкисуая, залегающие на Энгпоре гипсометрически ниже пород фойяито-луявритового комплекса.

Внедрение нефелино-содалитовых пород или подчинено главным направлениям крутопадающей трещиноватости, преимущественно меридионального или широтного направления, или связано с пологопадающей трещиноватостью, совпадающей с пластовой отдельностью и, обычно, с кристаллизационной слоистостью (табл. II, фото 2).

В верховьях Чивруая и на отрогах Маннепахка — Паура и Непхе — наблюдалась исключительно интересная и сложная картина внедрения пойкилитовых нефелино-содалитовых сиенитов, а именно: в мощных жилах прекрасно видно, что вначале путями интрузии явились крутопадающие трещины во вмещающих луявритах. Это были своего рода подводящие каналы для внедрения по пластовой отдельности, в связи с чем линия контакта обладает ломаным, ступенчатым профилем. Попутно следует заметить, что лейсты полевых шпатов луявритов более или менее следуют параллельно контакту только там, где строго совпадают плоскости внедрения и кристаллизационной слоистости; в иных условиях лейсты располагаются безразлично к линии контакта, или даже секутся ею.

Приведенные выше наблюдения над формой и характером залегания нефелино-содалитовых сиенитов позволяют утверждать, что данные породы относятся к более поздней фазе формирования массива, чем вмещающие их луявриты.

Присутсвие в этих породах содалита, флюорита, апатита, слюды, роговой обманки, мурманита и сфена указывает на богатство магматического расплава Ce, F, P, S, H_2O, Ti, Zr и др., а, следовательно, и на значительную роль летучих компонентов в ходе кристаллизации нефелино-содалитовых пород, часто приобретающих черты пегматитовых образований.

Стратиграфические схемы

Каждый год детальных работ в районе Ловозерского щелочного массива дает все новый и новый материал по его геологической истории, нередко находящейся в противоречии с наблюдениями предыдущих лет. Но в то же время остается совершенно незыблемым представление об образовании массива в несколько фаз. Что

же касается вопроса о смене интрузий, то здесь единого мнения еще не существует и имеются серьезные расхождения. Останавливаясь ниже на схемах отдельных исследователей в том виде, в каком они существуют в данный момент (табл. 2), необходимо заметить, что еще не закончены работы по сводке и увязке материалов детальной геологической съемки массива и потому эти схемы нельзя считать окончательными, так как в них вполне возможны исправления и изменения.

Согласно схеме О. А. Воробьевой, щелочные породы Ловозерского массива принадлежат единому геологическому циклу (постдевонского возраста) вулканической деятельности щелочной магмы, характеризующемуся четырьмя основными периодами. Образование луявритов I периода является результатом отдельных фаз единого процесса внедрения. Формирование их шло с широким диапазоном температур кристаллизации полевого шпата и нефелина (1500—1100°) и эгирина (900—950° и ниже).

Появление различных дифференциатов объясняется геохомической ролью Ti, Nb, Zr, H_2O и других редких и летучих элементов в общем процессе кристаллизации магмы.

Породы характеризуются:

1) близостью химического и минералогического состава; дифференциаты выделяются по преобладанию одного из следующих минералов: лопарита, эвдиалита, мурманита и лампрофиллита;

2) хорошо выраженной кристаллизационной слоистостью в породах нижних горизонтов и менее хорошо выраженной в породах верхних горизонтов.

Породы II периода, слюдяно-эгириновые нефелиновые сиениты, преимущественно развиты только в юго-восточной части Ловозерского массива, где они встречены среди нормальных и эвдиалитовых луявритов в виде геологических тел в основном линзовидной или штокообразной формы. Внедрение этих тел обычно связано с пластовой отдельностью луявритов.

Уртиты III периода явно секут данные породы. Что касается фойяитов, то здесь такой четкой картины нет: фойяиты с породами II периода залегают, обычно, согласно, так как внедрение тех и других идет, преимущественно, по пластовой отдельности луявритов.

Появление лейкократовых пород III периода связано с новым поднятием магмы, богатой H_2O, Cl, S и другими летучими компонентами, и внедрением ее по линиям наименьшего сопротивления: кристаллизационной слоистости луявритов, совпадающей с пластовой отдельностью, по контактам и вертикальным трещинам отдель-

Таблица 2

Стратиграфические схемы последовательности фаз интрузий

Схема О. А. Воробьевой (1935—1936)		Схема К. К. Хазановича (1936)			Схема работников Союзредметразведки, консультируемых Н. А. Елисеевым [1]	
IV	Щелочные базальты, мончикиты и другие молодые жильные породы	VIII	Лампрофиры и пегматиты луявритов		VI	Жильные образования
III	Тавиты	VII	Тавиты	Жильные породы	V	Порфировидные луявриты
	1а. Пойкилитовые и равномернозернистые нефелино-содалитовые породы	VI	Эгирино-мурманитовые луявриты		IV	Меланократовые эвдиалитовые луявриты
	Уртиты, фойяит-аплиты	V	Луяврит-порфиры		III	Среднезернистые эвдиалитовые луявриты
	1. Фойяиты (дитроиты)	V	Уртиты			
II	Равномернозернистые и порфировидные эгириновые (слюдяные) нефелиновые сиениты	II	Фойяиты		II	Нормальные луявриты, фойяиты и уртиты
I	1а. Комплекс эвдиалитовых луявритов и их жильные породы (верхняя часть массива)	II	Комплекс эвдиалитовых луявритов. Гипабиссальные породы		I	Порфировидные и равномернозернистые нефелиновые сиениты. Пойкилитовые нефелино-содалитовые сиениты. Тавиты
	1. Нормальные луявриты (нижняя часть массива)	I	Нормальные луявриты. Абиссальные породы			

[1] Схема эта не опубликована и я пользуюсь рукописными материалами (отчеты С. Д. Покровского и И. В. Зеленкова по геологической съемке Ловозерского массива летом 1935 г.).

ности. Породы этого периода лишены кристаллизационной слоистости (исключением является фойяит, в котором кристаллизационная слоистость появляется только на контактах с луявритами). Широко развито пойкилитовое и аплит-порфировое сложение. Резко выявлен дифференциальный процесс изменения химического состава, а именно: уменьшение кислотности, увеличение глинозема и щелочей натрия — и уменьшение железистой молекулы к концу процесса. Образование содалита связано частично с автопневматолитическим замещением нефелина.

Породы III периода являются вмещающими для подавляющего количества пегматитовых образований Ловозерских тундр. Так, например, согласно данным В. И. Герасимовского (1936) из 30 месторождений пегматитовых выделений на горах Пункаруайв и Суолуайв 16 связано с фойяитами и 10 — с пойкилитовыми нефелино-содалитовыми сиенитами.

Породы IV периода представлены щелочными базальтами, мончикитами и другими жильными породами, проникновение которых шло по трещинам пластовой отдельности и по трещинам разломов, преимущественно широтного и меридионального направления, после охлаждения всего щелочного массива, формирование которого в основном закончилось с первыми тремя периодами.

Последовательность фаз интрузии Ловозерского щелочного массива, намеченная О. А. Воробьевой, почти одновременно и независимо была принята, с небольшими изменениями, и К. К. Хазановичем, который признает, что окончательное формирование эвдиалитовых и нормальных луявритов происходило одновременно, а внедрение фойяитов, уртитов и тавитов относит к жильной фазе.

Предложенная в самое последнее время Н. А. Елисеевым совместно с сотрудниками Союзредметразведки стратиграфическая схема Ловозерского массива, фигурально выражаясь, ставит предыдущие схемы „на голову".

Положение тавитов, пойкилитовых содалито-нефелиновых сиенитов, порфировидных нефелиновых сиенитов среди пород I фазы интрузии вызывает совершенно естественное недоумение, так как, не говоря уже о явно интрузивных контактах данных пород с вмещающими, придется допустить существование не менее двух фаз внедрения этих пород, иначе непонятно их распространение, например, среди эвдиалитовых луявритов.

Учитывая геолого-петрологическую обстановку формирования Ловозерского массива, трудно также представить, что „стратифицированные" породы II фазы связаны только процессом истечения щелочной магмы, частично закристаллизованной в момент внедрения,

причем вследствие трения происходит обособление твердых и жидких составных частей, что приводит к образованию отдельных участков-полос различного состава. Не говоря о том, что большое количество газов и паров в магматическом растворе препятствовало бы процессу дифференциации в движении, мы считаем, что этот процесс не объясняет сколько-либо удовлетворительно повторяемости полос пород фойяито-уртитового и луявритового состава. В поисках правильных представлений о фазах интрузивной жизни Ловозерского массива следует обратить внимание на его специфические особенности:

1) нельзя рассматривать Ловозерский массив совершенно изолированно от Хибинского, так как оба они связаны с единым магматическим очагом;

2) луявритовая магма, давшая начало 85% щелочных пород Ловозерских тундр, претерпела крайнюю дифференциацию еще в магматическом очаге с накоплением Ti, Ta, Nb, Zr, TR;

3) обогащение Na, H_2O, Cl, S остаточного расплава и в связи с этим насыщение его нефелиновой и содалитовой молекулами повело к кристаллизации таких пород, как содалит содержащий фойяит, уртит, пойкилитовые содалито-нефелиновые породы и тавиты, которые обычно связаны переходными разностями;

4) формирование массива связано с горизонтальным внедрением и протекало с быстрой сменой фаз, вследствие чего жильные фации пород нередко не успевали полностью обособиться от материнской породы, как это было отмечено в отношении фойяита с уртитом и эвдиалитового луяврита с жильным луявритом;

5) некоторые минералы Ловозерского щелочного комплекса имели длительный период кристаллизации и сопровождали магматический процесс от ранних стадий до поздних, низкотемпературных. К числу подобных минералов следует отнести эгирин и эвдиалит, которые, кроме того, часто проявляют себя как типичные контактовые минералы.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Нефелиновые сиениты, слагающие Ловозерский массив, представлены многочисленными разновидностями, но здесь будет дана краткая петрографическая характеристика только основных и генетически интересных групп, среди которых первое место, по праву, принадлежит луявриту — доминирующей породе в пределах массива. По минералогическому составу и структуре можно выделить две главные группы луявритов, а именно:

I. Нормальные эгириновые луявриты → нормальные эгириновые луявриты с лопаритом.

II. Эвдиалитовые луявриты → эвдиалитовые луявриты с мурманитом (лампрофиллитом) → меланократовые эвдиалитовые луявриты с повышенным содержанием эвдиалита и тонкоигольчатого зеленого эгирина.

Нормальные эгириновые луявриты

Это — крупно- и среднезернистые породы с прекрасно выраженной кристаллизационной слоистостью. Своеобразные структурные, а также минералогические и химические свойства этой породы позволили В. Рамзаю впервые применить к ней брэггеровское название „луяврит". Кристаллизационная слоистость (трахитоидная текстура) обусловлена плоско-параллельным расположением табличек полевого шпата, промежутки между которыми заполнены прослоями тонких иголочек и призм эгирина (табл. III, фото 1). Согласно В. Рамзаю (1894 и 1898), кристаллизационная слоистость является результатом медленного охлаждения и спокойной кристаллизации магмы при наличии ориентирующего воздействия охлаждающей поверхности контакта.

Точка зрения Рамзая на природу кристаллизационной слоистости разделяется О. А. Воробьевой (1935 и 1936), которая считает, что причина появления „луявритовой" структуры заложена также и в сравнительно большем интервале температур кристаллизации нефелина и полевых штатов, с одной стороны, и главной массы эгирина,— с другой, и в их соотношениях, так как не случайно кристаллизационная слоистость особенно хорошо выражена в тех породах, которые обладают повышенным содержанием эгирина (нормальные луявриты, лопаритовые луявриты, меланократовые эвдиалитовые луявриты). В последнее время Н. А. Елисеев (1936) склонен рассматривать „луявритовую" структуру, как структуру истечения магмы в момент выполнения полости, проводя аналогию со структурами адирондакских анортозитов, описанных Р. Болком. Вопрос этот дискуссионный и подлежит освещению в специальных работах.

В минералогический состав нормальных луявритов входят: калинатровые полевые шпаты, нефелин, эгирин, реже щелочная роговая обманка, иногда эвдиалит и мурманит; в качестве более редких акцессорных составных частей присутствуют: апатит, сфен, лопарит и, наконец, как продукты вторичных изменений, следует отметить канкринит, шпреуштейн, цеолиты. Ниже приводится краткая характеристика только главных породообразующих минералов: полевых шпатов, нефелина и эгирина.

ТАБЛИЦА III

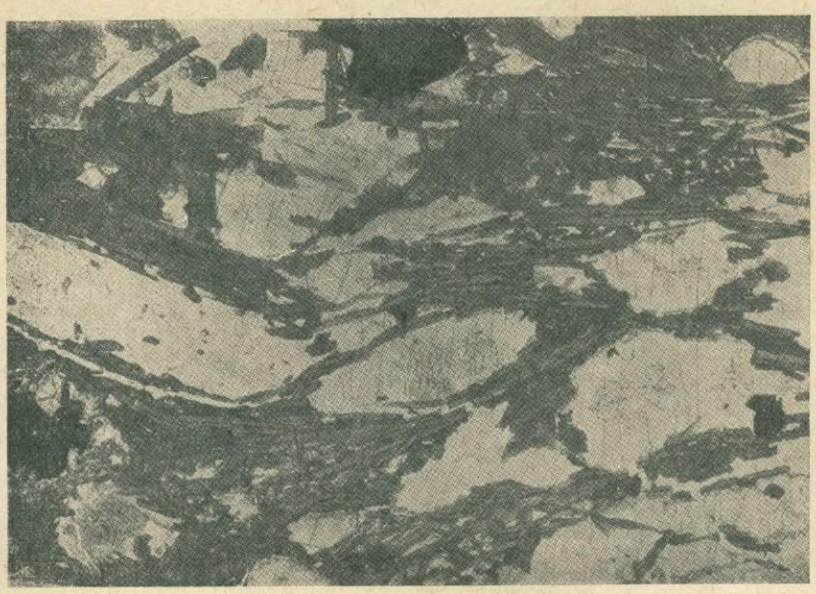


Фото 1. „Трахитоидная“ (луявритовая) структура в нормальном луяврите. × 23. Николи ||.

Фото 2. Жильный луяврит с мелкозернистой основной массой и порфировыми вкрапленниками эвдиалита (зональное ядро) и нефелина (светлое зерно квадратного очертания). ×18. Николи +.

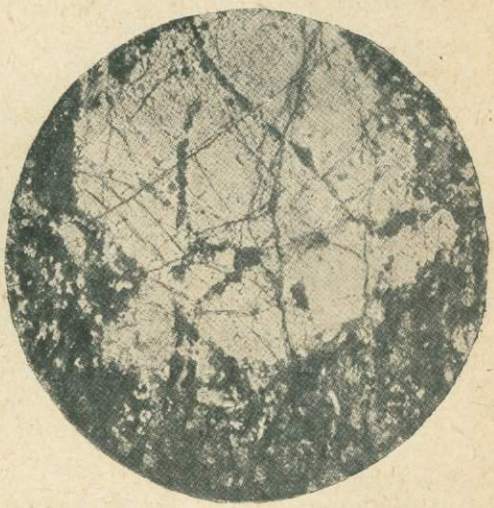


Фото 3. Эгирино-роговообманковый нефелиновый сиенит порфировидного сложения. Вкрапленник принадлежит нефелину. × 18. Николи +.

Полевой шпат выделяется преимущественно в форме более или менее идиоморфных табличек и по своим оптическим свойствам принадлежит к микроклину, микроклин-пертиту и альбиту. Сдвойникованные по (010) узкие, вытянутые таблички альбита заполняют промежутки между бесцветной составляющей, они более свежие и почти лишены включений иголочек эгирина. Кроме того, альбит находится в твердом растворе в гомогенном кали-натровом полевом шпате, образуя пертит. Кали-натровый полевой шпат, имеет большой угол оптических осей ($2V = -82°$ и $n_m \wedge (001) = 14°$), вследствие чего должен быть отнесен к микроклину, хотя он совершенно лишен характерной для микроклина двойниковой решетки и обладает типичным для хибинских и ловозерских полевых шпатов двойниковым строением по альбитовому закону.

Нефелин образует некрупные зерна, частично оплавленные и переполненные включениями слабо зеленых или почти бесцветных иголочек эгирина, слегка шпреуштейнизирован. Оптически аномальный и иногда обладает ясно выраженным двуосным характером, в редких случаях наблюдались даже положительные нефелины. Изотропных нефелинов констатировать не удалось.

Эгирин выделяется в виде иголочек и узких призмочек. Погасание прямое, оптически отрицательный. Плеохроизм: по n_p травяно-зеленый с голубоватым оттенком; по n_g желтовато-зеленый; абсорбция $n_p > n_g$; $2V = 64°$.

Эвдиалит с очень высоким светопреломлением, но иногда с настолько малым двупреломлением, что часть зерен кажется изотропной. В большинстве зерна проявляют аномальное двупреломление и оптически положительны. Часть зерен слабо плеохроирует в розоватых тонах.

Арфведсонит обладает значительной дисперсией осей и биссектрис, а именно: $n_p : c$ для красного цвета 31.5°, для синего — 56.9°.

Помимо арфведсонита иногда присутствует и рибекитовая роговая обманка.

Количественно минералогический состав нормальных луявритов, установленный путем подсчета с помощью пушинтегратора, представляется в следующем виде (в %):

Полевой шпат	45
Нефелин	22
Эгирин	27
Арфведсонит	3
Эвдиалит	1.3
Второстепенные составные части: апатит, сфен, мурманит, лампрофиллит, лопарит и др.	1.7
Сумма	100

Характерным для данной породы является повышенное содержание эгирина, обусловливающего темный облик породы. Довольно простой минералогический состав луяврита указывает на бедность его магматического расплава летучими компонентами. Отсюда становится понятным незначительное распространение среди нормальных луявритов пегматитовых образований, представленных только микроклин-эгириновым типом.

Лопаритовые луявриты

По минералогическому составу и структуре лопаритовые луявриты примыкают к нормальному луявриту, отличаясь от последнего более совершенной кристаллизационной слоистостью постоянным присутствием лопарита в заметных количествах и более высоким содержанием эгирина.

Лопаритовый луяврит по отношению к нормальному является более меланократовым, о чем убедительно свидетельствует и приводимый ниже его количественно-минералогический состав (в %):

Полевой шпат	43
Нефелин	19
Эгирин	32
Лопарит и второстепенные составные части	6
Сумма . . .	100

Необходимость выделения лопаритового луяврита в отдельную разновидность диктуется, отчасти, и его практическим значением как сырья на лопаритовую руду.

Эвдиалитовые луявриты

Обычная разновидность эвдиалитового луяврита представляет собою серую, среднезернистую породу, содержащую в различных количествах эвдиалит, лампрофиллит и мурманит. Эвдиалит дает то редко рассеянную форму выделения, то богатые, шлирового характера, скопления, обычно небольших размеров. Среднее содержание эвдиалита в данной разновидности редко превышает 6—8%, достигая в лучшем случае 12%. Описанная разновидность эвдиалитового луяврита несет следы неспокойных условий кристаллизации. Обращает внимание шлировый характер кристаллизации цветных минералов: эвдиалита, лампрофиллита и зеленого эгирина, ведущий к образованию шлировых и мелкополосчатых текстур.

Наиболее распространенная разновидность эвдиалитового луяврита обладает плохо выраженной кристаллизационной слоистостью; узкие и короткие лейсты полевого шпата образуют различно ориентированные „потоки", вследствие чего кристаллизационная слоистость теряет свою обычную ориентировку и затушевывается. Характерно, что эту слоистость приобретают только меланократовые эвдиалитовые луявриты с повышенным содержанием тонковолокнистого зеленого эгирина.

В состав эвдиалитовых луявритов входят: микроклин, микроклин-пертит, альбит, нефелин, эвдиалит, эгирин, арфведсонит. В качестве акцессорных минералов присутствуют: лампрофиллит, мурманит, лопарит, сфен и др.

Колебания в количественных соотношениях отдельных цветных составных частей приводят к фациальным видоизменениям. В пределах описываемой группы пород мы имеем следующие разновидности луявритов: эвдиалитовый луяврит, эвдиалито-мурманитовый луяврит, эвдиалито-лампрофиллитовый и меланократовый эвдиалитовый луяврит. Петрографически весь этот комплекс луявритов представляет собой единое целое. Обособлению в отдельную группу подлежит только жильный луяврит, являющийся жильной фацией эвдиалитового луяврита.

Приведем сопоставление минералогического состава (в %) эвдиалитового луяврита (I) и меланократового эвдиалитового луяврита (II):

	I	II
Микроклин, микроклин-пертит и альбит	42	41
Нефелин	21	23
Эгирин (арфведсонит)	19	27
Эвдиалит, лампрофиллит, мурманит и другие второстепенные минералы	18	9
Сумма . . .	100	100

Бросается в глаза только повышенное содержание эгирина в меланократовом луяврите, который здесь представлен нежнозеленой тонковолокнистой разновидностью.

Жильные луявриты

Этот род луявритов представлен плотными серовато-зелеными или зеленоватыми породами, в которых нередко хорошо заметны вкрапленники полевого шпата, пироксена, мурманита, лампрофиллита и эвдиалита (табл. III, фото 2). Характерной чертой данных пород является исключительный идиоморфизм эгирина, лампрофиллита,

эвдиалита в основной массе. Узкие призмочки полевого шпата и тонкие полупрозрачные иголочки эгирина имеют вид микролитов, вытянутых порою в одном направлении, так что структура напоминает трахитовую. Полевой шпат вкрапленников и основной массы принадлежит альбиту и анортоклазу, для которого $2V=58°$ и $n_m \wedge (001)=7-9°$. Количество плагиоклаза несколько больше, чем анортоклаза.

Приводим количественно-минералогический состав (в %) жильных луявритов:

K-Na полевой шпат	11.1
Альбит	16.3
Нефелин	26.5
Эгирин	28.7
Эвдиалит	10.2
Содалит	2.3
Лампрофиллит	0.8
Апатит	0.5
Цеолиты	3.2
Рудные	0.4
Сумма	100

Характерно присутствие содалита и цеолитов.

Равномернозернистые и порфировидные нефелиновые сиениты

Относятся они к очень редкой группе щелочных сиенитов Ловозерских тундр. Обычно это — равномернозернистые породы сероватого цвета в свежем состоянии и розовато-серого цвета при шпреуштейнизации нефелина. Порода сложена в основном микроклин-пертитом и альбитом, нефелином и эгирином. Нередко встречаются в данной группе пород небольшие количества почти одноосной отрицательной буро-золотистой слюды со средним светопреломлением $n_g=n_m=1.57\pm0.01$. Среди более редких минералов находятся сфен, ильменит, апатит, роговая обманка, лопарит, молибденит и канкринит.

Фациальным видоизменением данного нефелинового сиенита являются разности порфировидного сложения (табл. III, фото 3), в мелкозернистой темносерой массе которых, состоящей из полевого шпата, нефелина и эгирина, разбросаны идиоморфные кристаллы розоватого и серого нефелина квадратного или прямоугольного сечения. Реже в порфировых вкрапленниках встречается кали-натровый полевой шпат.

Данная группа эгирино-слюдяных нефелиновых сиенитов по минералогическому составу и структуре приближается к слюдяным нефелиновым сиенитам Хибинских тундр, отличаясь от них слабым развитием пойкилитовых структур.

Пойкилитовые нефелиновые и содалитовые сиениты

Эта группа сиенитов представляет большой интерес не только в силу особенностей своего минералогического сложения и структуры, но и потому, что это — первая группа пород, для которой мы не находим аналогов среди пород, известных в литературе по Ловозерским и Хибинским тундрам.

Макроскопически эти сиениты представляют собою лейкократовые серые, буросерые и темносерые породы с крупными таблицами полевого шпата, проросшего идиоморфными зернами нефелина и содалита; такие же прорастания наблюдаются и в цветных минералах, эгирине и роговой обманке, вследствие чего поверхность выветривания этих пород имеет ячеистый характер строения, столь свойственный уртитам—породам, богатым идиоморфным нефелином.

Микроскопическое изучение устанавливает для всей этой группы следующий основной минералогический состав: микроклин-пертит, альбит, нефелин, содалит, анальцим, натролит, эгирин, эгирин-авгит, арфведсонит, биотит, мурманит, титанит и ильменит. Нельзя не отметить постоянной связи акцессорных минералов с определенной группой пород. Так, например, мурманит характерен для пойкилитовых содалитовых сиенитов; сфен и ильменит—для пойкилитовых нефелино-содалитовых и биотит со сфеном — для пойкилитовых нефелиновых сиенитов. Под микроскопом, кроме того, обращает на себя внимание структура этих пород, при которой идиоморфные шпреуштейнизированные, в большинстве случаев почти изотропные (разрезы, перпендикулярные оптической оси) зерна нефелина врастают в широкие таблицы микроклин-пертита на ряду с идиоморфным содалитом.

Довольно часто наблюдается альбит вторичной генерации, развивающийся за счет кали-натрового полевого шпата. Породы в большей или меньшей степени цеолитизированы; развивается преимущественно натролит. Что же касается анальцима, то он образует крупные неправильные зерна, расположенные между таблицами полевого шпата, и является образованием первичным.

Неустойчивость минералогического состава данных пород объясняется сложностью процессов их образования, происходящих, повидимому, при значительном участии летучих компонентов (H_2O, F, Cl, S и пр.).

Тавиты

Тавиты являются средне- и крупнозернистыми породами, состоящими главным образом из содалита и эгирина.

Второстепенную роль играют в породе немногочисленные выделения нефелина, альбита, микроклина, эвдиалита, мурманита, ламп-

рофиллита, арфведсонита, канкринита, рамзаита и др. Эгирин кристаллизуется позднее содалита, представленнного его разновидностью — гакманитом.

По структуре тавит напоминает уртит. При увеличении в породе содержания нефелина и полевых шпатов тавит переходит в содалитовый сиенит.

Содалитовые сиениты на Нинчурте связаны по условиям залегания с содалито-нефелиновыми. Последние их то перекрывают, то подстилают; на контакте наблюдаются разности с варирующим содержанием содалита и нефелина, что указывает, повидимому, на глубокую генетическую связь этих двух групп пород.

Тавиты и содалитовые сиениты встречаются или в виде пластовых образований, мощностью 5—10 м, или в виде шлирово-гнездовых выделений; последняя форма выделения является более распространенной.

Есть основание полагать, что образование тавитов связано с гидротермальной фазой процесса магматического автометаморфизма.

Образование содалита шло за счет нефелина при участии Cl и S.

Фойяиты

Под этим названием понимаются лейкократовые, светлосерые породы, обычно не обладающие кристаллизационной слоистостью.

Крупнозернистые разности более светлые и по своему внешнему виду напоминают дитроиты, несколько отличаясь от них по минералогическому составу; достаточно указать почти на постоянное присутствие мурманита, минерала, чуждого дитроитам. Довольно часто вместо крупных пегматоидных разностей встречаются среднезернистые вариации тех же пород, но обычно более обогащенные цветными минералами, в частности эгирином, который образует здесь не войлокообразные скопления иголочек, а скопления различно ориентированных то толстых, то тонких черных призмочек.

Еще более лейкократовый характер носят сильно альбитизированные разности порфировидного сложения. Крупные кристаллы калинатрового полевого шпата превращены в мелкозернистый аггрегат альбита, вследствие чего порода приобретает сахаровидный облик. Среди мелкозернистого сахаровидного альбита цветная составная часть выделяется в форме редких, крупных идиоморфных кристаллов роговой обманки или в виде широких пластинок мурманита красивого, лиловато-сиреневого цвета. Эти породы образуют шлироподобные полосы и по своему составу очень близки к полевошпатовым уртитам (табл. IV, фото 1).

ТАБЛИЦА IV

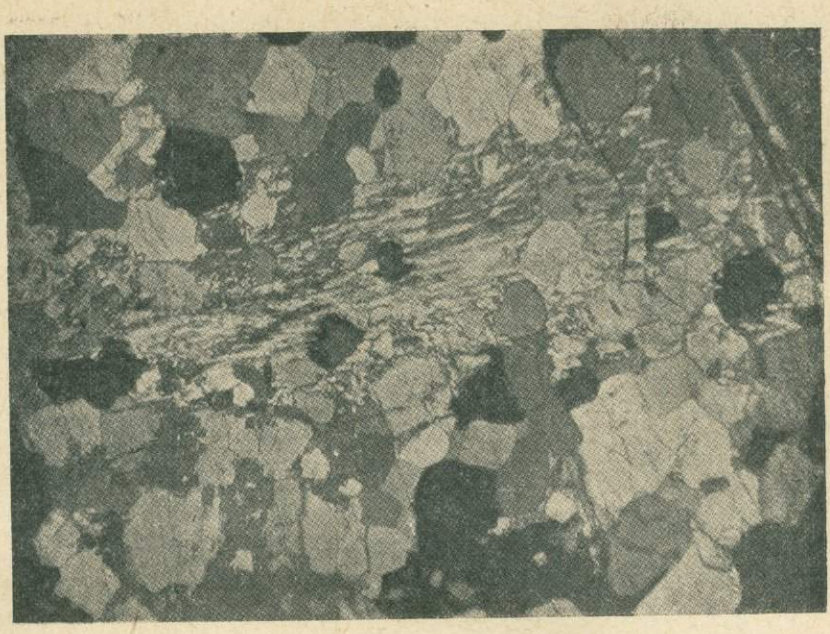


Фото 1. Полевошпатовый уртит. На фоне панидиоморфнозернистой массы нефелина выделяется порфировидный вкрапленник полевого шпата с пойкилитовыми вростками нефелина. × 23. Николи +.

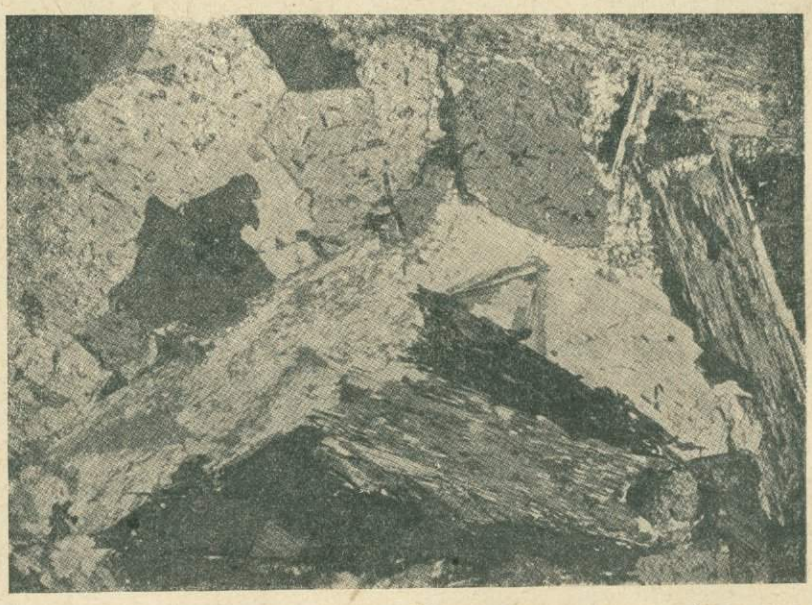


Фото 2. Микроструктура фойяита. Хорошо видны идиоморфные кристаллы микроклин-пертита (нижняя часть снимка), нефелина (верхняя часть) и эгирина (длинная темная призма в нижней части). × 23. Николи +.

Фойяиты содержат те же минералы, что и луяврит, но отличаются от него постоянным присутствием содалита, содержание которого колеблется сравнительно в узких пределах, что хорошо иллюстрируется нижеследующими подсчетами (в %) количественно-минералогического состава под микроскопом (табл. 3):

Таблица 3

№ шлифов	Содалит	Полевые шпаты (альбит, микроклин-„псевдопертит") и нефелин	Цветные минералы (арфведсонит, мурманит, эгирин, эвдиалит)	Второстепенные минералы (канкринит, цеолиты и др.)
65	2.22	75.18	21.04	1.56
66	4.58	69.17	24.20	2.15
72	1.19	87.66	10.52	0.63

В среднем содалита содержится 2.88—3.00%. Собственно, такое содержание может быть встречено и в обычном луяврите, но там присутствие содалита не будет носить такого постоянного характера, как это наблюдается для данной группы пород. В некоторых образцах количество содалита возрастает настолько, что порода по составу приближается к тавитам.

Характерной чертой этой группы пород является крайняя неустойчивость минеральных выделений. Среди полевых шпатов то преобладает альбит, который или развивается за счет кали-натрового полевого шпата, или его свежие сдвойникованные таблички заполняют промежутки между всеми породообразующими минералами, то повышается содержание кали-натрового полевого шпата.

Среди цветных минералов имеем или выделения одного арфведсонита, или комбинацию арфведсонита с эгирином, или, наконец, сочетание роговой обманки с мурманитом и мурманита с эвдиалитом.

В порядке убывающих количеств присутствуют следующие существенные компоненты: кали-натровый полевой шпат, альбит, нефелин, арфведсонит, эгирин, мурманит, эвдиалит.

Дополнительно следует указать, что лейкократовым породам Ловозерского массива: фойяитам, тавитам, содалитовым сиенитам и др., свойственен шлировый характер кристаллизации (главным образом) эгирина и реже эвдиалита (табл. II, фото 2), причем подобные шлировые скопления то дают пятна, изолированные друг от друга, то, сливаясь вместе, образуют шлировые полосы, то, наконец, призмочки и иголочки эгирина выделяются в виде радиальнолучистых кучных скоплений.

ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В заключение очень кратко[1] остановлюсь на химической характеристике ловозерских щелочных пород.

Химическое родство пород I периода хорошо выявляется при сопоставлении анализов табл. 4, которые показывают, что даже жильные луявриты сохраняют общие химические черты пород данной группы. Все луявриты характеризуются средним содержанием кремнезема и глинозема, при сравнительно высоком содержании железа и щелочей и незначительном присутствии MgO и CaO. Специфические особенности химического, а, следовательно, и минералогического состава луяврита особенно хорошо заметны при соответствующем сравнении с хибинитом Хибинских тундр (см. табл. 4, столбец 6).

Главнейшее различие в минералогическом составе данных пород видно из следующего сопоставления (в %):

	Хибинит[2]	Луяврит
Эгирин	14.7	27.0
Нефелин	38.1	22.0
Полевой шпат	46.7	45.0

Увеличение содержания эгирина в луяврите нашло себе соответствующее отражение в повышенном содержании железа в химических анализах, и, аналогично, пониженное содержание нефелина является следствием того, что алюминия в луявритах на 5—7 % меньше, чем в хибинитах. В остальном химические анализы сопоставляемых пород очень близки, что свидетельствует об общности их происхождения.

Породы II периода — слюдяно-эгириновые нефелиновые сиениты с химической точки зрения (табл. 5) мало отличны от луявритов I периода. Обращает внимание несколько повышенное содержание Al_2O_3 и более резкое преобладание Na над K в сиенит-порфирах, что связано с преобладанием нефелина во вкрапленниках. По химическому и минералогическому составу, а частично и по порфировидной структуре данные породы близки к мелкозернистым (перекристаллизованным) слюдяно-эгирино-роговообманковым нефелиновым сиенитам Хибинских тундр.

---

[1] К моменту составления настоящей работы не закончены анализы породообразующих минералов значительной части щелочных пород, поэтому автор отказался от своего первоначального намерения включить самостоятельную главу: „Химизм Ловозерского щелочного массива", отнеся ее в монографию по щелочным породам Ловозерского массива, подготовляемую к печати.

[2] Данные Б. М. Куплетского.

Таблица 4

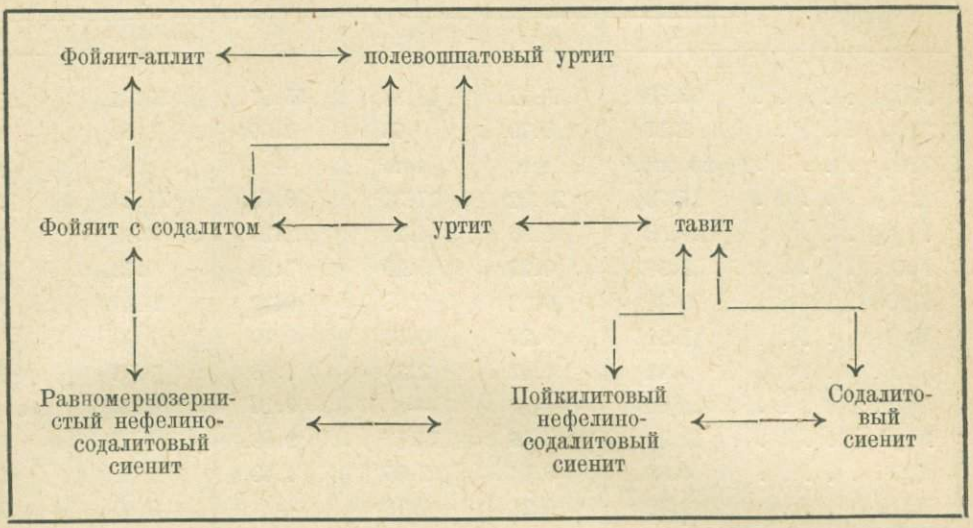
Компоненты	Эвдиалитовый луяврит. Пункаруайв	Эвдиалито-мурманитовый луяврит. Пункаруайв	Богатый эгирином луяврит. Ангвундасчорр	Луяврит. Ангвундасчорр	Жильный луяврит. Маннепахк	Хибинит. Хибин. тундры (среднее из 5 анализов)
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	55.36	53.82	53.50	54.85	54.65	53.44
TiO_2	3.38	4.42	0.86	1.44	0.41	0.87
ZrO_2			—	—	—	—
Al_2O_3	15.78	12.88	16.44	18.33	17.41	22.14
Fe_2O_3	5.64	9.80	8.73	6.96	6.64	2.89
FeO	—	—	1.48		0.76	1.29
MnO	0.22	0.43	0.47	0.89	0.56	0.28
MgO	0.98	0.90	1.05	1.06	следы	0.72
CaO	2.26	1.24	1.50	1.32	1.10	1.36
BaO	—	—	—	—	—	0.10
Na_2O	9.48	10.09	9.98	11.43	9.14	9.85
K_2O	6.03	5.26	4.58	3.16	6.56	6.01
H_2O_-	—	—	1.76	1.06	—	—
H_2O_+	—	—			—	—
Потеря при прокал.	0.78	0.90	—	—	2.48	1.05
Сумма . . .	99.91	99.74	100.35	100.50	99.71	100.00
Аналитик и год выполнения анализа	Колендзян, 1933	—	Zilliacus, (по Рамзаю)	Berghell (по Рамзаю)	Цейтлин, 1935	По Куплетскому
Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу	1.5 $\overline{RO}:R_2O_3:4.5\,SiO_2$	—	1.33 $\overline{RO}:R_2O_3:4.21\,SiO_2$	1.5 $\overline{RO}:R_2O_3:4.5\,SiO_2$	—	—
	$R_2O:RO = 3.07:1$	—	$R_2O:RO = 2.63:1$	$R_2O:RO = 2.9:1$	—	—
	$a = 2.1$	—	$a = 1.93$	$a = 1.96$	—	—

Таблица 5

Компоненты	Мелкозернистый нефелиновый сиенит. Нинчурт	Порфировидный нефелиновый сиенит. Нинчурт	Сиенит-порфир. Нинчурт	Сиенит-порфир. Нинчурт
	1	2	3	4
SiO_2	52.94	53.02	54.14	52.41
TiO_2	1.39	1.85	1.90	2.02
Al_2O_3	19.96	19.66	17.51	18.38
Fe_2O_3	5.95	3.40	4.05	8.08
FeO	1.19	1.58	3.02	1.77
MnO	0.36	0.21	0.15	0.10
MgO	1.35	1.13	1.98	2.48
CaO	1.83	1.76	2.84	0.58
BaO	—	0.12	0.10	0.09
Na_2O	9.08	9.56	9.42	11.39
K_2O	5.31	6.14	3.48	1.28
H_2O_-	0.20	0.40	0.04	0.01
H_2O_+	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Потеря при прокал.	0.68	0.60	0.66	0.58
P_2O_5	—	0.63	0.92	0.58
Сумма . . .	100.24	100.06	100.21	99.75
Аналитик и год выполнения анализа . . .	Г. Н. Ермолин, 1935	В. А. Молева, 1935	В. А. Молева, 1935	Н. Х. Айдиньян, 1935
Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу . .	1.26 $\overline{RO}:R_2O_3:3.83\ SiO_2$ $R_2O:RO = 2.28:1$ $a = 1.79$	1.42 $\overline{RO}:R_2O_3:4.14\ SiO_2$ $R_2O:RO = 3.57:1$ $a = 1.89$	1.7 $\overline{RO}:R_2O_3:4.5\ SiO_2$ $R_2O:RO = 1.30:1$ $a = 1.91$	1.45 $\overline{RO}:R_2O_3:4.3\ SiO_2$ $R_2O:RO = 2.7:1$ $a = 1.95$

Для пород III периода (табл. 6) интрузивной деятельности, фойяитов и нефелино-содалитовых сиенитов, характерно повышенное содержание нефелина и содалита, в связи с чем в их химических

Таблица 6



Примечание. Знак ←——→ указывает на существование переходных разновидностей.

анализах (табл. 7) содержание SiO_2 колеблется от 42.43 до 50.80%, Al_2O_3—от 17.73 до 28.23% и $Na_2O + K_2O$ — от 11.52 до 19.65%.

Почти во всех анализах Na значительно преобладает над калием, кроме того в большинстве анализов присутствуют хлор, фосфор и сера, что указывает на участие летучих компонентов в процессе кристаллизации рассматриваемых пород. Сопоставляя химические анализы пород III периода с анализами аналогичных пород других районов, отмечу следующее:

1) ловозерский фойяит, содержащий содалит (табл. 7, столбец 1), химически почти тождественен содалитовому фойяиту из Julianehaab в Гренландии (табл. 7, столбец 3), так же как и пойкилитовые содалито-нефелиновые сиениты (табл. 7, столбцы 7 и 8) по химическому составу и структуре очень близки к гренландским науяитам (табл. 7, столбец 9);

2) несомненно и то обстоятельство, что в химическом отношении породы III периода занимают промежуточное положение между химическим составом хибинского фойяита (табл. 7, столбец 4) и химическим составом хибинского уртита (табл. 7, столбец 15), но с преобладающим значением элемента натрия в ловозерских породах.

Таблица 7

Компоненты	Фойяит (с содалитом). Пункаруайв	Фойяит-аплит. Нинчурт	Содалитовый фойяит. Tupersuatsiak	Фойяит. Хибины	Нефелино-содалитовые сиениты. Нинчурт	
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	50.80	50.12	49.38	55.87	50.54	48.04
TiO_2	1.17	0.79	0.63	1.50	1.51	0.50
ZrO_2	не опр.	есть	есть	—	есть	есть
Al_2O_3	17.73	26.62	17.31	20.62	21.18	19.83
Fe_2O_3	7.53	1.95	4.20	2.29	3.72	5.19
FeO	2.16	0.29	5.25	1.35	0.72	0.86
MnO	0.35	0.12	0.08	0.30	0.10	0.18
MgO	1.22	0.20	0.53	0.70	1.03	0.62
CaO	0.82	0.42	2.23	1.68	1.88	5.08
BaO	следы	следы	—	0.15	0.03	следы
Na_2O	11.36	13.16	13.87	9.68	12.09	7.44
K_2O	4.86	5.36	2.55	4.48	4.22	4.08
H_2O-	0.38	0.24	0.16	—	0.60	0.85
H_2O+	не опр.	0.90	1.30	—	1.21	6.11
Cl	„	0.03	1.68	—	не опр.	0.05
F	—	—	—	—	—	—
S	не опр.	нет	нет	—	0.56	нет
P_2O_5	„	0.06	„	—	0.36	0.62
Потеря при прокал.	1.57	—	—	1.38	—	—
Сумма	99.95	100.32	99.78	100.00	99.91	99.94
$-O=Cl_2$	—	—	—	—	—	—
Аналитик и год выполнения анализа	В. А. Молева, 1935		С. Winther	По Куплетскому	В. А. Молева	
Магматическая формула по Левинсон-Лессингу	$1.5\overline{RO}:R_2O_3:4SiO_2$ $R_2O:RO=3.04:1$ $\alpha=1.75$	—	—	—	$1.30\overline{RO}:R_2O_3:3.65SiO_2$ $R_2O:RO=3.92:1$ $\alpha=1.70$	$1.70\overline{RO}:R_2O_3:3.48SiO_2$ $R_2O:RO=1.5:1$ $\alpha=1.66$

Пойкилитовые нефелино-содалитовые сиениты. Нинчурт		Науяит. Kangerluarsuk	Тавиты. Долина Таванока		Уртиты. Нинчурт			Уртит. Хибины
7	8	9	10	11	12	13	14	15
49.20	47.16	49.46	47.29	44.58	43.76	43.68	42.43	42.28
0.27	0.72	0.16	—	1.51	0.28	0.19	0.15	1.44
не определялось		есть	—	—	не определялось			—
22.29	22.73	23.53	15.46	21.74	27.50	28.23	26.98	26.94
2.88	2.19	3.04	12.00	6.80	3.04	2.70	4.64	3.05
1.73	1.73	1.02	2.35	1.20	0.57	0.28	0.68	1.26
0.24	0.15	0.17	следы	0.13	0.12	0.07	0.08	0.14
0.65	1.43	следы	1.32	0.31	0.14	0.18	0.25	0.43
2.16	2.68	0.80	1.61	0.81	2.06	2.80	2.40	3.34
не определялось		—	—	—	не определялось			0.21
12.36	12.36	14.71	14.74	16.28	14.49	15.10	15.67	13.48
4.42	3.80	4.34	1.23	1.34	3.02	3.34	3.98	6.19
0.65	0.62	1.38	1.85	2.62	0.78	0.12	0.16	—
2.44	не опр.				2.50	не опр.	2.19	—
0.09	0.08	2.25	не опр.	2.56	0.03	0.07	не опр.	—
—	—	—	—	—	—	0.04	—	—
не опр.	0.43	нет	следы	0.32	—	0.06	не опр.	—
0.48	не опр.	„	—	—	1.56	1.78	„	0.20
—	3.90	—	—	—	—	0.79	—	1.04
99.86	99.98	101.24 0.51 100.73	97.85	100.20	99.85	99.43	99.61	100.00
—	—	—	—	—	—	—	—	—
В. А. Молева, 1935	К. П. Сокова, 1935	Ussing	Blankett	В. А. Молева, 1935		М. М. Стукалова, 1935	М. Е. Владимирова, 1934	По Куплетскому
$1.33\overline{RO}:R_2O_3:3.42SiO_2$ $R_2O:RO=3.48:1$ $\alpha=1.58$	$1.47\overline{RO}:R_2O_3:3.32SiO_2$ $R_2O:RO=2.22:1$ $\alpha=1.48$	— — —	$1.50\overline{RO}:R_2O_3:3.53SiO_2$ $R_2O:RO=2.75:1$ $\alpha=1.56$	$1.23\overline{RO}:R_2O_3:3.0SiO_3$ $R_2O:RO=6.80:1$ $\alpha=1.73$	$0.96\overline{RO}:R_2O_3:2.52SiO_2$ $R_2O:RO=5.21:1$ $\alpha=1.28$	$1.03\overline{RO}:R_2O_3:2.52SiO_2$ $R_2O:RO=4.65:1$ $\alpha=1.25$	$1.24\overline{RO}:R_2O_3:2.41SiO_2$ $R_2O:RO=4.83:1$ $\alpha=1.14$	— — —

Таблица 8

Стратиграфическая схема Хибинских тундр
по Б. М. Куплетскому

IV	Мончикиты, пикрит-порфириты, рудный пироксенит Тералиты, шонкиниты, оливиновые якупирангиты Тингуаиты, щелочные трахиты, щелочные базальты Микрошонкиниты и жильные нефелиновые сиениты
III	Ийолит-уртиты, луявриты и апатито-нефелиновые породы (4% площади распространения)
II	Эгириновые, роговообманковые, слюдяные и другие мелкозернистые нефелиновые сиениты (рисчорриты) (22% площади распространения)
I	1а. Фойяиты центральной части Хибин с альбититами (34% площади распространения) Трахитоидные хибиниты внутренней дуги (18% площади распространения) 1. Хибиниты с краевыми фациями умптекитов (22% площади распространения)

Стратиграфическая схема Ловозерских тундр
по О. А. Воробьевой

IV	Мончикиты (?), щелочные базальты и другие молодые жильные породы
III	Тавиты 1а. Пойкилитовые и равномернозернистые нефелино-содалитовые породы Уртиты, фойяит-аплиты 1. Фойяиты (дитроиты) (6.4% площади распространения)
II	Равномернозернистые и порфировидные эгириновые (слюдяные) нефелиновые сиениты (1.8% площади распространения)
I	1а. Комплекс эвдиалитовых луявритов и их жильные породы (верхняя часть массива) (49.1% площади распространения) 1. Нормальные луявриты (нижняя часть массива) (42.7% площади распространения)

Вспомним, что хибинские уртиты генетически связаны с остаточной магмой, богатой F, P и Ca, в то время как ловозерские уртиты формировались в условиях кристаллизации остаточного флюидного расплава, богатого Na, Cl и S; отсюда становится понятной их генетическая связь с содалитовыми породами и содалитсодержащими фойяитами, иллюстрируемая помещенной схемой табл. 6.

Химическая характеристика пород IV периода здесь не приводится, так как в настоящий момент имеется только один химический анализ щелочного базальта.

Научное изучение большего фактического материала по Ловозерскому щелочному массиву не закончено, и обобщающие генетические выводы в известной мере являются преждевременными. Тем не менее представляется сравнительно обоснованной предлагаемая ниже генетическая сопряженность периодов формирования Ловозерского и Хибинского щелочных массивов (табл. 8).

Таким образом, несомненно, что первичная магма, давшая породы Хибинского и Ловозерского массивов, находилась в общем глубинном очаге. Ловозерский массив является несколько более молодым образованием, и породы главных периодов его формирования (I и III периоды) характеризуются накоплением Ti, Zr, Nb, TR, Na, Cl, S, т. е. тех элементов, которые обычно концентрируются в остаточных магмах. Породы II и IV периодов в пределах Ловозерского массива развиты настолько слабо, что невольно возникает мысль о связи их с фазой затухания интрузивной деятельности соответствующих периодов формирования Хибинского массива.

Петрографический институт
Академии Наук СССР
Декабрь 1936.

ЛИТЕРАТУРА

Владавец В. И. О контактной зоне и о месторождениях эвдиалита в юго-западной части Ловозерских тундр. Хибин. апатиты, 1935, 8, *36—46*.

Воробьева О. А. и Покровский С. Д. Геолого-петрографический очерк Ловозерских тундр. Хибин. апатиты, 1935, 8, *9—23*.

Герасимовский В. И. К минералогии юго-восточной части Луяврурта. Тр. ЛИГЕМ АН, сер. мин., 1936, 7, *5—47*.

Елисеев Н. А. О геологических структурах Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов. Проблемы совет. геологии, 1936, 1, *3—19*.

Куплетский Б. М. Петрографический очерк Хибинских тундр. Настоящий сборник. 13.

Хазанович К. К. Геологический очерк и полезные ископаемые северо-западной части Ловозерских тундр. Тр. Ленингр. общ. естествоисп., отд. геол. и мин., 1936, 65, 1, *70—95*.

Зеленков И. В. (с сотрудниками). Отчет Аллуайвской партии Союзредметразведки о геологической съемке 1935 г. (рукопись, фонд Союзредметразведки).

Покровский С. Д. (с сотрудниками). Отчет Вавнбедской партии Союзредметразведки о геологической съемке 1935 г. (рукопись, фонд Союзредметразведки).

Ramsay W. u. Hackman V. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. Fennia, 1894, **11**, 2, *1—235*.

Ramsay W. Neue Beiträge zur Geologie der Halbinsel Kola. Fennia, 1899, **15**, 4, *1—15*.

МИНЕРАЛОГИЯ

Е. Е. КОСТЫЛЕВА

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ХИБИНСКИХ И ЛОВОЗЕРСКИХ ТУНДР

Изучение Хибинских и Ловозерских тундр — сначала рекогносцировки, маршрутные пересечения (в 1920—1924 г.), а затем поиски, разведки и добыча полезных ископаемых (апатита, молибденита, эвдиалита, сфена и др.), геологическая съемка отдельных районов и минералогическая съемка некоторых массивов (Юкспор, частично Кукисвумчорр, Китчепахк, Коашва, Ньоркпахк) — дают большой материал для составления минералогического очерка. Однако отсутствие специального изучения отдельных типов месторождений, вскрытие взрывными работами лишь некоторых коренных месторождений, малая исследованность отдельных районов в минералогическом отношении (в Хибинских тундрах, например, Путеличорра, Партомпора и Партомчорра, Лявочорра, Рисчорра и Северного Кукисвумчорра, а в Ловозерских — всего западного района) позволяют дать лишь предварительный схематический очерк минералогии Хибинских и Ловозерских тундр. Однако этот очерк при всей его неполноте тем не менее дает возможность выяснить многие пробелы и наметить дальнейшие этапы изучения минералогии Хибинских и Ловозерских тундр.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Многочисленные и разнообразные месторождения минералов в Хибинских и Ловозерских тундрах являются пегматитовыми выделениями, так как обладают всеми характерными чертами пегматитов: они близки по минералогическому и химическому составу к окружающим породам, представляют конечные продукты магматической кристаллизации магмы с одновременным выделением главных минералов и образованы при большом участии минерализаторов и летучих составных частей магмы.

ФОРМА И РАЗМЕР МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По размерам и форме здесь встречаются самые разнообразные месторождения: более или менее правильные жилы разной мощности (от нескольких сантиметров до 10 м), протяжением на сотни метров, очень часто с апофизами в окружающие породы, пережимами и вздутиями; различной величины линзы, „псевдожилы"; неправильной формы гнезда и, наконец, отдельные обогащения и скопления в породе того или иного минерала или нескольких минералов, за которыми в хибинской минералогической литературе укрепилось понятие „шлировидных" выделений.

По отношению к боковой, вмещающей, породе месторождения можно подразделить на следующие 2 группы.

1. Месторождения одного возраста с вмещающей разновидностью нефелинового сиенита, без ясно выраженных зальбандов или границ с окружающей породой; эти месторождения образовались не в результате позднейшего внедрения остаточной магмы, но в результате постепенного остывания остаточного расплава на месте. По форме месторождения этой группы являются неправильными гнездами, прерывающимися линзами, псевдожилами и просто шлировидными выделениями.

2. Месторождения, образовавшиеся уже после застывания породы, представляющие собой результат выполнения тектонических и контракционных трещин и внедрения остаточного расплава в менее сопротивляющиеся участки в породе. Месторождения этой группы характеризуются наличием резких зальбандов, в общем случае отсутствием постепенных переходов в окружающую породу. [1] По форме это — почти правильные жилы с апофизами в окружающую породу, гнездовидные и линзовидные выделения, а по минералогическому характеру—типичные пегматитовые жилы с более или менее полно выраженными фазами процесса, с явлениями наложения фаз, разъедания и изменения ранее образовавшихся минералов и т. д. Мощность жил от 0.5 м и до нескольких метров; они тянутся на десятки и сотни метров и образуют иногда целые системы жил и жильные поля.

ВОЗРАСТ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Возраст месторождений 1-й группы определяется возрастом той породы, в которой они залегают: они образуют шлировидные, гнездовидные и линзовидные выделения и псевдожилы, одновременные

[1] Иногда наблюдается воздействие пегматитового расплава на окружающую породу, ее ассимиляция; в таком случае зальбанды мало заметны или же исчезают вовсе.

соответственно с хибинитами, фойяитами, слюдяными нефелиновыми сиенитами и т. д., отвечают периодам интрузии пород и отражают на себе все характерные черты химизма окружающих пород.

Возраст месторождений 2-й группы определить труднее. С одной стороны, здесь мы имеем пегматитовые выделения, которые образовались, несомненно, после застывания данной разновидности нефелинового сиенита и выполняют возникшие при ее остывании трещины; по минералогическому и химическому составу они близко отвечают данной породе и, следовательно, генетически и по времени с ней связаны. С другой стороны, в данной породе могут наблюдаться жильные месторождения значительно более позднего периода интрузии, по минералогическому составу отличные от породы, в которую они внедрены, как, например, альбит-молибденитовые месторождения в цирках Тахтарвумчорра в трахитоидном хибините, полевошпато-цирконовые месторождения в хибинитах и т. д.

Наблюдаются месторождения, секущие как наиболее ранние по возрасту породы, например, хибиниты, так и более поздние: ийолиты, уртиты и жильные породы. Н. П. Лупанова (1935, 72) описывает в районе Поачвумчорра, ущелья Петрелиуса и западных цирков Тахтарвумчорра пегматитовые жилы с резко выраженными зальбандами более молодого возраста, чем породы тералит-шонкинитового ряда и жильные нефелиновые сиениты. Минералогический состав этих молодых пегматитовых жил подробно не изучен. Вместе с тем хорошо не изучены и тектонические процессы в Хибинских и Ловозерских тундрах и не ясны возрастные соотношения жильных пород и пегматитовых жил, выполняющих тектонические трещины; поэтому нельзя произвести сколько-нибудь определенного возрастного разделения пегматитовых жил.

МОРФОЛОГИЯ И СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С точки зрения морфологических и структурных особенностей жильные месторождения характеризуются некоторыми общими чертами: 1) крупнокристаллической структурой составляющих их минералов, 2) отсутствием пустот и свободных полостей, где могли бы свободно расти и развиваться кристаллы, 3) в более ранние фазы одновременной кристаллизацией минералов, создающей типичную пегматоидную структуру, характерную для всех пегматитовых выделений, 4) неодинаковостью минералогического состава в различных участках месторождения, а также невыдержанностью в распределении минералов от центра к периферии и неправильным строением зальбанд.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В настоящее время известно 111 названий минералов, встречающихся в обоих массивах. Сюда вошли также и микроскопические нахождения минералов в породе. Количественное распределение их в Хибинских и Ловозерских тундрах неодинаково, что видно из нижеприводимой сравнительной таблицы распределения минералов по массивам. Минералы расположены в порядке классификации Дана, распространенные и характерные минералы выделены жирным шрифтом, менее распространенные — прямым светлым шрифтом, редкие — курсивом, микроскопические отмечены курсивом в скобках.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МИНЕРАЛОВ ПО МАССИВАМ

Хибинские тундры	Ловозерские тундры
Самородные	
Графит.	
Сернистые	
Молибденит, галенит, (*халькозин*), сфалерит, пирротин, (*ковеллин*), *борнит, халькопирит, пирит, марказит.*	Молибденит, *галенит*, сфалерит, пирротин *халькопирит, пирит, марказит.*
Галоиды	
Флюорит, *иттроцерит.*	Флюорит.
Окислы	
Кварц, кремень, халцедон, опал, диатомит, лед, *куприт*, (*корунд*), *молибденовая охра, гематит, ильменит*, (*шпинель*), (*диаспор*), титаномагнетит, (*рутил*), (*анатаз*), *окислы марганца, лимонит, гидраргиллит.*	*Кварц, кремень, халцедон, опал, диатомит*, лед, ильменит, *окислы марганца, лимонит.*
Карбонаты	
Кальцит, эдатолит, *кальцио-анцилит, малахит.*	*Кальцит*, эдатолит, *церуссит.*
Силикаты	
Микроклин, микроклин-пертит, анортоклаз, альбит; (*клиноэнстатит*), (*диопсид*), **эгирин,** (*авгит*), *эгирин-авгит*, (*титанистый авгит*); пектолит, *шизолит;* (*базальтическая роговая обманка*), (*актинолит*), *катафорит*, **арфведсонит-баркевикит,** *гастингсит;*	**Микроклин, микроклин-пертит,** ортоклаз (?), альбит; **эгирин,** (*эгирин-авгит*); *шизолит;* **арфведсонит-баркевикит;**

лейкофан (?) или *мелинофан* (?);	—
нефелин, канкринит, содалит, *уссингит;*	**нефелин,** *канкринит,* **содалит,** уссингит;
(*гранат*(?) (*оливин*);	—
циркон;	*циркон;*
(*андалузит*), (*силлиманит*), (*клиноцоизит*), (*эпидот*);	—
фошалласит, апофиллит, гейландит, шабазит, анальцим, **натролит, шпреуштейн,** бергманит, *мезолит, томсонит, гидронефелит;*	анальцим, **натролит, шпреуштейн,** *бергманит;*
(*серицит*), *биотит,* лепидомелан, *тайниолит;*	*слюды.*
(*хлорит*),(*серпентин*),*сапонит, каолин.*	—

Цирконо-, титано- и ниобосиликаты и ниобаты

(*Розенбушит*), *вёлерит* (?), (*ловенит*), **эвдиалит** и **эвколит,** *титано-эльпидит,* катаплеит;	**Эвдиалит,** *титано-эльпидит, катаплеит;*
сфен, энигматит, астрофиллит, ламрофиллит, **ринколит** и **ловчоррит,** *кальциевый ринкит,* вудъяврит, *медистый вудъяврит;*	сфен, *энигматит, астрофиллит,* **ламрофиллит;**
манган-нептунит, рамзаит, *юкспорит, мурманит, ферсманит,* лопарит.	манган-нептунит, **рамзаит, мурманит,** *стенструпин,* **лопарит.**

Фосфаты

Апатит.	Апатит, *эвдиалит.*

Сульфаты

Гипс.	—

Соединения углерода

Карбоцер.	—

Меньшее число названий для Ловозерских тундр в группе роговых обманок, цеолитов и в группе пироксенов объясняется меньшей изученностью этого массива и меньшим количеством данных в литературе. Характерной и отличительной особенностью обоих массивов является распределение в них цирконо-титаносиликатов, ниобиевых минералов и полевых шпатов.

ОСНОВНЫЕ ГРУППЫ ПЕГМАТИТОВ

Минералогическая характеристика пегматитовых выделений в обоих массивах определяется, с одной стороны, главными минералами, слагающими тело месторождения, а, с другой, — накоплением тех или других характерных для обоих массивов минералов, т. е. соединений Ti, Zr, Nb и редких земель. Главными минералами, слагающими

пегматитовые выделения, являются: из бесцветных — нефелин, полевые шпаты (микроклин, анортоклаз и альбит), реже содалит; из цветных — эгирин, щелочная роговая обманка типа арфведсонита-баркевикита и лепидомелан.

Нефелин не может служить достаточно определенным признаком для классификации месторождений, так как он присутствует во всех месторождениях и химический состав его более или менее постоянен.

Характер же кали-натрового полевого шпата является в значительной степени определяющим различные месторождения. В одних группах месторождений находятся микроклин-пертиты, т. е. кали-натровые полевые шпаты, богатые пертитовыми вростками альбита, а в других — полевые шпаты типа „анортоклаза", т. е. чисто калиевые полевые шпаты,[1] бедные Na или с незначительными включениями и пертитовыми вростками альбита; наблюдается также анортоклаз совместно с микроклином, причем более поздний микроклин как бы продолжает образование анортоклаза. Распределение цветных минералов: эгирина, роговой обманки и лепидомелана является также очень определенным и характерным и связано с общим химизмом месторождений. На основании содержания как полевых шпатов, так и цветной составной части можно наметить следующие группы пегматитовых месторождений, тесно связанных с петрографическими зонами.

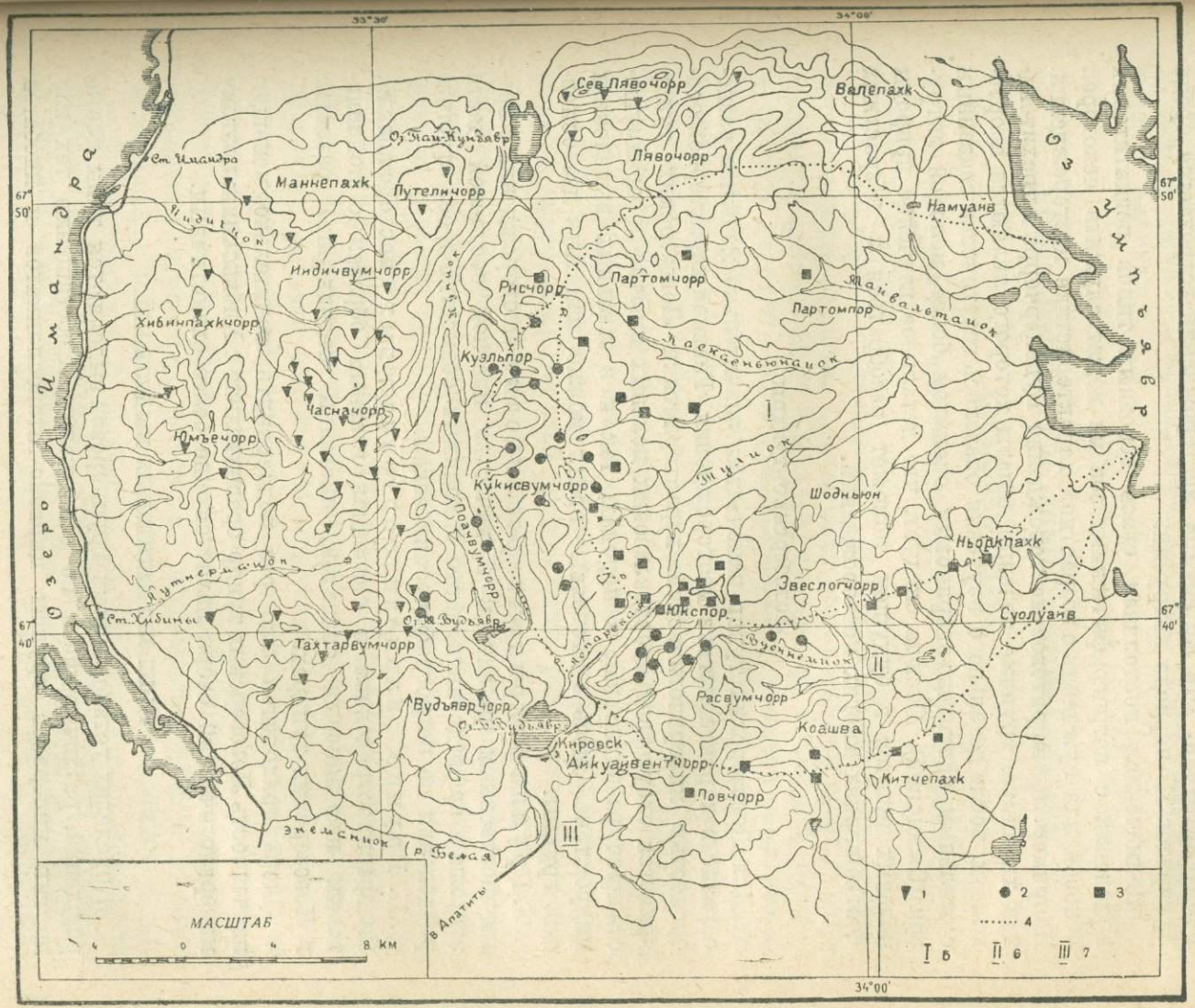
Хибинские тундры

Эта связь хорошо изучена в Хибинских тундрах, где можно выделить три группы пегматитов.

I. Группа эгирино-микроклиновых месторождений связана, главным образом, с хибинитом (как крупнозернистым, так и трахитоидным) и с минералогически бедным эгириновым среднезернистым нефелиновым сиенитом центральных частей Хибинских тундр (см. Схематическую карту, фиг. 1).

II. Группа роговообманково-микроклиновых месторождений является распространенной и характеризует преимущественно фойяиты и, частично, контактно перекристаллизованные роговообманковые нефелиновые сиениты, находящиеся на границе рисчорритов и фойяитов. В общем довольно определенно намечается связь микроклиновых пегматитовых выделений с хибинитами и фойяитами, — породами, относимыми к наиболее раннему периоду интрузий.

[1] Анортоклазами в литературе по Хибинам, в противоположность общепринятому обозначению, называются обогащенные калием полевые шпаты.



Фиг. 1. Схематическая карта распределения пегматитов в Хибинских тундрах.

1 — эгирино-микроклиновые месторождения, *2* — эгирино-(роговообманково)-анортоклазовые месторождения. *3* — роговообманково-микроклиновые месторождения, *4* — границы распространения различных пород, *5* — фойяиты, *6* — неравномернозернистые эгириновые, слюдяные и астрофиллитовые нефелиновые сиениты, *7* — хибиниты.

III. Группа эгирино-(роговообманково-) анортоклазовых месторождений распространена в неравномернозернистых разностях нефелиновых сиенитов, объединяемых Б. М. Куплетским под названием „рисчорритов" и относимых петрографами ко II периоду интрузий. Эта же группа месторождений встречается среди луявритов III периода интрузий.

Подмеченная постоянная связь основных типов пегматитовых выделений с петрографическими зонами может служить некоторой основой для суждения о возрастной характеристике месторождения. Например, ловчорритовое месторождение Вудьяврчорра в трахитоидном хибините, крупные полевые шпаты которого являются анортоклазом, после детального изучения оказалось генетически связанным с жильным биотитово-эгириновым сиенитом более молодой интрузии (Ожинский). Отсюда следует, что детальное изучение природы полевых шпатов в будущем поможет разобраться в возрастных соотношениях многих месторождений.

Ловозерские тундры

Для Ловозерских тундр намечается значительно меньшее разнообразие в характеристике месторождения. Главной характерной особенностью минералогической характеристики Ловозерских тундр является отсутствие анортоклазовых полевых шпатов и преимущественное развитие как в породах, так и в жильных выделениях микроклина. Здесь в настоящее время можно наметить две основные группы.

I. Группа эгирино-микроклиновых месторождений с преимущественным развитием в качестве цветной составной части эгирина и арфведсонита, часто находимых совместно и без строгого разделения по петрографическим зонам.

II. Группа ильменито-ортоклазовых месторождений, малораспространенная и связанная главным образом с пойкилитовым нефелиновым сиенитом, имеющим подчиненное развитие в Ловозерских тундрах.

Здесь приходится еще раз подчеркнуть значительно меньшую изученность Ловозерских тундр сравнительно с Хибинскими; поэтому минералогический очерк является еще более схематичным.

ТИПЫ ПЕГМАТИТОВЫХ ВЫДЕЛЕНИЙ

В пределах установленных группировок выделяются типы месторождений, различающиеся по содержанию и обогащению тех или других минералов группы цирконо-титаносиликатов и ниобатов

(табл. 1). Эти типы очень определенны и выдержаны как для петрографических зон, так и для отдельнных массивов. Устанавливая и выделяя эти типы, мы старались, по возможности, сохранить те названия, которые употреблялись в предыдущих минералогических работах и которые в значительной степени укоренились в литературе по Хибинам.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ХИБИНСКИЕ ТУНДРЫ

I. Группа эгирино-микроклиновых месторождений

Эта группа включает 9 типов.

Полевой шпат месторождений этой группы — микроклин, богатый пертитовыми вростками, т. е. кали-натровый полевой шпат, с отношением в среднем $Na_2O:K_2O = 1:2$, причем Mi в среднем 67.69 — — 68.28%; Ab 31.67 — 32.27% (Солодовникова). Полевой шпат макроскопически очень часто амазонитового типа зеленого цвета (от включения эгирина), встречается также серый и белый. Микроскопически замутнен, богат включениями эгирина и пертитовыми вростками. Цветная составная часть представлена главным образом эгирином I в виде черных призм и эгирином II в виде обильных волокнистых и радиальнолучистых аггрегатов в полевом шпате и в других минералах. Месторождения этой группы очень распространены в зоне хибинита, но недостаточно изучены в коренных выходах. Из второстепенных минералов для этой группы месторождений характерны эвдиалит, энигматит, лампрофиллит, ринколит, в меньшей степени — роговая обманка, сфен, обогащение которыми ведет к образованию различных типов:

1. Эгирино-микроклиновый тип. Главные минералы: эгирин I и II, микроклин-пертит, нефелин; второстепенные: эвдиалит, энигматит, роговая обманка. Месторождения этого типа представляют собой жилы мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, и протяженностью до нескольких десятков и сотен метров. Зальбанды многих месторождений отличаются выдержанным строением, образованы микроклин-пертитом и часто нефелином в виде крупных индивидуумов, с врастающим в них черным эгирином I. В зальбандах иногда наблюдается обогащение эвдиалитом в виде нешироких оторочек и идиоморфных включений в полевом шпате. Эгирин II образует крупные радиальнолучистые аггрегаты — „эгириновые солнца“ и „эгириновые шары“ среди поле-

Таблица 1

Типы пегматитовых выделений Хибинских и Ловозерских тундр

Вмещающие породы	Основные группы месторождений	Главные минералы, определяющие в пределах группы различные типы месторождений	Главные типы месторождений
		Хибинские тундры	
Хибиниты крупнозернистые и трахитоидные	I. Эгирино-микроклиновая	Эвдиалит, эннгматит, лампрофиллит, ринколит, лопарит	1. Эгирино-микроклиновый 2. Эвдиалито-эннгматитовый 3. Эвдиалито-лампрофиллитовый 4. Эвдиалито-ринколитовый 5. Альбитово-рудный 6. Эвдиалито-лопаритовый 7. Эгирино-рамзаитовый 8. Нептунитовый 9. Кварцево-полевошпатовый
Фойяиты	II. Роговообманково-микроклиновая	Эвколит, астрофиллит, сфен, альбит	10. Роговообманково-микроклиновый 11. Эвколито-астрофиллитовый 12. Эгирино-астрофиллитовый 13. Эвколито-альбитовый 14. Эвколито-апатито-сфеновый
Неравномернозернистые	III. Эгирино-(роговообманково-)анортоклазовая	Ловчоррит, пектодит, юкспорит, астрофиллит, нефелин, циркон, ильменит	15. Ловчоррито-ринколитовый 16. Пектолито-юкспоритовый 17. Эгирино-астрофиллитовый 18. Нефелино-полевошпатовый 19. Цирконо-ильменитовый
		Ловозерские тундры	
Луявриты, фойяиты, содалитовые и нефелиновые сиениты	I. Эгирино-микроклиновая	Эвдиалит, рамзаит, лампрофиллит, мурманит, нептунит, содалит, уссингит	20. Эгирино-микроклиновый 21. Эвдиалито-рамзаитовый 22. Лампрофиллито-мурманитовый 23. Нептунитовый 24. Альбитовый 25. Содалито-уссингитовый
Фойяиты	II. Ильменито-ортоклазовая	Ильменит, сфен	26. Ильменито-ортоклазовый

вого шпата. Кристаллы микроклина достигают иногда крупных размеров, например, в месторождении Ловчорра — до 1 м длины, 20 м ширины (Ожинский, 1935, *361*). Жилы чаще однообразного залегания, например на Тахтарвумчорре, простирание СВ 60—65°, на Ловчорре СЗ 340° (Ожинский, 1935, *361*). Обогащение второстепенными минералами: эвдиалитом, энигматитом, лампрофиллитом, ринколитом, создает переходы к другим типам. Иногда оно происходит путем повторного внедрения новых порций магмы с образованием линз иного состава. Как на пример такого обогащения можно указать на ловчорритовое месторождение Ловчорра, где в основном теле эгирино-полевошпатовой жилы имеется в результате повторного внедрения включение богатой ловчорритом линзы до 26 м длины при мощности до 90—120 см в раздувах (Ожинский, 1935, *361*), а также на молибденитовое месторождение Тахтарвумчорра (Лабунцов, 1933).

2. Эвдиалито-энигматитовый, или „часначоррский" тип. Этот тип территориально приурочивается к крупнозернистым хибинитам и к среднезернистым эгириновым нефелиновым сиенитам. Выделения этого типа наблюдаются на Часначорре, Тахтарвумчорре, Китчепахке, Коашве, т. с. во всем периферическом кольце. По форме они являются преимущественно линзовидными, некрупными, то прерываются, то снова появляются и тянутся цепеобразно на значительные расстояния; они представляют, повидимому, выполнение газовых пустот, бедны минералами. Главные минералы: энигматит, эвдиалит (мезодиалит), нефелин, микроклин-пертит; второстепенные: астрофиллит, сфен, роговая обманка. В зоне эгириновых нефелиновых сиенитов очень часты короииты (Ферсман, 1923; Гуткова, 1934, *19*).

3 и 4. Эвдиалито-лампрофиллитовый и эвдиалито-ринколитовый типы. Эти типы очень близки минералогически, часто связаны взаимными переходами. Встречаются в зоне трахитоидных разностей хибинита; возможно, что их образование связано с внедрением в трахитоидные хибиниты других жильных пород. По форме это более или менее правильные жилы (эвдиалито-лампрофиллитовая жила ущелья Географов, ринколито-ловчорритовая жила Тахтарвумчорра), псевдожилы, удлиненные линзы и гнезда (жила Черника, эвдиалитовые жилы Лявоиока и др.). Главные минералы: эвдиалит, лампрофиллит, ринколит, эгирин I и II, микроклин, нефелин, роговая обманка, энигматит; второстепенные: сфен и сернистые: галенит и сфалерит.

По отношению к фазам процесса все описанные типы очень однообразны. Преобладающей является фаза *B—C*. В эту фазу

происходит выделение главных минералов: сначала микроклина и нефелина, а затем эгирина, эвдиалита, энигматита, лампрофиллита, ринколита. В фазу *D* выделяется эгирин II; более поздние фазы развиты слабо. В фазы *E*—*F* идет незначительный процесс альбитизации, а в типах 3 и 4 выделение рудных MoS_2, ZnS, PbS. В еще более поздние фазы *H*, *J*, *K*— слабый процесс шпреуштейнизации и натролизации.

5. Альбитоворудный тип. Жилы и неправильной формы выделения. Главный минерал — мелкозернистый альбит, присутствует также микропертит, эгирин, апатит, флюорит, графит, пирротин, марказит, молибденит, сфалерит и галенит. К этому же типу, вероятно, относятся тонкие флюорито-альбитовые жилы. Эти жилы и разнообразной формы выделения имеют преимущественно крутое, почти отвесное падение; наблюдаются случаи пересечения альбитовыми жилами более ранних, полого падающих пегматитовых линз и жил, а также внедрение альбита и связанного с ними комплекса минералов: апатита, графита и сульфидов, причем эти внедрения, повидимому, распространяются часто по ослабленным зонам пегматитовых жил на значительное расстояние, образуя в последних альбитизированные узкие зоны, прожилки, прослои и т. д. Описание составлено по молибденитовым месторождениям восточного цирка Тахтарвумчорра, разведывавшимся на молибденит, заключенным в хибините (Лабунцов, 1929, *7*—*8*).

6, 7 и 8. Эвдиалито-лопаритовый, эгирино-рамзаитовый и нептунитовый типы. Эти типы территориально обособлены. Они сосредоточиваются главным образом в краевой зоне хибинита, в приконтактной восточной и южной и прослежены в районе Малого Маннепахка, Нептунитовой лощины (главным образом подтип 8) и Южного Тахтарвумчорра (главным образом подтип 7). По форме это — преимущественно гнездовидные выделения и реже крупные жилы (Костылева, 1927, *3*). В минералогическом отношении приконтактные месторождения изучены слабо. Указанными тремя подтипами не охватывается, конечно, все разнообразие пегматитовых выделений в эндоконтактной зоне. Описанные же единичные месторождения (Костылева, 1927) не дают основания выделять их в самостоятельный подтип. Нептунитовый тип выделен условно, главным образом для того, чтобы подчеркнуть значение нептунита в этой зоне. Самостоятельность его существования не ясна. По развитию фаз процесса типы 6 и 7 близки к предыдущим.

9. Кварцево-полевошпатовый тип. Тип этот, довольно редкий, связан с экзоконтактной зоной и является следствием обогащения щелочной магмы кремнеземом из пород, окружающих Хи-

бинский массив. Наблюдался в коренном залегании в некрупных пегматитовых выделениях трех контактовых месторождений: Маннепахка, Тахтарвумчорра и Северного Лявочорра. Характерным для него является кварц в пегматитовом срастании с микроклин-пертитом и в виде свободных некрупных кристаллов горного хрусталя.

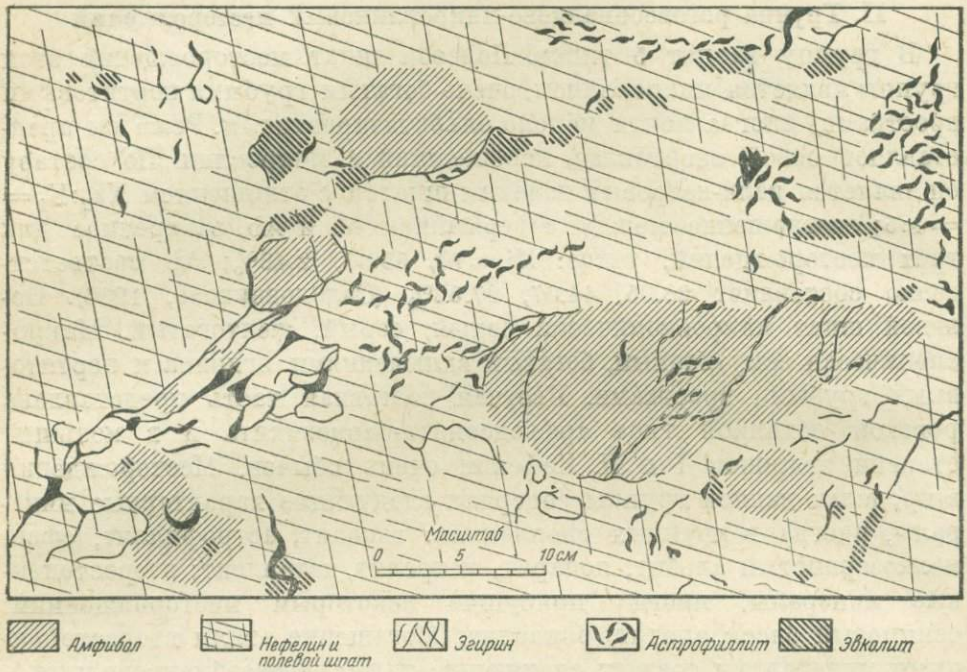
II. Группа роговообманково-микроклиновых месторождений

В группу входят 5 типов. Полевой шпат месторождений этой группы является микроклином, очень богатым грубыми пертитовыми врастками, иногда почти нацело альбитизированным. Реже он представляет собой анортоклаз, перешедший в микроклин. По составу он является кали-натровым полевым шпатом с отношением $Na_2:K_2 = 4:5$; соотношение между содержанием Mi и Ab, замеренное для трех месторождений, такое: Mi = 70, 55.37, 2.48%; Ab соответственно составляет 28.05, 44.07, 97.52% (Солодовникова, 1936). Полевой шпат макроскопически белый, серый, желтоватый.. Микроскопически замутненный, богатый включениями эгирина и пертитовыми грубыми врастками. Цветная составная часть представлена роговой обманкой типа арфведсонита-баркевикита и в меньшей степени эгирином I и II. Нефелин очень обычен. Месторождения в пределах данной группы содержат следующие характерные минералы, иногда в крупных скоплениях: эвколит, астрофиллит, сфен, мелкозернистый альбит, лопарит, натролит, катаплеит; второстепенные минералы, иногда присущие некоторым месторождениям: свинцовый блеск, апатит, ринколит. Обогащение этими второстепенными минералами создает следующие типы: роговообманково-микроклиновый, эвколито-астрофиллитовый, эгирино-астрофиллитовый, эвколито-альбитовый, эвколито-апатито-сфеновый.

10. Роговообманково-микроклиновый тип. Очень характерен и распространен в фойяитах. Главные минералы: микроклин-пертит, нефелин, роговая обманка, часто альбит, эгирин; второстепенные: эвколит, астрофиллит, сфен и др.

Распределение этих минералов в пегматите неравномерное, наблюдаются участки более лейкократовые и более меланократовые. Иногда встречаются большие вздутия с мелкозернистым альбитом. Месторождения этого типа имеют форму часто очень крупных жил мощностью до 8—10 м, протяжением 12 м и более, а также апофизы, вздутия и пережимы; иногда они представляют собой сеть жил одинакового простирания (Жильная долина Кукисвумчорра, с простиранием сети жил, близким к широтному). Местами в отдельных вздутиях наблюдается обогащение тем или другим характерным в данной группе минералом и переход к следующим типам (фиг. 2).

11—14. Эвколито-астрофиллитовый, эгирино-астрофиллитовый, эвколито-альбитовый, эвколито-апатито-сфеновый типы. Все они минералогически близки, отличаются обогащением указанных в их названиях минералов и дают переходы. Некоторые типы описаны на основании материала из



Фиг. 2. Роговообманково-микроклиновый тип в зоне фойяитов (по Э. Бонштедт).

элювиальных россыпей и, возможно, представляют лишь местные обогащения в типе 10. Наблюдавшиеся в коренном залегании месторождения имеют или неправильную гнездовидную форму, или образуют типичные жильные выделения (эгирино-астрофиллитовая жила перевала Лопарского). Наблюдается приуроченность месторождений, обогащенных теми или другими минералами, к отдельным массивам; так, например, на Юкспоре в зоне фойяитов наблюдается обогащение энигматитом и астрофиллитом, и т. д.

Из главных фаз процесса в данных типах жил (см. фиг. 9 и 10) преобладают $B-C$, когда идет приблизительно одновременное выделение сначала микроклин-пертита, нефелина, затем эвколита, сфена, роговой обманки, энигматита; в фазу C и D идет выделение эгирина II и астрофиллита. Позднейшим процессом, характерным для многих месторождений в зоне фойяита, является мощное выделение сернистых соединений: галенита и сфалерита; альби-

тизация в фазе F наблюдается часто как результат внедрения новых порций богатого альбитом расплава, окружающего все минералы и, повидимому, увлекающего некоторые из них за собой. На это указывают свободные, сильно удлиненные сфены и листоватые ильмениты в долине Каскасньюнаиока; свободные, хорошо образованные кристаллы эвколита, оторванные и унесенные потоками альбита; флюидально расположенные потоки игольчатых эгиринов. Как позднейшее изменение в фазу $F-F$ нередко происходит преобразование эвдиалита в катаплеит, а в более поздние фазы ($J-K$)— натролитизация нефелина.

III. Группа эгирино-(роговообманково)-анортоклазовых месторождений

Эта группа включает 5 типов (15—19). Полевой шпат месторождений этой группы — анортоклаз и, часто, анортоклаз, замещающийся (вернее продолжающийся) микроклином. По химическому составу это—чисто калиевый или бедный натрием полевой шпат, с отношением в содержании щелочей $Na_2O:K_2O=1:6$ или 1:7. Соотношение между содержанием Mi и Ab следующее: Mi от 83 до 97.70%, Ab от 4.07 до 14.81%. Цветная составная часть представлена главным образом эгирином I и II, роговой обманкой типа арфведсонит-баркевикита и слюдой — лепидомеланом.

Полевой шпат беден пертитовыми врастками и включениями эгирина I; он белого, желтоватого цвета, изредка прозрачный (мадагаскарского типа). Часто присутствуют оба полевых шпата, т. е. прозрачный—анортоклазовый и замутненный, микроклинового типа, с включениями эгирина, причем оптическое изучение их показывает, что микроклин замещает анортоклаз или продолжает его образование. Месторождения этой группы прослежены главным образом на массивах Юкспор и Кукисвумчорр.

Для данной группы месторождений характерны минералы: пектолит, юкспорит, ловчоррит, астрофиллит, сфен, частично эвдиалит (эвколит), лепидомелан и в зоне луявритов—лампрофиллит и эвдиалит (в незначительном количестве).

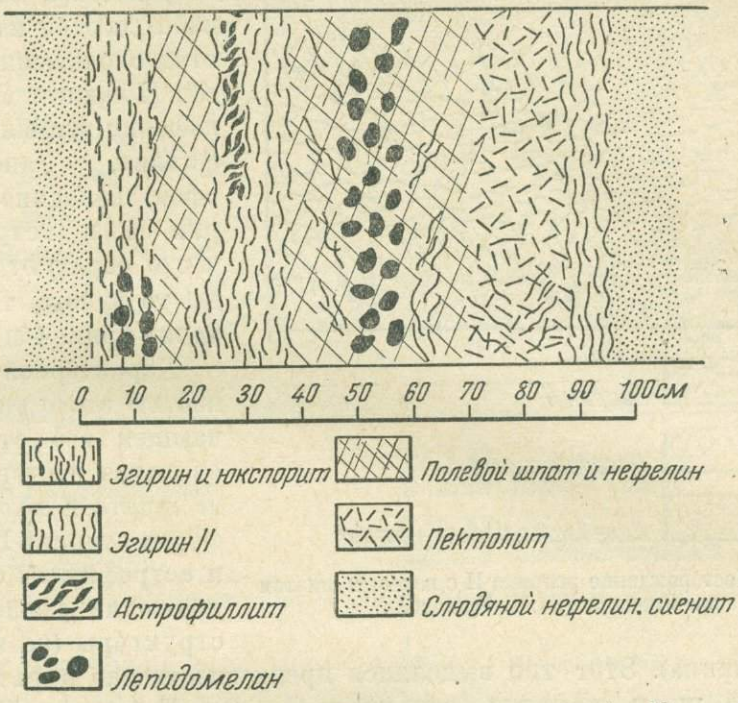
15. Ловчорррито-ринколитовый тип. Включает жилы мощностью по нескольку метров и протяжением до нескольких сот метров. Месторождения этого типа образуют целые сети жил и жильные поля больших площадей. Таковы: 1) центральная часть Юкспора на плато и склонах в долину Гакмана (промышленная добыча), 2) восточные склоны Юкспора и Эвеслогчорра в долину Вуоннемиок (по простиранию жилы прослеживаются на 200—300 м). Кроме того, сеть подобных жил встречена также на Южном отроге

и южном плато Кукисвумчорра, в северной части Кукисвумчорра и на склоне Юкспора в долину Лопарскую. Жилы главным образом пластовые, неправильной и извивающейся формы, дают вздутия и пережимы, разветвления и т. д. Минералогический состав очень непостоянен и меняется как в пределах одного жильного поля, так и в различных массивах (Зотов, Гуткова, Бонштедт, Афанасьев, Салье, Ожинский). Главные минералы во всех известных месторождениях: анортоклаз (или в зоне перекристаллизованных нефелиновых сиенитов — анортоклаз, переходящий в микролин-пертит), эгирин то I генерации, то II генерации; роговая обманка, которая иногда играет преобладающую роль (плато Юкспора, склон в ущелье Гакмана), а иногда исчезает совсем. Нефелин встречается в заметных количествах (ринколитовые месторождения Кукисвумчорра) или отсутствуют. Лепидомелан местами играет значительную роль. Характерным минералом, определяющим тип месторождения, является ловчоррит (скрытая кристаллическая разновидность); ринколит (криталлическая разновидность) распространен неравномерно. Он то составляет до 80% месторождения, то исчезает почти совершенно. Ловчоррит преобладает на Юкспоре, причем включения его в полевом шпате часто ринколитового типа — ясно кристаллические. На Кукисвумчорре преобладает ринколит, эвдиалит здесь присутствует в заметном количестве и как бы вытесняет ловчоррит и ринколит; на Юкспоре эвдиалит встречается в незначительном количестве; второстепенными минералами являются: астрофиллит, сфен, лампрофиллит, сернистые, пектолит.

Главные минералы принадлежат пегматоидной стадии выделения, т. е. фазам *B—C* (см. фиг. 9); ловчоррит выделился, несомненно, позже ринколита, и его структурные особенности свидетельствуют об особых условиях его застывания; в фазу *F — D* происходит выделение второстепенных минералов, как, например, сернистых, флюорита и т. д. Подробно особенности ловчорритовых месторождений изложены при описании этого минерала.

16. Пектолито-юкспоритовый тип. Этот тип преимущественно распространен в зоне слюдяных нефелиновых сиенитов. Главные минералы: эгирин II, анортоклаз, нефелин; жилы местами обогащаются пластинчатым и волокнистым пектолитом, юкспоритом, волокнистым астрофиллитом; второстепенными минералами являются: розовый радиальнолучистый сфен, лепидомелан (в пектолите и полевом шпате), галенит и флюорит (мелкие зерна в пектолите). Месторождения этого типа образуют жилы до 1 м мощности, прослеживающиеся по простиранию до 20 — 30 м. Главный район распространения — массив Юкспора, где эти месторождения

наиболее изучены (Гуткова, 1934). Кроме того, они встречаются в незначительном количестве на Кукисвумчорре. Жилы на Юкспоре заметно отграничены от боковой породы, зальбанды чаще сложены волокнистым эгирином (фиг. 3). К этому же типу относятся линзы с неясными зальбандами, содержащими те же минералы,

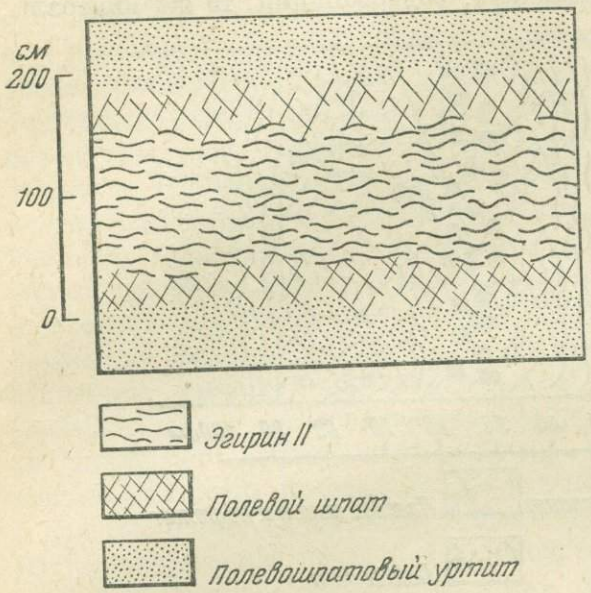


Фиг. 3. Схема пектолит-юкспортитового месторождения (на Юкспоре (по Н. Гутковой).

также шлировидные выделения и выполнения и прожилки, часто намазки волокнистого юкспорита и пектолита. На Юкспоре пектолит с ринколитом наблюдались (Березин) в ассоциации с ловчорритом. На Кукисвумчорре (Бонштедт) пектолит наблюдался в ассоциации с ринколитом в ловчоррито-ринколитовых жилах, как бы переходных к пектолитовому типу. Вероятно, близко к этому типу месторождение ферсманита в долине Вуоннемиока.

17. Эгирино-астрофиллитовый тип. Бедный минералогически; довольно сильно распространен в зоне слюдяных нефелиновых сиенитов, реже встречается в уртите, главным образом лишь с эгирином. По форме месторождения представляет собой целые системы жил незначительной мощности от 5 до 50 см, прослеживающиеся по простиранию на 20—30 м, и распространен главным образом на Юкспоре (Гуткова, Афанасьев и Салье, 1933); отмечаются также на

Ньоркпахке (Кравченко). Значительная часть месторождений внедрилась в тектонические трещины северо-восточного направления в районе Юкспора (Афанасьев, Салье, 1933, *73*), причем стенки трещин выполнены только волокнистым эгирином или астрофиллитом. Нередко также месторождения этого типа наблюдаются на плоскостях скольжения и сдвигов. Главные минералы: нефелин, эгирин II, астрофиллит, анортоклаз, сфен; волокнистые эгирин II и астрофиллит часто образуют зальбанды то вместе, то по одиночке (фиг. 4 и 5).



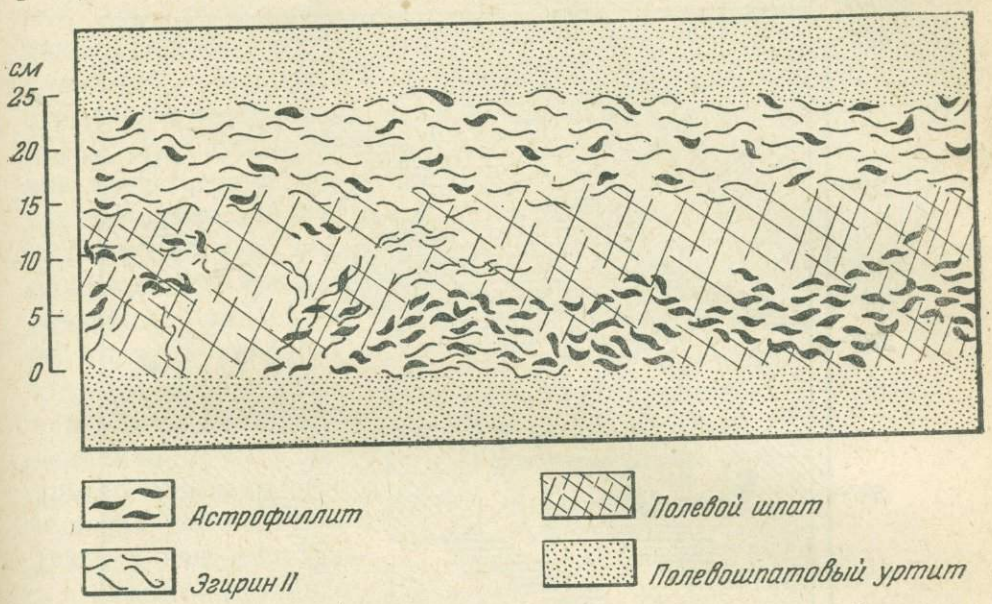
Фиг. 4. Месторождение эгирина II с полевым шпатом на Юкспоре (по Н. Гутковой).

Характерной особенностью этого типа, отличающей его от типа I, является состав полевого шпата и волокнистая форма эгирина II; эгирин и астрофиллит образуют прожилки гнейсовидной структуры (но не „солнца" эгирина). Этот тип выделялся преимущественно в фазы $B-C$ (полевой шпат, нефелин, эгирин) и $C-D-E$ (эгирин II, астрофиллит).

18. Нефелино-полевошпатовый тип. Тип этот довольно плохо распространен в зоне слюдяных нефелиновых сиенитов на Юкспоре. Месторождения данного типа это — или жилы до 30—40 м в длину и от 0.5 до 3 м мощностью, или линзы и гнезда. Главные минералы: анортоклаз, нефелин, натролит; в меньшем количестве — эгирин и лепидомелан; апатит, флюорит, сульфиды (сфалерит, галенит и пирротин), шабазит, пектолит, юкспорит, астрофиллит, ильменит, халцедон (Гуткова, 1933, *28*). Нефелин образует часто крупные выделения до 25 см в поперечнике в отдельных кусках (фиг. 6). Для этих месторождений характерны также крупные натролиты, образовавшиеся на счет нефелина; цветная составная часть — в подчиненном количестве по сравнению с главными бесцветными минералами; эгирин с лепидомеланом наблюдается часто вместе. Для месторождений характерно развитие фаз $B-C$ (полевой шпат, нефелин,

апатит) и часто сильное развитие позднейших гидротермальных фаз $H-J-K$ (натролитизация).

19. Цирконово-ильменитовый тип. Преимущественно встречается в слюдяных нефелиновых сиенитах и фойяитах. Территориально месторождения приурочены главным образом к Кукис-

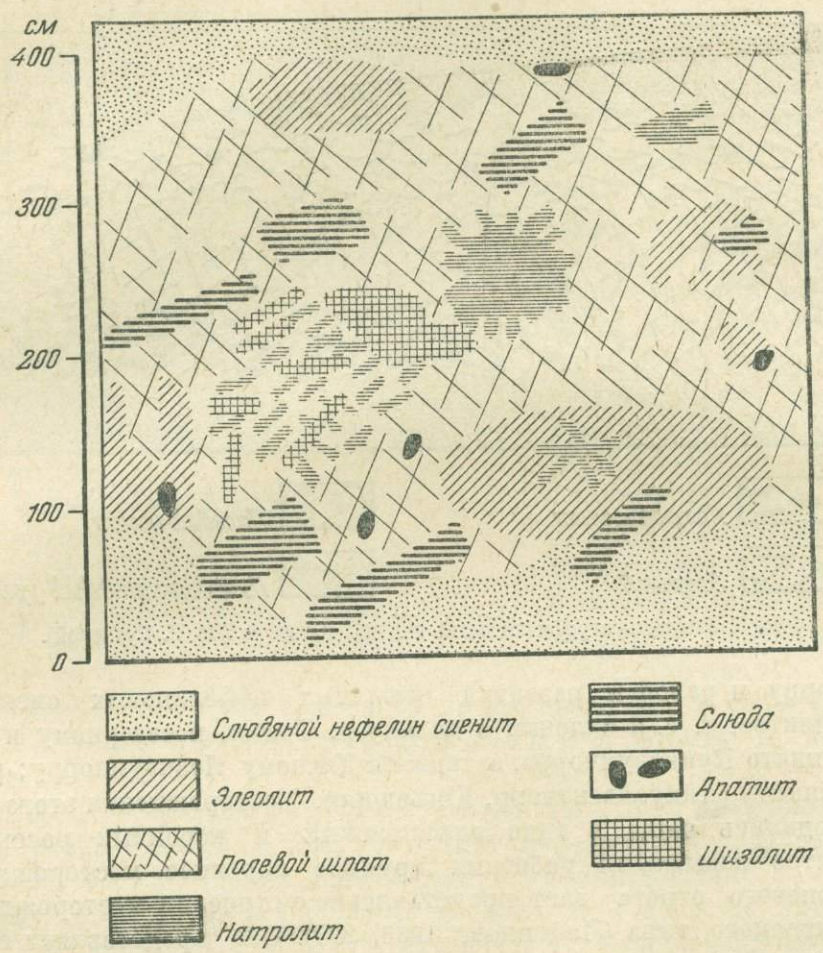


Фиг. 5. Эгирино-астрофиллитовый тип на Юкспоре (по Н. Гутковой).

вумчорру и районам развития слюдяных нефелиновых сиенитов и фойяитов, т. е. к склонам в долину р. Тульи, к северному и южному плато Кукисвумчорра, а также к Южному Поачвумчорру; реже к хибиниту (Айкуайвентчорр, Юмъечорр). Месторождения этого типа наблюдались чаще в виде элювиальных и коренных россыпей; вскрытое взрывными работами крупное коренное месторождение цирконового отрога дает представление о строении месторождения описываемого типа (Лабунцов, 1933, *203*). Оно представляет собой пегматитовую жилу до 8 м мощности, прослеженную на 50—55 м по склону. Схема строения жилы дана на фиг. 7 и 8.

Главные минералы этого типа — кали-натровый полевой шпат (анортоклаз?), переходящий в микроклин, а также альбит, циркон, ильменит; эгирин встречается то в значительном количестве (Поачвумчорр), то в малом. Второстепенными минералами являются: эгирин, лепидомелан, флюорит, апатит, рамзаит; пирит, халькопирит, натролит. Циркон с ильменитом приурочивается во всех месторождениях главным образом к альбиту, реже — к кали-натровому полевому шпату.

Месторождения этого типа характеризуются сильным развитием фаз: 1) *E—F*, с которыми связано выделение альбита, циркона и ильменита и рудных—пирита, халькопирита, а также флюорита; 2) *H—J—K*, в течение которых идут шпреуштейнизация и натролитизация нефе-

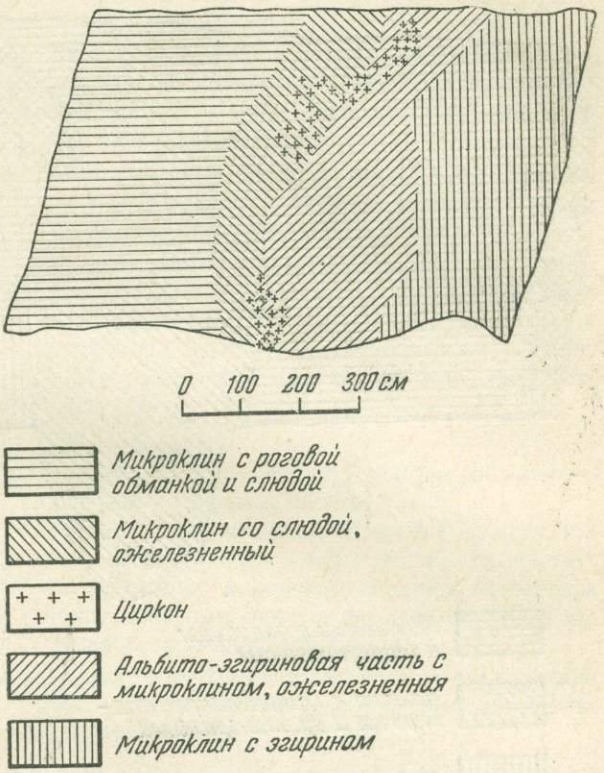


Фиг. 6. Нефелино-полевошпатовое месторождение на Юкспоре (по Н. Гутковой).

лина и лимонитизация пирита и халькопирита, а также образование минералов группы нонтронита и др. Здесь необходимо подчеркнуть неизученность данного типа и неясную его генетическую характеристику. Характер полевого шпата мало изучен: по замутненности в шлифах, сильной пертитизации он близок к микроклину, а по оптическим константам $2V$ и Pn_g, Pn_m, Pn_p ближе к анортоклазу. Химические определения щелочей отсутствуют; поэтому

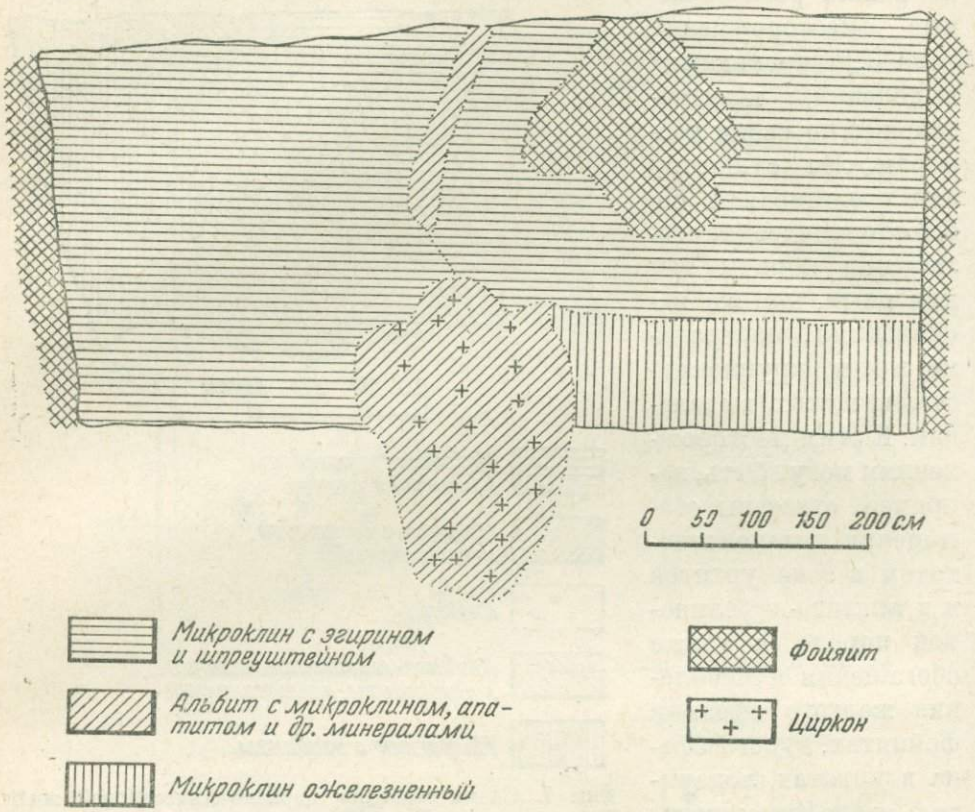
данный тип включен в группу анортоклазовых месторождений условно, и на очереди стоит вопрос о детальном его изучении.

Приведенным списком основных типов не исчерпываются все наблюдающиеся в Хибинском массиве месторождения минералов. Сюда не вошли разнообразные месторождения типа „шлировидных" выделений, незначительные по своим размерам. По существу они представляют собой спорадические обогащения породы тем или иным, или же несколькими минералами в виде крупнокристаллических выделений. К этим месторождениям могут быть, например, отнесены обогащения титаномагнетитом в зоне уртитов и в апатито-нефелиновой породе, а также обогащения и скопления желтого сфена в фойяитах, бурого сфена в уртитах, лопарита с эвдиалитом и эгирином в эндоконтактной зоне и т. д. В породах часто наблюдаются шлировидные выделения тех же минералов, которыми слагаются пегматитовые выделения, указанные выше. В хибинитах, например, обычны отдельные скопления лампрофиллита с эвдиалитом и эвдиалито-энигматитовые скопления; эвколитовые скопления то со сфеном, то с астрофиллитом характерны для фойяитов. Генетически шлировидные выделения представляют собой или прототектиты, по А. Е. Ферсману, т. е. продукты сбрасывания магмой при застывании избыточных компонентов ранних магматических фаз (например полевой шпат с нефелином и эгирином) или пегматитового типа заполнения пустот, незначительные по размерам и очень разнообразные по сочетаниям минералов, не включенные поэтому в типы пегматитовых



Фиг. 7. Схема строения цирконо-ильменитовой жилы № 1 в верховьях Тульи. Кукисвумчорр (по А. Лабунцову).

выделений; в последнем случае они слагаются более поздними минералами, часто в сопровождении пневматолитических — апатита, флюорита и т. д. Распределение этих шлировидных выделений по петрографическим зонам очень выдержано. Большое разнообразие их



Фиг. 8. Схема строения цирконо-ильменитовой жилы № 2 в верховьях Тульи. Кукисвумчорр (по А. Лабунцову).

не позволяет подробно перечислить и описывать их здесь. Для полноты минералогической картины мы приводим ниже для Хибинских тундр полную сводку минералогических образований по петрографическим главным зонам, с перечислением как типов пегматитовых выделений, так и шлировидных выделений (табл. 2).

Кроме пегматитовых и шлировидных выделений надо отметить еще выделения вторичных минералов, а именно — цеолитов, натролита, кремня, реже халцедона, выполняющих трещинки и пустоты в измененной породе. Эти образования являются следствием изменения первичных минералов, главным образом нефелина и полевого шпата, причем продукты их разрушения или отлагаются на месте,

Таблица 2

Минералогическая характеристика Хибинских тундр по петрографическим зонам

Хибиниты	Группа эгирино-микроклиновых месторождений (типа 1, 2, 3, 4, 5), а также „шлировидные" выделения эгирина, микроклина, нефелина, эвдиалита, роговой обманки, лампрофиллита, ринколита, энигматита, ильменита.
Приконтактовая зона	Типы 6, 7, 8, 9: „шлировидные" выделения эвдиалита, лопарита, эгирина, рамзаита, титаномагнетита, сфена (желтого и бурого).
Фойяиты	Группа роговообманково-микроклиновых месторождений (типы 10, 11, 12, 13, 14), эгирино-анортоклазовых (тип 19); „шлировидные" выделения с эвдиалитом, желтым сфеном, астрофиллитом, энигматитом, эгирином, роговой обманкой, альбитом, цирконом.
Неравнозернозернистые: Эгириновые нефелиновые сиениты	Слабая минерализация группой эгирино-микроклиновых месторождений (тип 1 и 2).
Неравнозернозернистые: Слюдяные нефелиновые сиениты; Эгирино-роговообманковые нефелиновые сиениты; Астрофиллитовые нефелиновые сиениты	Группа эгирино-(роговообманково-)анортоклазовых месторождений (типы 15, 16, 17, 18, 19); „шлировидные" выделения с эгирином, астрофиллитом, юкспоритом, пектолитом, лепидомеланом, нефелином, цирконом, ильменитом.
Неравнозернозернистые: Контактно-перекристаллизованные нефелиновые сиениты	Группа эгирино-анортоклазовых месторождений (тип 15, 17, 18), а также „шлировидные" выделения с апатитом, пирротиновые породы.
Луявриты	„Шлировидные" выделения с лампрофиллитом, сфеном, эвдиалитом, эгирином, анортоклазом, флюоритом, рамзаитом, нефелином, лепидомеланом, ринколитом, апатитом.
Йолиты и уртиты	„Шлировидные" выделения титаномагнетита, бурого сфена, апатита, эвдиалита, эгирина. Группа эгирино-анортоклазовых месторождений (тип 17, 18).
Нефелино-апатитовая порода	„Шлировидные" выделения эвдиалита, розового и бурого сфена, роговой обманки, эгирина, энигматита, лампрофиллита.
Жильные породы тералит-шонкинитового ряда; Жильные нефелиновые сиениты	Минерализация почти совершенно не изучена.

или же выносятся. Территориально прожилки и выполнения пустот, например кремня, приурочены к северо-западной части Хибинских тундр. Прожилки, выполненные натролитом, распространены в общем повсеместно.

ЛОВОЗЕРСКИЕ ТУНДРЫ

I. Группа эгирино-микроклиновых месторождений

Месторождения данной группы в Ловозерских тундрах являются преобладающими и характерны для главных пород этих тундр, а именно для нормальных эгириновых и эвдиалитовых луявритов, частично для луявритов мурманитовых и лампрофиллитовых, а также для фойяитов, содалитовых и нефелиновых сиенитов. По форме и условиям залегания эти месторождения, аналогично описанным для Хибин, представляют собой типичные, иногда очень большой мощности, жилы, а также гнездовидные и линзовидные выделения. Главные минералы этой группы месторождений: микроклин-пертит, эгирин I и II, нефелин, часто содалит; в меньшем количестве роговая обманка. Минералы редких элементов: лампрофиллит, эвдиалит, рамзаит, мурманит, нептунит, реже энигматит, часто накапливаются и ведут к образованию типов: эвдиалито-рамзаитового, лампрофиллито-мурманитового и нептунитового. Полевой шпат, в противоположность хибинскому, не изучен в химическом отношении и слабо изучен оптически.

20. Эгирино-микроклиновый тип. По форме представлен крупными жилоподобными выделениями, а также и более мелкими гнездовидными („шлировидными“) и очень распространен в луявритах, а в различных разновидностях—и в фойяите. Кроме главных минералов содержит иногда эвдиалит, роговую обманку, энигматит.

21. Эвдиалито-рамзаитовый тип. Этот тип является распространенным в Ловозерских тундрах; главные минералы: кроме микроклина и эгирина, эвдиалит и рамзаит, в меньшем количестве—роговая обманка, нефелин, содалит, натролит, анальцим; в подчиненном количестве—мурманит и нептунит, в которых очень часто встречаются элатолитовые пустоты. Преобладающее развитие имеют фазы *B*—*C* (микроклин, нефелин, эгирин I, рамзаит, эвдиалит) и фазы *C*—*D* (эгирин II); поздние фазы развиты слабее. Месторождения этого типа встречаются на плато и склонах (не ниже 700 м), главным образом массивов Ангвундасчорра, Аллуайва, Раслака, Сенгисчорра и др.

22. Лампрофиллито-мурманитовый тип. Главным образом связан с лейкократовыми жильными породами — содалитовыми и нефелиновыми сиенитами (Гуткова, 1928, *356*). Главные минералы: нефелин, содалит, лампрофиллит, мурманит, микроклин, эгирин или арфвед-

сонит, эвдиалит, в меньшем количестве — рамзаит; второстепенные: молибденовый блеск, натролит, лопарит, апатит. Этот тип наблюдался главным образом в элювиальных и коренных россыпях; коренных месторождений известно мало. Выделен условно.

23. Нептунитовый тип. Наблюдался преимущественно в коренных и элювиальных осыпях. Главные минералы: эгирин II, микроклин, нептунит, натролит, анальцим; очень обычен также рамзаит; второстепенные: эвдиалит, содалит. От эвдиалито-рамзаитового этот тип резко не отличается. Наблюдался в перевале Тавайока и в Ангвундасчорре. Выделен условно.

24. Альбитовый тип. Близок к эвдиалито-рамзаитовому и лампрофиллито-мурманитовому; характерной его особенностью является обильное содержание мелкозернистого светлосерого и серого альбита, среди которого встречаются минералы: эвдиалит, рамзаит, мурманит, арфведсонит, эгирин I и II, микроклин и нефелин. Наблюдался лишь в двух коренных месторождениях Пункаруайва, по которым и составлено это описание (Герасимовский, 1936). Рамзаит, эвдиалит, мурманит и арфведсонит образуют пойкилитические вростки в альбите.

25. Содалито-уссингитовый тип (Герасимовский, 1936). По форме он представляет собой мелкие шлировидные выделения (не свыше 1 м в диаметре) в фойяите. Сложен содалитом и уссингитом, содержит иногда включения шизолита; из второстепенных минералов встречаются мелкие выделения стенструпина, цинковой обманки, нептунита и цеолита. Наблюдался на Пункаруайве, в осыпи в цирке Ангвундасчорра и др.

II. Группа ильменито-ортоклазовых месторождений

Группа эта, очень мало распространенная и бедная минералогически, приурочена только к пойкилитовому нефелиновому сиениту, занимающему подчиненное положение среди всех пород. Полевой шпат, повидимому, калиевый, отличный от микроклина, еще недостаточно изучен. Эта группа характеризуется одним ильменито-ортоклазовым типом, наблюдавшимся на Энгпоре и Суолуайве. Главные минералы: калиевый полевой шпат, нефелин, эгирин I; второстепенные: ильменит, сфен, иногда апатит (Герасимовский, 1936).

ОПИСАНИЕ ГЛАВНЫХ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

1. Пегматитовые выделения обоих массивов характеризуются в основном преимущественным развитием ранних фаз $A—B—C$ (эпимагматической и пегматитовой стадии), что вызывает в месторож-

дениях характерное, приблизительно одновременное выделение минералов, а также частые прорастания и закономерные срастания отдельных минералов (Ферсман, 1923): эгирин — арфведсонит, эгирин—полевой шпат, элеолит—эгирин, лампрофиллит—ринколит, и др.

2. Более поздние фазы процесса развиты в общем слабее и лишь в некоторых типах играют заметную роль. Здесь начинает сказываться воздействие остаточного расплава на образовавшиеся ранее минералы. В фазу *C* начинается выделение эгирина II; к этому моменту приурочивается образование коронитов (замещение энигматита астрофиллитом), вынос первичного карбоната кальция и образование на его месте пустот — „элатолитов", сильная альбитизация полевых шпатов с образованием шахматных альбитов и пластинчатого, более позднего, альбита с почти полным замещением микроклина. Вследствие воздействия фтора на эвдиалит последний изменяется и образуются катаплеит и циркон; происходит превращение лампрофиллита в рамзаит. Эти интересные вторичные процессы еще недостаточно полно изучены. В фазы *E—F* иногда наблюдается значительное выделение сернистых соединений FeS_2, PbS, MoS_2, ZnS.

3. Еще более поздние фазы процесса, соответствующие надкритическим и гидротермальным стадиям, вызывают дальнейшие изменения ранее образовавшихся минералов: например, изменение нефелина и полевого шпата в шпреуштейн с образованием цеолитов — натролита, анальцима, шабазита и др.; канкринитизацию нефелина; вынос пектолита с образованием пустот в натролите; превращение содалита в уссингит.

На фиг. 9 приводится диаграмма последовательности выделения наиболее распространенных и характерных минералов для обоих массивов с обозначением отдельных изменений и минералов. В основу ее легла таблица геохимических типов А. Е. Ферсмана, дополненная новыми данными. На диаграмме (фиг. 10) даны характерные фазы процесса для различных групп.

ОБЩАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

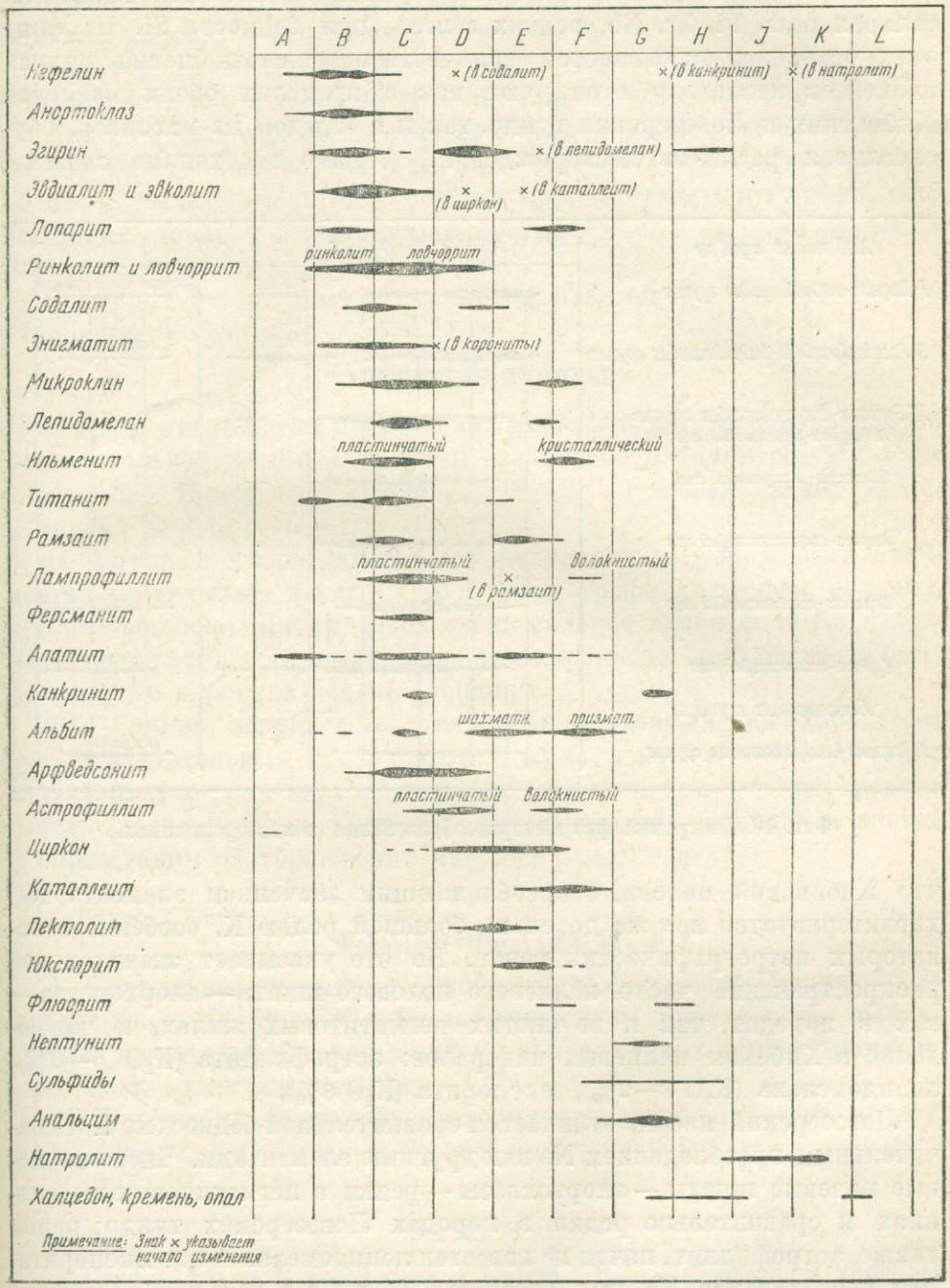
Для Хибинских и Ловозерских тундр установлены до сих пор следующие элементы, расположенные ниже в группы в порядке убывания их значения (Ферсман, 1929, *50*):

I. O, F, Na, Mg, Al, Si, P, Cl, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Zr, Ce.

II. H, C, S, Cu, Mo, Pb, Zn, Sr, Ba, Be, Ga.

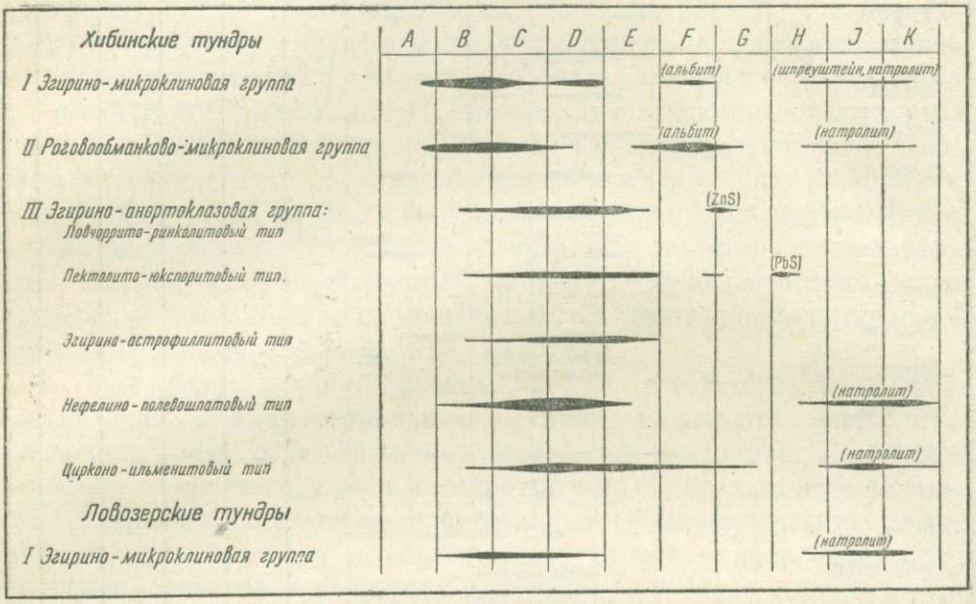
III. V, Y, Nb, Hf, Ta, Th, Li, (Au?).

Особенно характерными для Хибинских и Ловозерских тундр являются: избыток щелочей Na (K) при сравнительном недостатке



Фиг. 9. Диаграмма последовательности выделения минералов Хибинских тундр.

Al и замена последнего во многих случаях избыточным Fe; значительная роль Ti, Zr, Nb, редких земель, при бедности Si. На фоне этих основных особенностей количественные соотношения других элементов несколько варьируют как в пределах обоих массивов Хибинских и Ловозерских тундр, так и в каждом из массивов, обусловливая различие месторождений. Однако необходимо сказать,



Фиг. 10. Диаграмма фаз минералообразования в месторождениях.

что Хибинский массив, с преобладающим значением элемента Na, характеризуется все же довольно большой ролью K, особенно в некоторых петрографических зонах. На это указывает значительное распространение чисто калиевого полевого шпата — анортоклаза — как в породах, так и во многих пегматитовых жилах, и нахождение в Хибинах калиевых минералов: астрофиллита (K_2O 5—6%), лепидомелана (K_2O 8—9%), юкспорита (K_2O 8%).

Ловозерский массив отличается сравнительной бедностью K и значительным преобладанием Na над другими элементами. Чисто калиевые полевые шпаты — анортоклазы — редки в пегматитовых выделениях и сравнительно редки в породах Ловозерских тундр; редок также астрофиллит, почти не известен лепидомелан и нет юкспорита. Это преобладание Na при богатстве Ti и Zr ведет к образованию характерных для Ловозерских тундр минералов — рамзаита и мурманита.

Кроме того, эти массивы различаются и по содержанию Ca. Хибинский массив во многих своих зонах богат Ca-минералами: сфеном, пектолитом, ринколитом, ловчорритом, которые в Ловозерских тундрах встречаются в малом количестве или не известны совсем.

Характерной особенностью Ловозерских тундр является накопление Zr, Nb и редких земель не в пегматитовом остатке, а в породе, что ведет к выделению в ней особых породообразующих минералов (эвдиалит, лопарит, мурманит) и придает этим элементам значение промышленного объекта.

В каждом из описываемых массивов наблюдается следующее соотношение элементов.

ХИБИНСКИЕ ТУНДРЫ

I. Группа эгирино-микроклиновых месторождений характеризуется незначительной ролью K и Ca и значительной ролью Na. Для нее характерно также накопление Zr, Ti, Nb в краевых частях тундр и редких земель (лопарит).

II. Группа роговообманково-микроклиновых месторождений отличается увеличением роли K, Ca и Mn (астрофиллит, сфен, эвколит, роговая обманка). Наблюдается очень сильное накопление Na в пегматитовом расплаве в позднейшие фазы процесса. Местами значительна роль Nb и редких земель (лопарит).

III. Группа эгирино-анортоклазовых месторождений характеризуется значительным увеличением K при уменьшении Na. Местами значительную роль играет здесь Ca, при большом участии редких земель (ловчоррит-ринколит). Zr имеет меньшее значение и иногда в образовании месторождений никакой роли не играет.

ЛОВОЗЕРСКИЕ ТУНДРЫ

I. Группа эгирино-микроклиновых месторождений. Главную роль играет здесь Na. Роль K и Ca незначительна. Вместе с тем наблюдается значительное содержание Zr, Nb и редких земель (рамзаит, мурманит, эвдиалит, лопарит).

II. Группа ильменито-ортоклазовых месторождений еще не изучена. Существенное значение в ней имеют Ti и Ca.

ЛИТЕРАТУРА

Бонштедт Э. М. К минералогии и геохимии Кукисвумчорра. Тр. СОПС, сер. Кольская, 1932, **3**, *21—57*.

Герасимовский В. И. К минералогии юго-восточной части Луяврурта. Тр. ЛИГЕМ, сер. мин., 1936, **7**, *5—48*.

Гуткова Н. Н. К минералогии горы Юкспор. Тр. СОПС, сер. Кольская, 1934, **8**, *7—108*.

Куплетский Б. М. Материалы к изучению хибинских полевых шпатов. Зап. Мин. общ., сер. 2, 1931, **60**, 1, *51—64*.

Лабунцов А. Н. Минералогическая съемка центральных частей Хибинского массива. Хибин. апатиты, сборн. **6**, 1933, *202—209*.

Лупанова Н. П. Поачвумчорр и прилегающие к нему с запада высоты. Тр. Аркт. инст., 1935, **23**, *59—115*.

Ожинский И. С. Ловчоррито-ринколитовые месторождения внешнего пояса Хибин. Зап. Мин. общ., сер. 2, 1935, **64**, 2, *355—415*.

Пэк А. В. Материалы к тектонике Хибин. Тр. СОПС, сер. Кольская, 1935, **9**, *5—54*.

Ферсман А. Е. Минеральные ассоциации Хибинских и Ловозерских тундр. Изв. Акад. Наук, 1923, *65—80*.

Ферсман А. Е. Геохимическая диаграмма Хибинских тундр. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1931, *193—198*.

Ферсман А. Е. Геохимические дуги Хибинских тундр. Доклады Акад. Наук сер. А, 1931, *367—376*.

Ферсман А. Е. (ред.). Описание месторождений Хибинских и Ловозерски тундр. Хибин. и Лов. тундры, **2**. Тр. Инст. по изуч. Севера, 1928, **39**, *203—366*.

Академик А. Е. ФЕРСМАН

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХИБИНСКИХ МИНЕРАЛОВ

Детальное исследование и описание 111 минеральных видов Хибинских и Ловозерских тундр позволяет сделать ряд очень интересных выводов минералогического и частью геохимического характера.

1. Прежде всего бросается в глаза в общем о б и л и е м и н е р а л ь н ы х в и д о в, ставящее кольские щелочные массивы на первое место по своему богатству наравне с такими классическими месторождениями, как Лангезундфиорд в Южной Норвегии или Нарсарсук в Гренландии. Интересно, что в этом списке 18 минеральных видов совершенно новы и специфически приурочены лишь к Кольскому полуострову, не говоря о ряде еще не изученных и не определенных видов.

Если мы к этим 18 видам прибавим еще около 25 минералов, вообще весьма редких и мало распространенных, то мы можем сказать, что около трети всех хибинских минералов принадлежат к редким образованиям; и одновременно мы должны констатировать, что самые обычные минералы, как кварц, кальцит, пирит или лимонит, принадлежат к редчайшим образованиям на всей площади, занятой массивами почти в 2000 км^2.

Такое накопление редких минералов, очевидно, связано с необычностью и редкостью сочетания тех геохимических факторов, которые положили начало кольским щелочным массивам.

2. Второй характерной чертой Хибинских и Ловозерских тундр является необычное распределение минералов по химическим группам, а именно:

самородные	1	силикаты	50
сернистые	10	ниобо-титано-цирконосиликаты	22
галоидные	2	фосфаты	2
окислы	18	сульфаты	1
карбонаты	4	соединения углерода	1

Исключительное преобладание группы силикатов и соединений ниобия, титана и циркония станет особенно резким, если мы примем во внимание и количественное их распространение.

3. Геохимически мы можем охарактеризовать хибинский комплекс таким образом:

1) наиболее типичными, ведущими элементами являются P, Ti, Sr, Zr, TR (преимущество церолантановой группы);

2) главные элементы: F, Na, Al, Si, K, Ca, Nb;

3) элементы среднего значения: H, C, O, S, Cl, Fe, Mo, Th, Ta;

4) элементы акцессорные: Mg, V, Mn, Cu, Zn, Ga, Y, Ba, Hf, Pb, Ra, U;

5) элементы в следах (или малодостоверные): Li, Be, As, Ag, J, Au, Bi, (W?).

4. По отношению к Менделеевской таблице мы наблюдаем очень интересное явление: элементы хибинского комплекса связаны с левой частью развернутой таблицы, причем ведущие элементы занимают совершенно определенное и довольно замкнутое поле — Al, Si, P, Ca, Ti, Sr, Zr, TR, Nb. Из групп Менделеевской таблицы наиболее представлены 1, 3, 4 и 5-я, при отсутствии резко выраженного преобладания нечетных элементов.

Но что, несомненно, очень характерно для Хибинского комплекса — это преобладание высших степеней окисления Fe^{+3}, Ce^{+4}, Mn^{+3} и Mn^{+4}. Этому отвечают вообще высокие валентности элементов и окислов:

$w=1$: **Na, K,** H;
$w=2$: (Mg), **Ca, Sr,** (Ba), (Mn,) (Zn), (Pb);
$w=3$: **Al,** Y, **TR,** V, (Mn), **Fe;**
$w=4$: C, **Si, Ti, Zr,** Hf, Th, Mo, (Mn), U;
$w=5$: **P, Nb,** Ta.

5. С геохимической точки зрения интересен характер ионов, образующих кристаллические решетки минералов.

Анионы простые — $w=1$: Cl, F;
$w=2$: O и (S);
Катионы — $w=1$ и 2: Na, K, Ca, Sr;
$w=3$: Al, Y, TR, Fe, V.

Мы имеем основание считать, что трехвалентные катионы большей частью превращены в комплексные анионы $[AlO_4]^{-5}$ $[FeO_4]^{-5}$ и т. д. Это полностью относится и к катионам с $w=4$ и 5. Поэтому мы получаем большой список комплексных анионов, а именно:

$[AlO]_4^{-5}$, $[FeO_4]^{-5}$, $[TRO_4]^{-5}$ — с одной свободной валентностью;
$[SiO_4]^{-4}$, $[TiO_4]^{-4}$, $[ZrO_4]^{-4}$, $[ThO_4]^{-4}$;
$[PO_4]^{-3}$, $[NbO_3]^{-1}$, $[TaO_3]^{-1}$, $[CO_3]^{-2}$, $[SiO_3]^{-2}$.

Так как мы имеем дело с кристаллизацией из сильно щелочных растворов, то ряд многовалентных катионов превращен в низковалентные комплексные анионы и лишь в условиях отдельных кислых эманаций (например F) мы наблюдаем разрушение этих комплексов с образованием окислов и солей катионов TiO_2, $ZrO_2 \cdot SiO_2$ и т. д.

6. Минералогически и геохимически мы имеем дело, следовательно, с сильно щелочными растворами, в которых господствует агпаитовый характер образований — с ним связано преобладание K и Na над Al, образование сложных комплексных титано-ниобоцирконо-силикатных кислот, фиксация последними щелочей и Ca в катионной части и образование богатых Fe^{+3} и Na^{+1} эгиринов вместо нормальных роговых обманок и авгитов.

С агпаитовым характером растворов связана обратная последовательность кристаллизации, бо́льшая растворимость цветных компонентов, чем бесцветных, выпадение нефелина и полевых шпатов в начале процесса и кристаллизация цветных сложных силикатов в конце магматической фазы (энигматит, эвдиалит, эгирин и т. д.). Но когда общий щелочной характер процессов нарушается кислыми эманациями, то на месте сложных титано- и цирконосиликатов образуются более простые решетки, как $FeTiO_3$ или $ZrO_2 \cdot SiO_2$.

7. Именно в этой агпаитовой последовательности и кроется накопление разнообразных и красивых минералов Zr и Ti в середине длительного постмагматического процесса, причем после их кристаллизации восстанавливается нормальный ход пневматолитического и гидротермального процессов с типичными фазами $F-G-H-I-K$ миасскитовых и гранитных пегматитов. Яркая красочность цирконовых минералов и темные тона титаносиликатов связаны с особенностью кристаллической структуры комплексов и с их слабой поляризацией.

8. Геохимическая диаграмма[1] показывает, что главное разнообразие минеральных скоплений связано с кратким интервалом, преимущественно фаз $C-E$, благодаря чему наблюдается перекрытие времени отложения отдельных минералов, замещение одних другими или одновременная кристаллизация. Это явление, вообще характерное в пегматитах для этих фаз около верхней критической точки, имеет не только большое теоретическое, но и практическое значение, так как вызывает необходимость механического разделения тесно связанных между собою полезных ископаемых и дает возможность комплексного использования нескольких составных частей рудных жил.

[1] См. фиг. 9 в статье Е. Е. Костылевой.

9. Своеобразие геохимии хибинских массивов ведет к накоплению ряда мало обычных минералов в ходе процессов и создает месторождения совершенно новых, неизвестных в промышленности, полезных ископаемых. Таковы: апатит, нефелин, ловчоррит, лопарит, сфен, эвдиалит, эгирин и др.

Это своеобразие новых видов минерального сырья выдвинуло необходимость проработки новых методов технологии и открывает совершенно новые технические возможности в использовании титана, редких земель, ниобия, фосфора и алюминия.

10. Минералогически мы можем охарактеризовать массивы как ассоциацию минералов весьма сложного состава, отсюда сложность кристаллических решеток (вязей и пластин), с большим преобладанием соединений Na (K) и Ca (Sr) как катионов и сложных алюмоферри-церо-титано-цирконо- и ниобосиликатных кислот и преобладание в растворах многовалентных катионов, превращенных в условиях сильно щелочных реакций агпаитового процесса в комплексные анионы.

Характерное обилие Sr, TR (церовой группы), Zr и Ti (с преобладанием Ti над Zr), Nb ($\geqslant$Ta) и P — составляет замечательные геохимические черты этих единственных в мире по своим минеральным богатствам агпаитовых щелочных массивов.

Слабое развитие гидротермальных процессов, с одной стороны, и особенности гипергенного разрушения в условиях замедленных химических реакций полярных областей — с другой, определяют свежесть и сохранность самих минералов, представляющих замечательное по внешней красоте, грандиозности самих кристаллических образований и мощи самих минералообразовательных процессов редчайшее природное явление, достойное более углубленного теоретического и практического исследования.

11. Теоретическое значение минералов хибинского комплекса обусловливает и совершенно особую его промышленную ценность и своеобразие создаваемых на их основе промышленных предприятий, использующих указанные выше геохимические особенности минералов и их сочетаний.

В последнее время химическая промышленность использует в качестве кислоты фосфор апатита, а в качестве щелочей — металлы нефелина, чтобы без обычных реактивов химических производств — серной кислоты и соды — положить начало совершенно новым технологическим процессам, широко используя дешевую и обильную гидроэлектроэнергию северных рек.

ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ [1]

В этой работе описано 111 минеральных видов, которые с несомненностью установлены для щелочных пород и их пегматитов в Хибинских и Ловозерских тундрах. При критическом пересмотре списков хибинских и ловозерских минералов, приведенных А. Е. Ферсманом, П. Н. Чирвинским, П. Ф. Семеровым и др., необходимо было отбросить ряд названий минералов, или генетически не связанных с щелочными породами (например волластонит—из гранитного валуна), или таких, природа которых при дальнейшем изучении не подтвердилась (хризоколла, нонтронит и др.). В описании приведены все минералы щелочных пород и их пегматитов; однако главное внимание естественно уделено минералам пегматитовых выделений. Описание в основном дано в порядке систематики Дана—Форда. Исключение сделано для цирконосиликатов, титаносиликатов, ниобосиликатов, удовлетворительная систематика которых еще не разработана. Они выделены в один раздел в целях выявления их как специфических минералов Хибинского и Ловозерского массивов.

При описании минералов сначала приводится список литературы (в хронологическом порядке) с краткой аннотацией, а затем краткие сведения о значимости минерала; для новых минералов указываются место и год находки, а также исследователь, открывший и впервые описавший минерал. В дальнейшем описание ведется по следующему плану: объяснение названия минерала, кристаллографическая характеристика (в большинстве случаев обозначение граней принято по В. Гольдшмидту), физические свойства; оптика; химическая характеристика с выводом формулы для некоторых ми-

[1] В описании минералов приняли участие: Э. М. Бонштедт, И. Д. Борнеман-Старынкевич, О. А. Воробьева, В. И. Герасимовский, Н. Н. Гуткова, Е. В. Искюль, Е. Е. Костылева, А. Н. Лабунцов, П. Н. Чирвинский. При описании каждого минерала в скобках указана фамилия автора описания.

нералов; условия нахождения и парагенезис; изменение; сравнение с родственными минералами или тем же минералом из других месторождений; промышленное значение.

В конце приведено описание минералов, более точно не определенных и выделенных в раздел неизвестных минералов.

Список минералов в порядке их описания следующий.

Самородные[1]

Графит

Сернистые

Молибденит
Галенит
Халькозин
Сфалерит
Пирротин
Ковеллин
Борнит
Халькопирит
Пирит
Марказит

Галоиды

Флюорит
Иттроцерит

Окислы[1]

Кварц
Халцедон
Кремень
Опал (диатомит)
Лед
Куприт
Корунд
Молибденовая охра
Гематит
Ильменит
Шпинель
Титаномагнетит
Рутил
Анатаз
Окислы марганца
Диаспор
Лимонит
Гидраргиллит

Карбонаты

Кальцит
Церуссит
Кальцио-анцилит
Малахит

Силикаты

Микроклин
Микроклин-пертит
Анортоклаз
Альбит
Клиноэнстатит
Диопсид
Авгит и титанистый авгит
Эгирин-авгит
Эгирин
Пектолит
Шизолит
Актинолит
Базальтическая роговая обманка
Гастингсит
Арфведсонит
Катафорит
Баркевикит
Лейкофан и мелинофан
Нефелин
Канкринит
Содалит (гакманит)
Уссингит
Гранат
Оливин
Циркон
Андалузит
Силлиманит
Цоизит
Эпидот
Фошалласит
Апофиллит

[1] Природные газы и вода в жидком состоянии, как минералогически не изученные, не описаны.

Гейладнит
Шабазит
Анальцим
атролит (шпреуштейн, бергманит)
Мезолит
Томсонит
Гидронефелит
Серицит
Биотит
Лепидомелан
Литиевая слюда
Хлорит
Серпентин
Сапонит
Каолин

Цирконо-титано-и ниобосиликаты и ниобаты

Розенбушит
Вёлерит
Ловенит
Эвдиалит и эвколит
Титано-эльпидит
Катаплеит
Сфен
Энигматит
Астрофиллит
Лампрофиллит
Ринколит и ловчоррит
Кальциевый ринкит
Вудъяврит
Медистый вудъяврит
Манган-нептунит
Рамзаит
Юкспорит
Мурманит
Ферсманит
Стенструпин
Лопарит

Фосфаты

Апатит
Эрикит

Сульфаты

Гипс

Соединения углерода

Карбоцер

Новые изучаемые и неизвестные минералы

САМОРОДНЫЕ

ГРАФИТ—GRAPHITE

(С; тригон. с.; уд. в. 2.2; тв. 1)

(А. Н. Лабунцов).

Специального описания графита Хибинских тундр не имеется; о нем упоминается в ряде работ,—с одной стороны, по молибденовым месторождениям Тахтарвумчорра и, с другой, по пирротиновым месторождениям юго-западной приконтактовой зоны Хибинских тундр. Так как последние месторождения находятся вне Хибинского щелочного массива и генетически с ним не связаны, то описание их не дается.

В самих Хибинских тундрах графит известен лишь в альбитовых жилах в северо-восточных цирках Тахтарвумчорра. Он имеет микрочешуйчатое строение и образует иногда небольшие (до 1 см) и неправильной формы выделения в альбите и апатите, но чаще тонко перемешан с альбитом, игольчатым эгирином II и молибденитом; кроме того, в виде мельчайших частиц он рассеян в некоторых участках в альбитовой породе.

Цвет графита почти черный, с темностальным отблеском. Черта черная. Блеск от матового до жирноватого. Твердость 1. Пачкает пальцы, но часто кажется тверже от примесей других минералов. Удельный вес и другие физические свойства, как и химические, не изучались. При опытах обогащения молибденитовой руды в Институте механической обработки анализами и микроскопическим изучением доказано тончайшее срастание графита с альбитом и молибденитом, что не позволило добиться получения высокопроцентных молибденитовых концентратов.

Наиболее типичные выделения графита встречены во 2-м северо-восточном цирке Тахтарвумчорра (Лабунцов, 1935, *10*, *13*, *26*, *29*). Таковы: пропластки до 1 см мощности и неправильной формы выделения в апатите и в альбите в альбитовом выходе III; графитовый прожилок от 2 до 8 мм ширины в средней части альбитизированной зоны главной пегматитовой жилы вблизи штольни № 3; пропластки графита в альбите и между последним и лучисто-игольчатыми образованиями эгирина в жиле № 3; тонкая смесь с альбитом и молибденитом в альбитовом выходе I и в раздуве альбитовой жилы № 1а; кроме того, графит в виде мельчайших частичек присутствует во многих местах в альбите и изредка в других минералах альбитовых жил как во 2-м, так и в 1-м северо-восточных цирках Тахтарвумчорра; в отдельных местах альбитовых жил альбит иногда приобретает серый цвет от значительного количества рассеянных в нем микроскопических частичек графита. Соотношения графита с другими минералами в альбитовых жилах показывают, что его выделение относится ко времени образования призматического и таблитчатого альбитов; он выделился после сфалерита и пирротина, но ранее молибденита, флюорита, галенита и марказита, которые содержат в себе микрочешуйки графита.

СЕРНИСТЫЕ

МОЛИБДЕНИТ—MOLYBDENITE

(MoS_2; гексаг. с.; уд. в. 4. 745; тв. 1.5)

(А. Н. Лабунцов)

1924. Крыжановский В. И. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, **4**, 2, *68*. [Находки мелких чешуек молибденита в пегматитовых жилах].

1927. Лабунцов А. Н. Карело-Мурманский край, 5—6, *7*. [Присутствие молибденита в эвдиалитовых луявритах и эвдиалитовых жилах Ловозерских тундр].

1929. Лабунцов А. Н. Доклады Акад. Наук, сер. А, *455*. [Описание месторождения во 2-м северо-восточном цирке Тахтарвумчорра].

1932. Куплетский Б. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 2, *11—21*. [Молибденит в роговиковой пирротин содержащей породе на Апатитовой горе и отроге Пинуайв].

1933. Золотарь М. Л. и Салье Е. А. Хибин. апатиты, **5**, *23*. [Описание ряда месторождений].

1933. Золотарь М. Л. Хибин. апатиты, **6**, *139*. [Результаты разведки Тахтарвумчоррского месторождения].

1933. Иициксон М. И. Хибин. апатиты, **6**, *141*. [Геологическая и минералогическая характеристика месторождения Пинуайва].

1933. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **6**, *209*. [Находки молибденита в осыпях на западном склоне Эвеслогчорра].

1935. Лабунцов А. Н. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **1**, *5*. [Месторождения молибденита в Хибин. тундрах. Перечисление всех находок молибденита в Хибинских тундрах. Подробное описание главных месторождений. Карта. Вопросы генезиса. Практические указания для продолжения изучения и разведок].

Молибденит в Хибинских тундрах встречается в виде очень редких мелких листочков в разного типа пегматитовых жилах, где имеет лишь минералогический интерес. В значительно большем количестве в виде мелкочешуйчатых скоплений он известен в альбитовых жилах и в альбитизированных породах, где связан с выделениями наиболее позднего альбита. В Ловозерских тундрах молибденит в виде мелких рассеянных листочков встречается в эвдиалитовых луявритах, главным образом в шлировых или жильных их фациях, богатых эгирином II, а также в эвдиалитовых жилах; кроме того, известен в альбитовых жилах и в темных плотных жильных породах типа мончикита.

Физические и химические свойства. Цвет молибденита в крупных листочках стально-серый с синеватым оттенком, а в мелкочешуйчатой массе—темностально-серый. Черта серовато-черная; блеск металлический; твердость 1.5 — несколько жирен на ощупь и марает руки. Спайность совершенная по (0001), в тонких листочках гибок. Удельный вес 4.745 при 15° С (определен при помощи пикнометра для отобранных листочков из Тахтарвумчоррского месторождения). В шлифах в отраженном свете цвет молибденита белый, поверхность тускло блестящая, с царапинами (в результате шлифовки этого мягкого минерала); в поляризованном свете окраски не меняет.

Химических анализов не производилось: определялось (в Механобре) лишь содержание металлического молибдена в концентратах из Тахтарвумчоррского месторождения. Хорошо флотируется, но в виду необычного тонкого срастания с альбитом, эгирином и особенно с графитом (Тахтарвумчоррское месторождение), получить концентрат молибденита выше чем с 30% Мо не удавалось. Спектроскопическое изучение концентратов и отобранных листочков молибденита (С. А. Боровик) не обнаружило линий рения, но дало определенные линии ниобия. Рентгенохимически не изучался.

Условия нахождения, парагенезис, месторождения. Молибденит, как известно, встречается главным образом в кварцевых и реже в пегматитовых жилах, связанных с кислой гранитной магмой, где обычно очень чист и образует крупные листоватые сростки. Месторождения же в нефелиновых сиенитах очень редки и из близких по парагенезу к Хибинским тундрам могут быть указаны лишь редкие мелколистоватые выделения молибденита в пегматитовых жилах в нефелиновом сиените Лангезундфьорда в Норвегии, где молибденит ассоциирует с нефелином, полевым шпатом, роговой обманкой, астрофиллитом, катаплеитом и др.[1]

Генетически в Хибинских тундрах молибденит является минералом пневматолитической фазы. Типы его месторождений следующие (см. фиг. 1).

1. В контактах нефелинового сиенита с окружающими Хибинские тундры метаморфическими породами:

а) в разного типа жилах и в шлировых выделениях нефелинового сиенита — очень редкие мелкие листочки молибденита в небольших пустотах, трещинках и в промежутке между эвдиалитом, эгирином и др. минералами; примеры: западные контакты Маннепахка и юго-западные — Тахтарвумчорра;

б) в альбит-пирротиновых жилах, залегающих в метаморфизованных породах, в южной и юго-западной приконтактной зоне Тахтарвумчорра — редкая вкрапленность мелкочешуйчатого молибденита или отдельные листоватые выделения. Появление молибденита в этого типа месторождениях А. Н. Лабунцов связывает с проникновением в толщу метаморфических пород апофиз и жил нефелинового сиенита.

2. В слюдяно-роговообманковых нефелиновых сиенитах, представляющих переходную зону между слюдяными и роговообманковыми нефелиновыми сиенитами (фойяитами) внутренней части Хибинских тундр:

а) на отроге Апатитовой горы — Пинуайвчорре (северо-западнее перевала Лопарского) молибденит известен в плотной роговиковой породе, обогащенной пирротином, залегающей в виде неправильных жил и линз (от 4 до 20 м мощности) в слюдяно-роговообманковых нефелиновых сиенитах вблизи от контакта их с фойяитами; здесь молибденит встречается в виде мелких листочков в трещинах породы или в мелких рассеянных чешуйках в несколько более крупно раскристаллизованных и обогащенных альбитом участках жильной породы; кроме того, мелкочешуйчатый молибденит встречается

[1] Brögger, Ztschr. Krist., 1890, **16**, 5.

Фиг. 1. Схематическая карта распределения главных месторождений сульфидов в Хибинских тундрах.

1—молибденит, *2*—сфалерит, *3*—пирротин.

и в самом слюдяно-роговообманковом нефелиновом сиените, но лишь в отдельных альбитизированных участках или в небольших альбитовых жилах и линзах;

б) в среднезернистом порфировидном слюдяно-роговообманковом нефелиновом сиените на восточном склоне ущелья между Юкспором и Эвеслогчорром молибденит образует равномерно рассеянные чешуйки, ассоциируясь с пирротином, содержащимся в виде редких вкраплений (куски породы в осыпях, коренных месторождений не найдено). Там же листочки молибденита встречены в небольших альбито-нефелиновых линзах и жилах.

3. В альбитовой породе, залегающей в виде тел неправильной формы на границе слюдяного нефелинового сиенита с фойяитом, молибденит также встречается. Таковы подвергавшиеся разведке месторождения „Ласточкино гнездо", известное на восточном обрыве главного плато Кукисвумчорра, и ряд аналогичных месторождений, обнаруженных электроразведкой севернее на плато Кукисвумчорра. Альбитовая порода месторождений — плотная, мелкозернистая; в основном она сложена альбитом и содержит микроскопические вкрапления пирротина, флюорита и в меньшем количестве апатита. В месторождении „Ласточкино гнездо" молибденит приурочен к нарушенным трещиноватым и брекчиевидным участкам; в трещинах он образует мелколистоватые скопления, а в брекчиевидных зонах — в виде графитоподобной массы заполняет линзовидные и неправильной формы разломы; местами молибденит изменен в желтое охристое вещество.

В небольшом количестве листочки и чешуйки молибденита иногда рассеяны и в самой альбитовой, обычно несколько более крупнозернистой породе.

4. В линзовидных выделениях нефелино-альбитовой породы в нижнем контакте ийолита с неравномернозернистым нефелиновым сиенитом было известно одно (ныне выработанное) месторождение на восточном склоне Южного отрога Кукисвумчорра. Плотная темно-серая порода этого месторождения в основном слагалась альбитом и нефелином, и содержала еще мелкие включения темной слюды, сфена и пирротина; обогащение последним носило как бы шлировый характер и лишь кое-где пирротин образовывал жилки и линзочки. Выделение молибденита в виде мельчайших вкраплений приурочено или к шлирообразным, или к неправильной формы жилообразным выделениям несколько более крупно раскристаллизованной породы; более крупные скопления листочков молибденита встречались или в трещинах породы, или в редких, сложенных почти одним альбитом, участках.

5. Неправильной формы альбитовые выделения или узкие альбитовые жилы, залегающие в трахитоидном хибините в северо-восточных цирках и отрогах Тахтарвумчорра.

Альбитовые выходы в горизонтальном сечении имеют линзообразную форму, вытянутую в широтном направлении, иногда они заканчиваются жилой правильной формы. Размеры этих сечений 1—3 м ширины, 2—3 м длины, а отходящих от них жил 20—25 см мощности при 2—10 м длины. Эти альбитовые тела уходят вглубь, то суживаясь, то расширяясь, падают на ЮЗ $\angle 60-70°$.

Узкие, почти вертикальные, альбитовые жилы в 2—10 см мощности иногда соединяются с вышеуказанными более крупными альбитовыми телами, но в большинстве случаев залегают без видимой с ними связи, простирание их северо-восточное — юго-западное параллельно многочисленным вертикальным трещинам этого же направления в трахитоидном хибините.

Кроме такого характера альбитовых выделений, альбитовые прожилки и альбитизированные зоны имеются в центральных частях более ранних пологозалегающих и крупно раскристаллизованных пегматитовых жил, образованных микропертитом, нефелином, эгирином и богатых эвдиалитом, энигматитом, лампрофиллитом и другими минералами.

Все вышеуказанные альбитовые образования в основном сложены альбитом с примесью (в краевых частях) микропертита и эгирина. Альбит — плотный, микрозернистый, белого или слегка желтоватого или серого цвета; в некоторых альбитовых телах появляется зернистый апатит, образующий иногда небольшие, почти мономинеральные, апатитовые участки. Из сульфидов встречаются пирротин, с переходами в марказит, сфалерит, галенит и молибденит. Молибденит образует мелкую вкрапленность в альбите, усиливающуюся в висячем боку, а также в более крупно раскристаллизованных или богатых пустотами участках, где содержание его иногда достигает 5%. Сложенные плотным микрозернистым альбитом альбитовые тела и жилы или их участки обычно молибденита не содержат.

Изучение и разведка молибденитовых месторождений показали, что оруденение молибденитом весьма изменчиво; в альбитовых прослоях полого залегающих пегматитовых жил Мо содержится очень мало, а в альбитовых жилах и неправильной формы телах молибденит совершенно отсутствует (в плотном альбите).

Изучение шлифов показало, что оруденение молибденитом связано с выделением наиболее позднего микротаблитчатого альбита и шло или совместно с ним, или несколько позднее его.

Генезис этих весьма интересных месторождений еще не расшифрован, так как главные разведочные работы были сосредоточены в крупной пегматитовой, полого залегающей жиле, имеющей около 2 м мощности и около 450 м протяжения. Молибденит в этой жиле приурочен лишь к средней альбитизированной зоне мощностью от 15—30 см; содержание его здесь оказалось весьма неравномерным и незначительным. Небольшие же, но часто богатые молибденитом нижележащие альбитовые тела и жилки разведаны еще недостаточно.

Месторождения молибденита Хибинских тундр: Тахтарвумчорра и Кукисвумчорра, несомненно, имеют промышленное значение, но по масштабам не велики.

В Ловозерских тундрах молибденит, находящийся в эвдиалитовых месторождениях, может получаться как побочный продукт при обогащении эвдиалитовых руд.

ГАЛЕНИТ — GALENITE

(PbS; кубич. с.; уд. в. 7.4—7.6; тв. 2.5)

(А. Н. Лабунцов)

1924. Крыжановский В. И. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, **4**, 2, *2—72.* [Находки галенита с 1920 по 1922 г.].

1925. Хибин. и Ловоз. тундры, **1**, *120, 145, 153.*

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *258, 261, 267, 301.* [Находки галенита при прохождении маршрутов; парагенезис].

1930. Куплетский Б. М. Доклады Акад. Наук, сер А, *332.* [Галенит в жиле зоны слюдяных нефелиновых сиенитов, в северо-восточной части Кукисвумчорра].

1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *38, 41.* [Находки галенита в ряде жил Кукисвумчорра, главным образом в зоне фойяитов].

1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *28, 44.* [Галенит в разного типа жилах в зоне слюдяных нефелиновых сиенитов горы Юкспор].

1935. Лабунцов А. Н. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **1**. [Галенит в молибденитовых месторождениях; описание рудных шлифов из месторождения Тахтарвумчорра].

В Хибинских тундрах галенит является в общем малораспространенным минералом, а для Ловозерских тундр имеются лишь единичные указания на его находки. В некоторых пегматитовых жилах он встречается в виде отдельных мелких выделений, редко достигающих 1—2 см^3 величины. Специального описания галенита не имеется.

В кристаллах не встречен. Внешние свойства и признаки обычные. Удельный вес для галенита из Тахтарвумчоррского молибденитового месторождения 7.572 при 15° С (определение пикнометром); удельный вес молибденита из других месторождений не определялся.

В шлифах в отраженном свете — белого цвета, обладает блестящей поверхностью, с треугольными ямочками, располагающимися линейными рядами; в поляризованном свете изотропен.

Химических анализов и определений Ag не производилось. Спектроскопически и рентгенохимически не изучался.

Условия нахождения. Генетически галенит является минералом пневматолитической фазы, но в некоторых жилах, повидимому, выделялся несколько позже — в начале гидротермальной фазы, с цеолитами.

Встречается в разного типа жилах, но чаще всего в жилах, богатых пектолитом (Юкспор), астрофиллитом (Юкспор, Эвеслогчорр, Кукисвумчорр) или цеолитами (Кукисвумчорр, Поачвумчорр, Коашва, Китчепахк); известен также в альбитовых жилах с молибденитом (Тахтарвумчорр и др.).

Территориально наиболее часто встречается в жилах, залегающих в слюдяных, слюдяно-роговообманковых сиенитах и в фойяитах, т. е. главным образом во внутренних частях Хибинских тундр. Ассоциируется с другими сульфидами: пиритом, халькопиритом, молибденитом и сфалеритом, особенно часто с последним; по времени выделения является наиболее поздним из этих сульфидов.

В Ловозерских тундрах мелкие выделения галенита отмечены В. И. Герасимовским в уссингитовых месторождениях Пункаруайва; при изучении материала из этих месторождений под микроскопом наблюдалось замещение галенита церусситом.

ХАЛЬКОЗИН (МЕДНЫЙ БЛЕСК) — CHALCOCITE

(Cu_2S; ромбич. с.; уд. в. 5.5—5.8; тв. 2.5—3

(А. Н. Лабунцов)

Обнаружен лишь в шлифах при изучении в отраженном свете халькопирита и борнита из Кукисвумчоррского апатитового рудника. Черновато-серый. Тв. 2.5—3. Присутствует в трещинах или в краевых частях халькопирита и борнита (см. Борнит).

[СФАЛЕРИТ — SPHALERITE

(Zn,Fe,Pb,Cd)S; кубич. с.; уд. в. 3.9—4.1; тв. 3.5—4)]

(А. Н. Лабунцов)

1924. Крыжановский В. И. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, **4**, 2, *74*. [Первые сведения о находках сфалерита в Хибин. тундрах (1920—1922 гг.)].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *212, 215, 216, 217*. [Сфалерит упоминается при описании месторождений].

1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *45*. [Сфалерит в жиле Кукисвумчорра].

1933. Афанасьев М. С. Хибин. апатиты, **6**, *105*. [Находка сфалерита в ловчорритовых жилах Юкспора].

1933. Ожинский И. С. Хибин. апатиты, **6**, *107*. [Находки в ловчорритовых и ринколитовых жилах].

1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *28*, *41*, *44*. [Ловчорритовые и цеолитовые жилы Юкспора со сфалеритом].

1935. Лабунцов А. Н. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **1**, *10*, *12*, *13*, *18*—*20*. [В Тахтарвумчоррском молибденитовом месторождении; минераграфическая характеристика сфалерита].

1936. Герасимовский В. И. Тр. Ломоносовского инст. Акад. Наук, 7, *22*. [Сфалерит в уссингитовом типе жил юго-восточной части Ловозерских тундр].

Специального описания сфалерита не имеется.

В сравнении с галенитом сфалерит несколько более распространен. В Хибинских тундрах он известен в ряде коренных жил, а также в осыпях и в россыпях; в Ловозерских тундрах пока отмечен лишь в нескольких пунктах.

Физические и химические свойства. Обычно сфалерит образует небольшие кристаллические выделения, размеры которых редко достигают 1—2 см; в кристаллах не встречен. Цвет большей частью черный, изредка красновато-коричневый и очень редко серно-желтый (с цеолитами). Черта у черного сфалерита — темно-бурая, у красновато-коричневого — желто-бурая и у серно-желтого — слабо-желтая или почти бесцветная.

Блеск сильный, у черного сфалерита промежуточный между металловидным и алмазовидным, а у светлых разностей — промежуточный между жирным и алмазовидным, чаще всего ближе к последнему. Твердость 3.5—4. Спайность обычная, в темных разностях выражена несколько хуже, чем в светлых. Удельный вес не определялся. Черный сфалерит очень слабо просвечивает темно-бурым цветом, красновато-коричневый хорошо просвечивает и серно-желтый почти прозрачен.

Показатель преломления высокий, но точно в проходящем свете не определялся. Изучение в отраженном свете шлифов с черным сфалеритом из Тахтарвумчоррского молибденитового месторождения показало, что сфалерит не имеет идиоморфных очертаний, хотя резко отделяется от нерудных минералов — микропертита, альбита и эгирина; цвет его серый, поверхность блестящая с мелкими, неправильной формы, ямочками; в поляризованном свете не меняет своей окраски; спайность заметна, двойников не обнаружено.

Имеются два химических анализа черного сфалерита (аналитик М. Е. Владимирова, табл. 1).

Таблица 1

Химические анализы сфалерита

Компоненты	Тахтарвумчорр, молибденитовое м-ние. Альбитовый выход I %	Юкспор, Ловчорритовая жила № 2	
		%	пересчет на 100% за вычетом нерастворимого остатка
Zn	43.63	41.21	43.71
Fe	20.54	19.40	20.58
Pb	1.16	1.10	1.17
Mn	0.77	0.73	0.77
Cd	0.11	0.10	0.10
S	33.61	31.75	33.67
Нерастворимый остаток	—	5.54 [1]	—
Сумма . . .	99.82	99.83	100.00

По высокому содержанию железа черные сфалериты Хибинских тундр являются типичными марматитами.

Спектроскопическое изучение сфалерита из тех же месторождений, произведенное проф. С. А. Боровиком, кроме элементов, указанных в химических анализах, обнаружило: присутствие малых или даже очень малых количеств In, присутствие Ga в количестве менее 10^{-4}% и вовсе не обнаружило Ge.

Рентгенохимическое изучение не производилось.

Условия нахождения. Генетически черный сфалерит является минералом конца пегматоидной и начала пневматолитической фазы минералообразования в пегматитовых жилах Хибинских тундр, а красновато-бурый и серно-желтый должны быть отнесены к гидротермальной фазе.

Черный сфалерит встречается в разного типа жилах, залегающих главным образом в слюдяных нефелиновых сиенитах и в фойяитах, где он часто ассоциируется с астрофиллитом и с галенитом; известен также в жилах с ринколитом и ловчорритом (Юкспор) и в альбитовых жилах с молибденитом (Тахтарвумчорр). В жилах с цеолитами он большею частью изменен в буровато-красное землистое вещество, состоящее в основном из окислов железа с незначительной примесью окиси цинка (жилы Поачвумчорра и Северного Кукисвумчорра).

[1] Включение мельчайших иголочек эгирина.

Красновато- или желтовато-коричневый сфалерит известен в жилах, содержащих цеолиты (Юкспор, Кукисвумчорр); в Ловозерских тундрах этого типа сфалерит известен в виде кристаллических выделений (до 2 — 3 см) в уссингитовой жиле Пункаруайва и в жилах на перемычке между большим и малым Пункаруайвом, где встречаются и неясно образованные кристаллы его до 5 — 8 мм величины. Серножелтый сфалерит (почти прозрачный и похожий на самородную серу) был обнаружен в альбито-анальцимовой жиле западного контакта Маннепахка, где он образует редкие мелкие (до 5 мм) выделения в пустотах в анальциме (месторождения сфалерита нанесены на карту (см. фиг. 1).

Сфалерит Хибинских и Ловозерских тундр пока промышленного значения не имеет; однако, в виду постоянного довольно равномерного содержания в ловчорритовой руде мог бы получаться как побочный продукт при добыче ловчоррита.

ПИРРОТИН — PYRRHOTITE

(Fe_nS_{n+1}; гексаг. с.; уд. в. 4.5; тв. 4)

(А. Н. Лабунцов)

1925. Хибин. и Ловоз. тундры, **1**, *21, 24, 102, 148, 161.* [Находки пирротина при прохождении маршрутов].

1930. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **1**, *38.* [Краткое описание месторождений Пирротинового ущелья Ловчорра].

1932. Куплетский Б. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 2, *11 — 21.* [Описание пирротиновой зоны на Рисчорре и Кукисвумчорре].

1932. Амеландов А. С. Хибин. апатиты, **2**, *404.* [Роговики с пирротином в южных контактах Вудъяврчорра].

1932. Денисов Е. А. Хибин. апатиты, **2**, *401.* [Пирротин в жильных выделениях южного склона Айкуайвентчорра].

1933. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **5**, *180.* [Месторождения южной контактной и центральной частей Хибин. тундр, описание рудных шлифов].

1933. Константов С. В. и Соболев И. И. Хибин. апатиты, **6**, *70.* [Месторождения ю.-з. части Хибин. тундр].

1933.Ициксон М. И. Хибин. апатиты, **6**, *141.* [Месторождения с молибденитом на Апатитовой горе].

1935. Лабунцов А. Н. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **1**, *5—41.* [Пирротин в молибденитовых месторождениях Хибин. тундр. Описание рудных шлифов].

Физические и химические свойства. В Хибинских и Ловозерских тундрах пирротин в кристаллах неизвестен и обычно образует мелкие, неправильной формы, выделения. Цвет в свежем изломе бронзово-желтый, но с течением времени тускнеет и становится более темнобронзовым. Черта зеленовато-черная, в некоторых образцах (повидимому, вследствие выветривания) буровато-черная.

Твердость около 4. Уд. вес в среднем около 4.5, но точно не определялся, так как пирротин обычно содержит мельчайшие вростки других минералов. Пирротин из центральных частей Хибинских тундр, как и из большинства приконтактовых месторождений, магнитен в слабой степени, однако в некоторых случаях наблюдаются отклонения, и пирротин изредка оказывается более магнитным, в других (чаще)— магнитность почти отсутствует.

Пирротин из Тахтарвумчоррского молибденитового месторождения при полировке имеет хорошо блестящую поверхность с мелкими ямочками, цвет кремово-розовый; в поляризованном свете меняет окраску от розоватого до серо-синего цвета; кроме отдельных выделений среди альбита, часто переходящих в марказит, мелкие шестиугольного очертания включения пирротина обычно находятся в черном сфалерите. В роговиковых породах южных контактов Ловчорра пирротин образует неправильной формы разнообразные выделения — лапчатые, линзовидные, изогнутые прожилки, мелкие вкрапления, вследствие чего рудная порода представлена весьма разнообразными структурами: брекчиевидной, очковой, полосчатой, сетчатой и др.

В отраженном свете в пирротине роговиковых пород наблюдаются многочисленные мелкие включения нерудных минералов, а из рудных — изредка по краям мелкие зерна пирита и очень редко халькопирита. В поляризованном свете пирротин меняет окраску от желтовато-розовой до стально-голубой, причем зерна пирротина гаснут разновременно, давая картину мозаики из различно окрашенных зерен.

Полного анализа чистого пирротина не производилось. Ряд анализов руды из контактов Ловчорра при содержании в ней серы от 20 до 30% дал лишь следы Ni, от следов до 0.1% Cu и отрицательные результаты на As и благородные металлы.

Анализ руды из месторождения Пирротинового ущелья, произведенный на заводе „Красный химик", дал (в %):

S сульфидной . . .	28.3	Cu	0.4
S сульфатной . . .	1.9	Ni	следы
Fe	46.7	As	нет
Al	0.2	SiO_2	19.7

Условия нахождения. В Хибинских тундрах пирротин известен в пегматитовых жилах и в породах.

1. В пегматитовых жилах редкие мелкие выделения пирротина обнаружены в некоторых ринколитовых и ловчорритовых жилах и в альбито-молибденитовых месторождениях. Примеры: ловчорри-

товые жилы Ловчорра и Юкспора, флюорито-ринколитовые Айкуайвентчорра и альбито-молибденитовые Тахтарвумчорра.

2. В большем количестве и как более или менее постоянная составная часть породы пирротин присутствует в плотных ороговикованных или мелкозернистых породах, разностях слюдяно-роговообманковых нефелиновых сиенитов, часто альбитированных и лишенных нефелина. Эти пирротин содержащие породы залегают в виде жил или неправильной формы образований в зоне соприкосновения слюдяных или чаще слюдяно-роговообманковых нефелиновых сиенитов с фойяитами, слагающими внутреннюю часть Хибинских тундр. К этому же типу могут быть отнесены редкие жилы роговиковой породы с пирротином в хибините, залегающие на южных склонах Айкуайвентчорра и Тахтарвумчорра.

Примерами этого типа месторождений могут служить: ущелье Рисчорра, молибденитовые месторождения плато Кукисвумчорра, северо-восточный склон Апатитовой горы, Пинуайвчорр, перевал Лопарский, северные части Юкспора, Эвеслогчорра (фиг. 1, стр. 133).

3. Еще более значительные по размерам и более богатые по содержанию пирротина месторождения (с содержанием от 20 до 60—70% пирротина) находятся в южной и юго-западной полосах Хибинских тундр (Ловчорр, Айкуайвентчорр, Вудъяврчорр и Тахтарвумчорр), причем пирротин редко залегает непосредственно в самом контакте (Пирротиновое ущелье), а в большинстве случаев в метаморфических породах на расстоянии 100—500 м от контакта последних с хибинитами. Большинство пирротиновых месторождений представлено крутопадающими жилами ороговикованной породы в среднем от 0.5 до 5 м мощности, с простиранием к юго-востоку или почти параллельно контакту. Так как большинство этих месторождений было открыто в результате магнитометрии и особенно электрометрии, то они известны под названием аномалий с буквенным и цифровым их обозначением. На главных аномалиях и в Пирротиновом ущелье производились разведочные работы канавами, шурфами и буровыми скважинами.

Пирротин в пегматитовых жилах и в жилоподобных или неправильной формы выделениях ороговикованной породы в средних частях Хибинских тундр генетически, повидимому, связан с нефелино-сиенитовой магмой, а по взаимоотношению с другими минералами должен быть отнесен к пневматолитической фазе минералообразования. Вопрос же о генезисе пирротиновых месторождений в приконтактной полосе южной и юго-западной частей Хибинских тундр еще не получил своего окончательного разрешения.

В Ловозерских тундрах мелкие и редкие выделения пирротина известны: а) в некоторых участках эвдиалитовых луявритов, в их шлировых, более богатых эвдиалитом, частях и в эвдиалитовых жилах, где с пирротином иногда ассоциирует молибденит в виде очень редких мелких листочков; б) в шлирах и пластовых жилах нефелинового сиенита (Пункаруайв, Суолуайв).

Промышленное значение. Пирротин южных приконтактовых месторождений имеет промышленное значение. Однако из общих разведанных запасов его руды (свыше 10 млн. т) лишь некоторые месторождения (с запасами от десятков до 100 тыс. т) содержат количество серы, достаточное для использования руды без обогащения в сернокислотном производстве. Опыты по сжиганию пирротиновых руд, проведенные на заводе „Красный химик" в Ленинграде, показали, что пирротиновая руда, несколько более мелко раздробленная, чем обычно для пиритов, еще хорошо горит при содержании 25% серы и дает почти нормальную концентрацию SO_2 в газе и нормальное содержание серы в огарках; при еще более мелком дроблении и специальном устройстве печей возможно использование пирротиновых руд и с 20% серы. Но руды такого состава не транспортабельны и имеют лишь значение при условии использования их на месте.

Использование хибинских пирротинов тесно связано с технологическим освоением хибинских нефелинов, сфенов и других полезных ископаемых, требующих для своей переработки серной кислоты.

КОВЕЛЛИН (МЕДНОЕ ИНДИГО) — COVELLITE

(CuS; гексаг. с.; уд. в. 4.6; тв. 1.5—2)

(А. Н. Лабунцов)

Обнаружен лишь в шлифах при изучении в отраженном свете халькопирита и борнита из Кукисвумчоррского рудника. Мягкий, твердость 1.5. Цвет синевато-черный. Заполняет трещинки или находится в периферических частях халькопирита и борнита (см. Борнит).

БОРНИТ (ПЕСТРАЯ МЕДНАЯ РУДА) — BORNITE

($3Cu_2S \cdot Fe_2S_3$; кубич. с.; уд. в. 4.9—5.1; тв. 3)

Известен лишь в отдельных местах ийолита, подстилающего апатито-нефелиновую породу на Кукисвумчоррском месторождении, и часто в ийолитовых линзах и жилках в апатито-нефелиновой породе.

Борнит совместно с халькопиритом заполняет промежутки между идиоморфными образованиями нефелина. Известен лишь в сплошных выделениях. Цвет от медно-красного до темносинего, в основном медно-красный с буроватым оттенком. Черта черная. Твердость 3. Удельный вес не определялся.

При изучении (А. Н. Лабунцовым) шлифов в отраженном свете установлено, что кроме изолированных друг от друга выделений халькопирит и борнит взаимно прорастают и дают крупнорешетчатую структуру. Кроме этих главных рудных минералов, обнаружены еще ковеллин, халькозин и куприт, образующие небольшие выделения в периферических частях халькопирита и борнита или заполняющие мелкие трещины в этих минералах. В отдельных образцах из отвалов Кукисвумчоррского рудника обнаружено от 1 до 5% халькопирита и борнита с примесью вышеуказанных медных рудных минералов.

ХАЛЬКОПИРИТ (МЕДНЫЙ КОЛЧЕДАН) — CHALCOPYRITE

($CuFeS_2$; тетраг. с.; уд. в. 4.1 — 3; тв. 4)

(А. Н. Лабунцов)

1932. Куплетский Б. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 2, *12*.

1933. Золотарь М. Л. Хибин. апатиты, **5**, *34*. [Указание] на присутствие редких мелких выделений халькопирита между пирротином и нерудными минералами в ороговикованной пирротин содержащей породе Апатитовой горы].

1933. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **5**, *186*. [Мелкие зерна в пирротиновых месторождениях южных контактов Ловчорра].

1933. Степаньянц Г. А. Хибин. апатиты, **5**, *119*. [Зерна халькопирита в апатито-сфеновой породе Юкспора].

1933. Афанасьев М. С. и Салье Е. А. Хибин. апатиты, **5**, *74*. [Обнаружение халькопирита со сфалеритом и галенитом в ловчорритовых жилах Юкспора].

1933. Афанасьев М. С. Хибин. апатиты, **6**, *106*. [То же].

1934. Антонов Л. Б. Хибин. апатиты, **7**, *29*. [Халькопирит в пегматитовых жилах в луяврите над Кукисвумчоррским апатитовым месторождением].

1935. Мурзаев П. М. Матер. ЦНИГРИ, 2, *90*. [Указания на халькопирит в пирротиновых месторождениях южных склонов Хибин. тундр].

Указания на находки халькопирита имеются в следующих работах:

1925. Хибин. и Ловоз. тундры, **1**, *59*.

1925. Гуткова Н. Н. Изв. Акад. Наук, *128*.

1925. Костылева Е. Е. Изв. Акад. Наук, *387*.

1925. Лабунцов А. Н. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, **5**, *25*.

1926. Лабунцов А. Н. Тр. Мин. музея Акад. Наук, **1**, *37*.

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *232, 233, 257, 258, 275, 276, 282, 298, 301, 302*.

1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., **3**, *44*.

1934. Кравченко Г. Т. Тр. СОПС, сер. Кольск., **8**, *121, 124*.

1935. Ожинский И. С. Зап. Мин. общ., **64**, *372*.

Халькопирит в Хибинских и Ловозерских тундрах встречается несколько чаще пирита.

В кристаллах не известен. Обычно образует небольшие, неправильной формы, сплошные выделения. Цвет латунно-желтый, блеск сильный. Твердость около 4. Не анализировался. В шлифах в отраженном свете халькопирит из Кукисвумчоррского апатитового месторождения плотный, с блестящей поверхностью без ямочек, цвет желтый; в поляризованном свете при вращении столика микроскопа меняет окраску от темносерого до серовато-розового цвета, часто с зеленоватым оттенком. Довольно часто взаимное прорастание с борнитом, с образованием решетчатой структуры. В пегматитовых жилах, особенно с цеолитами, халькопирит часто изменен, и за его счет образовались зеленоватые выделения карбоната меди и буроватых окислов железа.

Условия нахождения. Редкие мелкие выделения халькопирита отмечались в крупных пегматитоподобных зонах луявритов над апатито-нефелиновой породой Кукисвумчорра, в нефелино-апатитовой породе Кукисвумчорра, в апатито-сфеновой породе Юкспора и в подстилающих апатитовые породы уртитах и ийолитах; редкие мелкие выделения его известны также в пирротинсодержащих породах центральных частей Хибинских тундр и в пирротиновых месторождениях южной и юго-западной приконтактовых зон.

В пегматитовых жилах халькопирит известен также лишь в очень мелких выделениях; наиболее часто он отмечался в ринколито-ловчорритовых жилах и в жилах с пектолитом или с цеолитами.

ПИРИТ (СЕРНЫЙ, ЖЕЛЕЗНЫЙ КОЛЧЕДАН) — PYRITE

(FeS_2; кубич. с.; уд. в. 5; тв. 6. 5)

(А. Н. Лабунцов)

1933. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **5**, *181.*

1933. Константинов С. В. и Соболев И. И. Хибин. апатиты, **6**, *76.* [Во всех трех работах отмечаются редкие мелкие зерна в контактных пирротиновых месторождениях южного склона Ловчорра].

1933. Пронченко Г. С. Хибин. апатиты, **6**, *32.* [Упоминание о пирите как редком акцессорном минерале в пироксено-астрофиллитовых нефелиновых сиенитах Юкспора].

1934. Антонов Л. Б. Хибин. апатиты, **7**, *29.* [Редкие мелкие выделения пирита и халькопирита в пегматитовых жилах в луяврите над Кукисвумчоррским апатитовым месторождением].

Кроме того отдельные указания на присутствие пирита имеются в следующих работах:

1925. Хибин. и Ловоз. тундры, **1**, *152, 159, 161.*

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *232, 241, 258, 267, 270, 271, 342.*

1932. Бонштедт Э. М. Хибин. апатиты, **2**, *423*.
1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3. *45*.
1933. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **6**, *203*.
1933. Влодавец В. И. Хибин. апатиты, **6**, *101*.
1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., **8**, *60*.
1934. Кравченко Г. Т. Там же, *120, 124*.
1935. Ожинский И. С. Зап. Мин. общ., **64**, *372*.

В Хибинских тундрах пирит в виде мелких выделений в породах встречается редко. Отдельные находки пирита известны в пегматитовых жилах, где в одном случае были встречены мелкие его кристаллы в виде кубиков.

Внешние признаки и свойства пирита обычные и специально не изучались. Удельный вес около 5. В шлифах в отраженном свете (из пирротиновых месторождений Ловчорра) пирит отличается от пирротина своей, хорошо блестящей, без ямочек, поверхностью и кремово-белым цветом, а в поляризованном свете светлосерой окраской, не изменяющейся при вращении столика микроскопа. Анализов пирита не производилось.

В виде редких зерен или прожилков пирит встречается в плотных ороговикованных породах с пирротином как в центральной части, так и в южной и юго-западной приконтактных зонах (см. Пирротин, стр. 140); очень редко как акцессорный минерал — в хибините и пироксено-астрофиллитовых нефелиновых сиенитах.

Пирит как акцессорный минерал в породах выделился сравнительно рано, а в пирротиновых месторождениях — позже пирротина; очень редкие мелкие выделения его в пегматитовых образованиях относятся к концу пневматолиза и к началу гидротермальной фазы. Известны отдельные находки включений в породу мелких кубиков лимонита, указывающих на переход пирита в лимонит.

МАРКАЗИТ — MARCASITE

(FeS_2; ромбич. с.; уд. в. 4.6—4.8; тв. 6—6.5)

(А. Н. Лабунцов)

1933. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **5**, *186*. [Редкие наблюдения марказита в пирротиновых месторождениях южных контактов Ловчорра].
1934. Кравченко Г. Т. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *124*. [Мелкие образования по пирротину в пирротиновой зоне у перевала Лопарского].
1935. Лабунцов А. Н. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **1**, *18, 19*. [Марказит альбито-молибденитовых месторождений Тахтарвумчорра].

Марказит в Хибинских тундрах встречается лишь совместно с пирротином, за счет которого он главным образом и образовывался. В кристаллах или в кристаллических сростках в Хибинских тундрах не известен; обычно образует неправильной формы мелкие выделе-

ния или заполняет мельчайшие трещины в сфалерите и в пирротине; в отраженном свете в пирротине наблюдаются коломорфные каемки марказита. Цвет серовато-желтый, блеск металлический. Твердость около 6. Удельный вес не определялся. В шлифах в отраженном свете цвет марказита кремово-желтый, блеск слабый; часто имеет по краям и, реже, в середине каемки более тусклого серовато-желтого цвета с шагреневой поверхностью. В поляризованном свете меняет окраску от розоватого до серо-синего цвета.

Кроме образований марказита по мелким выделениям пирротина в породах, в центральной части Хибинских тундр и в южных приконтактных пирротиновых месторождениях марказит известен в альбито-молибденитовых месторождениях Тахтарвумчорра, в некоторых ловчорритовых месторождениях и в пустотах в альбите (цирконовые жилы Цирконового отрога Кукисвумчорра).

Марказит легко выветривается, образуя бурую массу водных окислов железа и окрашивая снаружи в бурый цвет другие минералы. Образцы с марказитом из Тахтарвумчоррского молибденитового месторождения, пролежав в течение трех лет в шкафу в сухом помещении, совершенно распались, и марказит нацело превратился в белую ватообразную массу водного сульфата железа, типа кокимбита.

ГАЛОИДЫ

ФЛЮОРИТ — FLUORITE

(CaF_2; кубич. с.; уд. в. 3.01—3.25; тв. 4)

(Е. Е. Костылева)

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *265, 269, 278.* [Указания на находки флюорита в пегматите и краткая его характеристика].

1932. Сергеева [Н. А. Хибин. апатиты, **2**, *427.* [Краткое описание месторождения Поачвумчорра].

1933. Лабунцов А. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *11—12.* [То же].

Флюорит является довольно распространенным второстепенным минералом в пегматитовых выделениях Хибинских тундр. Обычно он образует пылевидные скопления и мелкокристаллические образования среди более поздних минералов. В более значительныхскоплениях и крупных спайных выделениях редок. В Ловозерских тундрах очень редок.

Хорошо образованные кристаллы редки и мелки, с гранями куба и октаэдра; наблюдаются двойниковые прорастания по флюоритовому закону. Кристаллы от бесцветных и бледно-лиловых до темнолилового, почти черного цвета, иногда розоватые и зеленоватые. Блеск стеклянный. Черта белая. Удельный вес не определялся.

Условия нахождения. В Хибинских тундрах, в некоторых пегматитовых выделениях зоны хибинита и зоны фойяита флюорит образует включения среди более поздних минералов, как катаплеит, астрофиллит, натролит и др. В зоне неравномернозернистых нефелиновых сиенитов флюорит встречается в полевом шпате полевошпатоловчорритовых жил, в пектолитовых выделениях, проникает в виде мелких включений волокнистые и спайные выделения пектолита, окрашивая их в лиловатый цвет; нередко рассеян в натролите (Юкспор). Более или менее крупные месторождения флюорита не связываются с определенными петрографическими зонами, а приурочиваются, независимо от типа пород, к линиям тектонических нарушений. Сюда относятся: скопление флюорита в полевошпатовых образованиях с цирконом 3-го западного цирка Кукисвумчорра, прожилки флюорита в разрушенном полевом шпате, находимые в осыпях в ущелье Рамзая, на Иидичвумчорре и др.; флюорит с натролитом в осыпях 3-го цирка Тахтарвумчорра. Наиболее крупное месторождение было встречено на Южном отроге Поачвумчорра, где оно представляло линзу в 220 см длины, около 100 см мощности в средней части; на глубине 1 м линза выклинилась. Месторождение разведкой было выработано нацело и дало около 600 кг флюорита. Флюорит из этого месторождения крупнокристаллический, темно-фиолетовый, окружен оболочкой (около 20—30 см толщины) серовато слюдистого известняка. Несомненна связь линзы с рядом находящейся пегматитовой жилой с натролитом. Время выделения флюорита относится к фазам *F—G*.

ИТТРОЦЕРИТ — YTTROCERITE

[$m\,CaF_2 \cdot (Y, Ce)\,(F, OH)_3$; кубич. с. ; уд. в. 3.61; тв. ок. 4]

(Э. М. Бонштедт)

1923. Черник Г. П. Изв. Акад. Наук, *89—91.* [Обнаружение мелких выделений иттроцерита в анцилитовой жиле Кукисвумчорра, анализ, физические свойства].

1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *45.* [Указание на находку иттроцерита на Кукисвумчорре].

Иттроцерит — минерал редкий, встречен в чрезвычайно малых количествах, детально не изучался, так что трудно говорить с уверенностью о том, находится ли он в действительности в Хибинах, не происходит ли смешения его с флюоритом, к которому иттроцерит очень близок.

Характеристика его, по Г. П. Чернику, следующая: иттроцерит образует мельчайшие зерна светлого розовато-фиолетового цвета; черта белая, блеск стеклянный, твердость несколько больше 4, уд. вес 3.61, спайность заметная.

Перед паяльной трубкой не плавится, но темнеет. В буре тонкий порошок минерала растворяется чрезвычайно слабо, при охлаждении стекло становится непрозрачным; в фосфорной соли растворение происходит несколько быстрее. В обоих случаях цвет перла при продолжительном нагревании в окислительном пламени горелки бледно-желтый; по охлаждении окраска исчезает. В расплавленной соде порошок минерала легче поддается растворению.

При нагревании в запаянной с одного конца трубке минерал выделяет воду, причем наблюдается разъедание стекла.

Щелочные бисульфаты при сплавлении легко разлагают минерал; кислоты, за исключением H_2SO_4, действуют, но чрезвычайно слабо.

Приводимый химический анализ (в %) произведен Черником при очень малой навеске, причем не было возможности делать проверочные определения. Поэтому, по мнению самого аналитика, состав минерала определен неточно.

$(Ce)_2O_3$	9.94
$(Y)_2O_3$	17.39
CaO	45.81
BaO	0.22
F	41.64
H_2O	2.40
Сумма	117.40
$-\ O=F_2$	17.53
	99.87

Из данных своего анализа Черник выводит следующую формулу: $2(Ce, Y)_2F_6 + 18CaF_2 + 3H_2O$.

Иттроцерит указывается лишь в двух месторождениях Кукисвумчорра — в натролитовых жилах, содержащих анцилит, вторичный циркон (или катаплеит) и др. Он образует мельчайшие зернышки, напоминающие флюорит, обычно сконцентрированные в определенных пустотках совместно с натролитом и другими вторичными минералами. Несомненно, является минералом вторичным.

ОКИСЛЫ

КВАРЦ — QUARTZ

(SiO_2; тригон. с.; уд. в. 2.66; тв. 7)

(Е. Е. Костылева)

1922. Ферсман А. Е. Изв. Акад. Наук, *477—494*. [Основная работа по характеристике кварца, кремня и халцедона и их генезису].

1923. Хибинский массив. Тр. Сев. научно-промысл. экспед., 16, *29*. [Краткая характеристика кварца, халцедона и кремня].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, 2, *340*. [Месторождение кварца].
1931. Ферсман А. Е. Тр. СОПС, сер. пол. ископ., 2, *281—282*.
1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *47*. [Находка кварцитовидной породы в осыпи на Кукисвумчорре].
1935. Лабунцов А. Н. Тр. Аркт. инст., 23, *108*. [Выделения кремня].

Кварц—очень редкий минерал Хибинских тундр. Водяно-прозрачные кристаллики горного хрусталя, реже дымчатого кварца, размером по вертикальной оси до 1.5 см, с хорошо развитыми гранями трапецоэдра и призмы. Ребра призмы часто закруглены. Грани нередко с фигурами вытравления.

Цвет слабо-дымчатый, бесцветный, молочно-белый. Блеск стеклянный. Прозрачен и водяно-прозрачен. Черта белая.

Условия нахождения. Кварц известен в Хибинских тундрах только в контактах. Он образуется в результате местного обогащения нефелино-сиенитовой магмы кремнекислотой из умптекитов и других кислых пород, окружающих Хибинский массив. В литературе отмечен в трех коренных месторождениях: 1) контактах Маннепахка, 2) контактах Тахтарвумчорра, 3) контактах Северного Лявочорра.

Кварц в этих месторождениях приурочен к кварцево-полевошпатовым жилам, проникающим по трещинкам из боковых кислых пород в нефелино-сиенитовый массив и образующим местами вздутия и линзы.

Мощность их изменчива достигает 10—15 см в наиболее широкой части. Кварц образует иногда графические срастания с полевым шпатом.

Главные минералы указанных месторождений: кварц, полевой шпат (пертит и альбит); второстепенные: биотит, эгирин, роговая обманка типа баркевикита; в одном случае отмечен в пустотке асбестовидный, несколько разрушенный актинолит.

В генетическом отношении описываемые жилы очень напоминают пегматиты восточной части Ильменских гор в гранитогнейсовой зоне.

Некоторые формы кварцов сближают их с кварцами из контактов Palombaja на острове Эльба.

Вне щелочного массива Хибинских тундр известно много кварца, генетически связанного с окружающими Хибинские тундры породами свиты Имандра—Варзуга. Главные из них: жильный кварц в пирротиновых пластообразных линзах пирротиновых месторождений, в контактах Тахтарвумчорра и Айкуайвентчорра, прожилки и скопления кварца в известняках и доломитах за станцией Титан, жила в гнейсах, подстилающих свиту Имандра—Варзуга, и др.

ХАЛЦЕДОН — CHALCEDONY

($SiO_2 \cdot nH_2O$; скрытокрист.; уд. в. 2.5; тв. 6.5—7)

(Е. Е. Костылева)

Литература приведена в описании кварца.

Редкий минерал, отмечается лишь для Хибинских тундр.

Цвет серый, голубовато-серый, слабо-зеленоватый, иногда желтоватый и красноватый, просвечивающий, матовый, при прокаливании выделяет до 9.64% H_2O.

Халцедон образует слоистые, натечные заполнения (до 2 см в поперечнике) в пустотах нефелинового сиенита, где он или целиком выполняет пустоты, или выстилает лишь стенки пустот, внутренняя часть которых нередко бывает заполнена сплошным натролитом и мелкими кристалликами эгирина; халцедон наблюдался также в виде оторочек вокруг скоплений шпреуштейна. Содержит иногда мельчайшие иголочки эгирина.

Халцедон образуется за счет нефелина и полевого шпата и относится к поздним постмагматическим продуктам, выделяющимся при температуре около 400° до натролита и немного раньше шпреуштейна.

Найден: 1) в Нептунитовой лощине Маннепахка, в выносах реки; 2) на северной вершине Иидичвумчорра, в коренных осыпях; 3) на южных склонах Иидичвумчорра к Часнаноку, в коренной осыпи; 4) в жиле Черника в верховьях Часнанока, на южных склонах Иидичвумчорра в коренном месторождении.

КРЕМЕНЬ — FLINT

($SiO_2 \cdot nH_2O$)

(Е. Е. Костылева)

Литература приведена в описании кварца.

Довольно редок. Отмечен главным образом в северо-западной части Хибинских тундр, чаще в коренных осыпях на склонах и в цирках Путеличорра, Поачвумчорра, Лявочорра, Партомчорра, Партомпора, Северного Кикисвумчорра.

Кремень желтого, желто-бурого цвета; слабо просвечивает, сплошной коллоидальный и бесструктурный, редко натечный. Под микроскопом имеет типичную структуру кремня с опаловым аморфным веществом, микрозернами кварца и сростками кварцина.

Заполняет пустоты и трещины в измененном нефелиновом сиените; образуется за счет нефелина; гидротермального происхождения, температура образования ниже 150°; образуется после натролита.

ДИАТОМИТ и ОПАЛ—DIATOMITE and OPAL

$(SiO_2 \cdot nH_2O)$

(П. Н. Чирвинский)

1933. Полонский Н. В. Кольский диатомитовый сборник, *35—53*. [Географическое распределение диатомитов на Кольском полуострове].

1933. Птицын Б. В. Кольский диатомитовый сборник, *69—89*. [Химическая и физическая характеристика диатомитов Кольского полуострова, теплоемкость, теплопроводность].

Диатомит представляет собой скопление микроскопических скорлупок (створок) кремнистых диатомовых водорослей, диатомей. В виде примеси в нем встречаются органические вещества и осколочки различных минералов. На Кольском полуострове месторождения диатомита приурочены преимущественно к озерам, существующим или угасшим. Из таких озер, где диатомит встречен в количествах, имеющих промышленное значение, можно назвать: 1) группу Заимандровских месторождений — Нюд-озеро, Монча-губу, Весеннее озеро, 2) Веске-ламбину, 3) Тик-озеро, 4) Сейд-озеро, 5) Сергевань на Ловозере и др. (более подробно о месторождениях диатомита см. в статье В. И. Влодавца).

Что касается района собственно щелочных массивов, то здесь диатомит специально исследовался и разведывался только в Сергевани, но наблюдался в ряде мест (Элемарайк и Сейд-озеро в Ловозерских тундрах и др.). В 1934 г. сделаны две новые находки диатомита, обследованные П. Н. Чирвинским. В пределах города Кировска при рытье канавы для водопровода по Ударной улице около дома № 63, на глубине от 1.2 до 1.4 м был найден чистый, белый прослоек диатомита толщиною в 20 см. Под микроскопом в образцах этого диатомита видно множество прекрасно сохранившихся панцырей диатомей сравнительно крупных размеров (часто 0.15—0.23 мм) и в ничтожном количестве осколочки полевых шпатов, эгирина, астрофиллита и др. В долине Лопарки под слоем торфяного покрова тоже был встречен диатомит. Обе эти находки практического значения не имеют.

Указывают, что в некоторых случаях диатомит вышеназванных озер обнаруживает признаки растворения и преобразования в опаловые шарики. Теоретически такие случаи вполне допустимы, хорошо доказаны для древних образований и даже четвертичных отложений. Так, например, П. Н. Чирвинский наблюдал подобные явления в белом кремнистом прослое четвертичного возраста в разрезе близ вокзала в Киеве, но для хибинских диатомитов ему ни разу не приходилось их наблюдать, хотя исследованию под микроскопом им был подвергнут большой материал из разных озер.

Акад. А. Е. Ферсман указывает, что при прокаливании халцедонового натека, встреченного в жиле Черника, потеря при прокаливании (вода) равнялась 9.64%, что, по его мнению, доказывает „большую примесь опала". Очевидно, нужны дальнейшие прямые определения воды в тех образованиях, которые фигурируют под общими названиями халцедон и кремень.

ЛЕД — ICE

(П. Н. Чирвинский)

(Вода в твердом виде: снег, крупа, гололедица, иней и изморозь, включая также „ледяные стебельки", лед озерный, речной и донный, мерзлота, фирн, глетчерный лед и др.).

1921. Бонштедт Э. М. Ледяные стебельки. Природа 10—12, *73*.

1932. Тихомиров И. К. Климат Кольского полуострова. Хибин. апатиты, **2**, *296—328*.

1930. Григорьев А. А. Вечная мерзлота и древнее оледенение. Матер. КЕПС, 80 (сборн. Вечная мерзлота), *43—100*. [Сведения о вечной мерзлоте в районе Хибины—Имандра].

1934. Анисимов А. А. и Чирвинский П. Н. Метеорологический вестник. [Краткие сведения о лавинах в районе Кировска. Из них наибольший интерес представляет заметка Анисимова: „Снежные обвалы на Нефелиновой ветке"].

1936. Порицкий В. И. Первая заполярная конференция по снегоборьбе и общей метеорологии. Метеорология и гидрология, 3, *83—84*.

1936. Чирвинский П. Н. Первая заполярная конференция по борьбе со снежными лавинами и по метеобслуживанию. Климат и погода, 1, *27—29*.

1936. Чирвинский П. Н. Вода в кристаллическом виде в Хибинских тундрах. Доклад на вышеуказанной конференции 13 января 1936 г. Рукопись.

В Хибинских и Ловозерских тундрах лед во всех его видоизменениях специально минералогически не изучался. Лед принадлежит к так называемым периодическим минералам.

При современных климатических условиях Хибинских и Ловозерских тундр период этот укладывается в годичный цикл,[1] но в ледниковую эпоху этого не было. Памятниками этой эпохи остались моренные отложения, цирки, обработка скал, речные террасы и др. В настоящее время морозное выветривание при участии твердой фазы воды происходит интенсивно.

Изморозь, особенно на горах, играет значительную роль: она облепляет скалы и выступы (табл. I, фото 1); плотность ее неболь-

[1] Метеорологические станции, освещающие наш район, находятся, с одной стороны, в равнинных условиях, как, например, станции Хибины (период наблюдений с некоторыми перерывами 30 лет) и Апатиты (совхоз Индустрия треста Апатит), а, с другой,—у подножия массивов в городе Кировске, в рудничном поселке и на базе Академии Наук. Абсолютные высоты первых двух пунктов 150 м, Кировска — 350 м. Усло-

шая. В зиму 1934—1935 г. в Кировске один раз наблюдалась крупа в виде шестиугольных бипирамид.

вия Кировска резко отличны, что видно из следующих данных о высоте снегового покрова (в см):

	В Кировске		На ст. Апатиты, совхоз Индустрия
	1933/1934 г.	1934/1935 г.	1934/1935 г.
1/XI	3	4	нет
1/XII	17	68	45
1/I	54	86	48
1/II	80	100	66
1/III	96	139	78
1/IV	106	138	81
1/V	90	146	57
11/V	сошел	138	48
1/VI	нет	44	сошел

На горах в цирках и ущельях снеговые полосы и пятна сохраняются в небольшом количестве все лето. Выпадает снег здесь рано, случайно и летом.

Запас воды в снеговом покрове при учете его мощности и средней плотности для Кировска виден из следующих данных (в см):

	Запас воды в снегу		Средняя плотность	
	1933/1934 г.	1934/1935 г.	1933/1934 г.	1934/1935 г.
1/XII	5.8	16.5	0.28	0.22
1/I	9.8	27.3	0.21	0.31
1/II	не опр.	31.2	не опр.	0.29
1/III	„	не опр.	„	не опр.
1/IV	32.4	44.3	0.32	0.32
1/V	33.2	55.7	0.37	0.38
1/VI	нет	26.3	не опр.	0.42

Продолжительность лежания снегового покрова в Кировске

1933/1934 г.	1934/1935 г.
212 дней	237 дней

Число дней с снегопадом

136 дней	145 дней

Метели и поземки

69 дней	79 дней

Средняя годовая температура в 1934 г. в Кировске — 0.4°.

Виды осадков в Кировске

	1933/1934 г.	1934/1935 г.
С крупой	12 дней	12 дней
С гололедицей	37 „	17 „
С инеем	17 „	5 „
С изморозью	57 „	46 „

ТАБЛИЦА I

Фото 1. Изморозь на горе Юкспор.

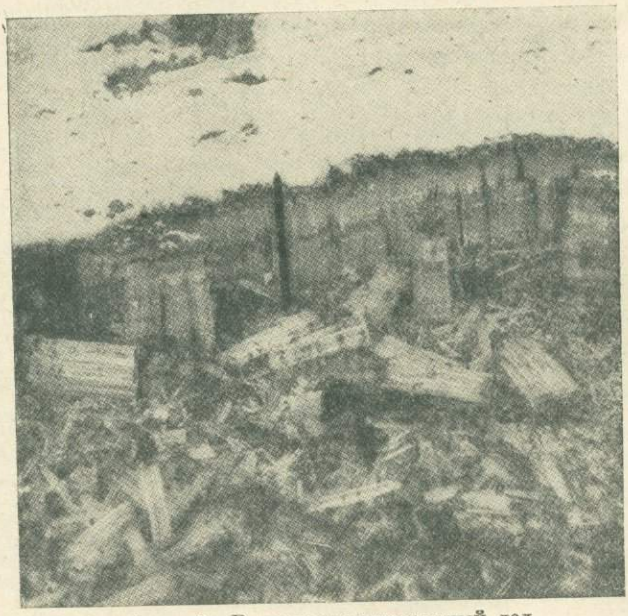


Фото. 2. Волокнисто-шестоватый лед.

К выцветам надо отнести ледяные стебельки или, лучше сказать, шестовато-волокнистый лед.

Ледяные стебельки во множестве покрывают сильно влажную почву после ясных морозных ночей, при восходе солнца они тают. Стебельки представляют собой ледяные иглы длиною до 8—12 см. Они стоят вертикально и сливаются в рыхлые слегка слоистые корки, напоминающие строением кондитерские „соломки" (табл. I, фото 2). Эти корки накрываются песчинками и гальками различной величины, которые приподымаются ледяными стебельками на некоторое расстояние от поверхности почвы. Иглы иногда бывают изогнуты. Поперечные сечения игол треугольные, прямоугольные и неправильные при спайке нескольких игол в кристаллографически сходном положении (гомеотропия). Иглы прозрачны, но все сооружение в целом кажется мутно-белым. Наблюдались случаи, когда пласты игол стояли не прямо на почвенном слое, а один на другом (двухярусная корка), причем в промежутке были землистые примеси. Э. Бонштедт указывает нарастание в 3 и 4 этажа. Между иглами неправильные пустоты — трубки и пещеры (последние до 5—10 см), что делает корки особенно хрупкими. Иногда иглы оканчиваются на свободных концах приостряющими гранями (повидимому, острыми ромбоэдрами). В пустотках встречены мелкие кристаллики (1—2 мм) льда другого облика: гексагональные пластинки из гексагональной призмы и базиса, дающие сростки. Таким образом, эти кристаллики не вытянуты, а сплюснуты по вертикальной оси. Вся корка по своему строению напоминает тающую речную льдину, в которой кристаллики тоже располагаются перпендикулярно к поверхности охлаждения и к субстрату, т. е., в последнем случае, к поверхности водного зеркала.

При таянии ледяных корок-стебельков поднятые ими песчинки и гальки падают на землю. Так как гальки, особенно на склонах горы, могут падать не на то место, с которого они были подняты, то они постепенно перемещаются по поверхности почвы. „Когда появляется солнце, все как будто оживает, слышно перекатывание галек" (Бонштедт).

Лед озер как свободно образующийся, так и донный еще очень мало изучался.

Оптические явления, связанные с твердой фазой воды в верхних слоях атмосферы, хотя и наблюдаются, но ничего специфического или эффектного не представляют.

Снежные лавины образуются чаще всего после сильного снегопада при ветрах, при наступившем быстром потеплении. Снег далеко не всегда обваливается, чаще он сползает по насту или вообще более плотному снегу. Скорость этого движения в горах бывает

очень различной. Средняя плотность снега лавины 0.31—0.32. Весенние лавины обычно очень плотны (до 0.65—0.68) и изредка смешаны с мелкими камнями, что указывает на отрыв снегового покрова от подстилающих его на склонах гор осыпей.

После катастрофической по последствиям лавины, скатившейся 5 декабря 1935 г. с горы Юкспор в сторону поселка Апатитового рудника, был предпринят ряд мер, с одной стороны, для изучения условий накопления снега в горах и погодных условий падения лавин, а, с другой, — для выработки защитных мероприятий против лавин. На Юкспоре приблизительно на высоте 920 м над уровнем моря с 1 марта 1936 г. функционирует метеорологическая станция, уделяющая очень большое внимание изучению снега и снежного покрова.

Большой интерес для морфолога представляет процесс таяния снега. Особенно много интересного дают отвалы снега вдоль улиц г. Кировска (высота отвалов нередко 3 м), где снег неравномерно прослаивается апатитовым концентратом, разносимым ветром из труб обогатительной фабрики. Возникает сложная система карнизов, ажурных ледяных сеток, горизонтов сосулек различной величины, ямок, ледяных клинообразных выступов, явно ориентированных в южном направлении (остриями к солнцу, как „снег кающихся" в горах тропических стран) и т. д. Вся эта картина быстро и резко меняется по форме и цвету в зависимости от колебаний температуры воздуха, облачности, ветров и новых снегопадов, морозов и оттепелей. Только стереоскопические снимки могут дать представление об этом сложном и интересном процессе. В частности можно убедиться, что генезис форм „снега кающихся" зависит именно от сильной инсоляции, а отнюдь не является результатом эрозии, как думают некоторые авторы (подробнее см. П. Н. Чирвинский. Снег и снегозадержание, Ростов-на-Дону, 1932, *17* и *79—80*).

Снеговой покров и его водные запасы на Кольском полуострове, условия таяния и свойства его играют огромную народнохозяйственную роль и потому ведущееся изучение снегового покрова имеет очень большое значение как местного, так и общего характера (таковы в частности исследования А. А. Красовского, М. А. Анисимова, И. К. Зелского, А. В. Молочникова и др.).

КУПРИТ — CUPRITE

(Cu_2O; кубич. с.; уд. в. 5.85 — 6.15; тв. 3.5 — 4)

(А. Н. Лабунцов)

Обнаружен лишь в шлифе при изучении в отраженном свете халькопирита и борнита в куске ийолита, взятого из отвалов Кукисвум-

чоррского апатитового рудника. Цвет темнокрасный, твердость около 4. Мельчайшие выделения в трещинах борнита, совместно с халькозином (см. Борнит).

КОРУНД — CORUNDUM

(Al_2O_3; тригон. с.; уд. в. 3.95—4.10; тв. 9)

(Э. М. Бонштедт)

1923. Куплетский Б. М. Доклады Акад. Наук, сер. А, *8*. [Обнаружение микроскопического корунда в пирротиновой породе на Рисчорре].

1924. Куплетский Б. М. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, **4**, *132*. [Корунд в роговиковой породе на Валепахке].

1932. Куплетский Б. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 2, *14*. [Корунд в пирротиновых породах Кукисвумчорра].

Корунд в Хибинских тундрах очень редок и наблюдался лишь микроскопически в роговиковой породе на северных контактах массива на Валепахке, а также по всей полосе роговиковых пирротинсодержащих пород, приуроченных к контактам слюдяных нефелиновых сиенитов с фойяитами и наблюдавшихся в виде целой полосы на Юкспоре, Кукисвумчорре и Рисчорре. Образует или мелкие округленные зерна или призмочки, иногда двойники.

МОЛИБДЕНОВАЯ ОХРА — MOLIBDIC OCHER

(MoO_3?)

(А. Н. Лабунцов)

Известна совместно с молибденитом во многих молибденитовых месторождениях. Образует порошковатые налеты или землистое вещество (часто в смеси с другими минералами) от серно-желтого до померанцево-желтого цвета.

Наиболее характерные случаи нахождения следующие: 1) в альбито-молибденитовых месторождениях Тахтарвумчорра (см. описание молибденита, стр. 130) молибденовая охра покрывает стенки пустот и находится в смеси с мельчайшими зернами альбита, апатита, иголочками эгирина II и др.; приурочена главным образом к центральным частям альбитовых тел и связана с участками, имеющими ноздреватое строение, богатыми пирротином и марказитом; при изменении последних образующиеся окислы железа часто дают смешение с молибденовой охрой, а возможно образуется и ферромолибдит; 2) в нижней части молибденитового месторождения „Ласточкино гнездо“ на плато Кукисвумчорра молибденовая охра сопровождает молибденит, заполняющий трещины и пустоты в альбитовой породе. В наиболее разрушенных и трещиноватых участках породы молиб-

денита часто уж нет и содержится лишь одна молибденовая охра в смеси с порошковатым веществом, состоящим главным образом из альбита. Образование этой охры связано с окислением молибденита при высокой температуре в начале гидротермальной фазы.

ГЕМАТИТ — HEMATITE

(Fe_2O_3; тригон. с.; уд. в. 6; тв. 5—6)

(А. Н. Лабунцов)

Указаний на нахождение гематита в литературе не имеется. Небольшие натечные образования красного железняка совместно с лимонитом обнаружены А. Н. Лабунцовым в пустотах в средней части цирконовой жилы на Цирконовом отроге Кукисвумчорра. Эти натечные образования залегают в мелкозернистой смеси апатита и альбита; лишь некоторые из них представлены красным железняком, большая же часть их превращена в лимонит. Микроскопически гематит обнаружен в трещинках титаномагнетита (см. описание титаномагнетита, стр. 165).

ИЛЬМЕНИТ — ILMENITE

($FeTiO_3$; тригон. с.; уд. в. 4.53—4.65; тв. 5—6)

(А. Н. Лабунцов и Е. В. Искюль)

1925. Хибин. и Ловоз. тундры, **1**, „Маршруты", *65,70.* [Констатирование находок ильменита].

1926. Лабунцов А. Н. Тр. Мин. музея Акад. Наук, **1**, *35—42.* [Типы месторождений, условия образования и формы выделений ильменита; анализы; результаты измерения кристаллов].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *265—270, 273, 281, 296, 297, 310.* [Описание месторождений, содержащих ильменит].

1932. Сергеева Н. А. Хибин. апатиты, **2**, *427.* [Указание на полевошпатовые пегматитовые жилы с ильменитом на Южном отроге Поачвумчорра].

1933. Лабунцов А. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *12.* [Месторождения ильменита на Южном отроге Поачвумчорра].

1933. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **6**, *204.* [Описание цирконо-полевошпатовых жил с ильменитом на Кукисвумчорре].

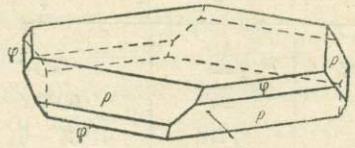
1934. Кравченко Г. Т. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *117.* Ильменит в цирконо-полевошпатовой жиле Кукисвумчорра].

1936. Герасимовский В. И. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 8, *19.* [Краткая характеристика ильменита в полевошпатовых с ильменитом жилах ю-в части Ловозерских тундр].

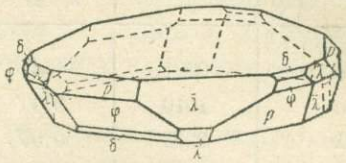
Ильменит в Хибинских тундрах является довольно распространенным минералом, встречающимся во многих типах пегматитовых образований. Намечается два типа ильменита: ранний — в виде значительных по площади, но тонких пластин, и более поздний —

в виде хорошо образованных кристаллов, обычно находящихся среди низкотемпературных минералов или в пустотах.

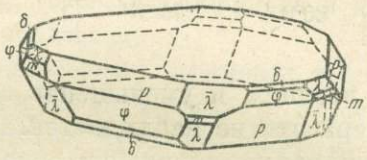
Физические и химические свойства. Кристаллы обычно табличатые, с сильным развитием пинакоида (0001). Из граней дру-



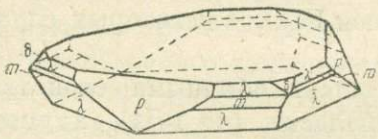
Фиг. 2. Кристалл ильменита из эвдиалитовых линз с эгирином западных контактов Маннепахка.



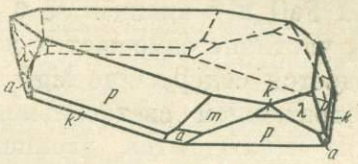
Фиг. 3. Кристалл ильменита из полевошпатовых жил с цирконом перевала Ворткеуай.



Фиг. 4. Кристалл ильменита из арфведсонитовой жилы Юмъечорра.



Фиг. 5. Кристалл ильменита из анцилитовой жилы с.-з отрога Кукисвумчорра.



Фиг. 6. Кристалл ильменита из натролитовой жилы южной части Поачвумчорра.
p $(11\bar{2}1)$, η $(\bar{2}\bar{2}41)$, λ $(20\bar{2}1)$, m $(40\bar{4}1)$, δ $(\bar{1}\bar{1}22)$, k $(5,5.\bar{1}0.2)$.

гих форм главными, определяющими облик кристаллов, являются грани ромбоэдров p $(11\bar{2}1)$ и φ $(\bar{2}\bar{2}41)$ (обозначения по Гольдшмидту G_2).

Типы кристаллов изображены на фиг. 2—6, результаты измерений сведены в табл. 2.

Физические свойства — обычные. Удельный вес, определенный пикнометром, 4.531—для ильменита Поачвумчорра и 4.6581 — для ильменита из цирконовой жилы Кукисвумчорра.

Анализы хибинских ильменитов приведены в табл. 3, где анализированные минералы расположены в последовательности их выделения. Из таблицы видно постепенное увеличение содержания TiO_2 (за исключением ильменита из цирконовой жилы, анализ № 4) от

Таблица 2

Результаты измерений кристаллов ильменита Хибинских тундр

(по А. Н. Лабунцову, 1926)

Буквы	Индексы[1]	По Гольдшмидту		Измерено	
		φ	ρ	φ	ρ
o	0001	—	0°00′	—	0°00′
a	$10\bar{1}0$	0°00′	90°00′	—	90°00′
λ	$20\bar{2}1$	0°00′	61°33′	0°00′	61°31′—61°32′
χ	$40\bar{4}1$	—	—	0°00′	74°47′—74°54′
δ	$\bar{1}\bar{1}22$	30°00′	38°38′	30°00′	38°34′—38°38′
p	$11\bar{2}1$	30°00′	57°58′	30°00′	57°57′—57°58′
φ	$\bar{2}\bar{2}41$	30°00′	72°38′	30°00′	72°36′—72°38′
k	$5.5.\bar{1}0.2$	30°00′	75°57′	—	75°54′

ранних ильменитов к поздним и уменьшение содержания FeO; для Fe_2O_3 никакой закономерности не наблюдается.

Вычисленные молекулярные отношения окислов показывают, что лишь анализ № 1 наиболее раннего крупнопластинчатого ильменита из полевошпатовой жилы Южного Поачвумчорра отвечает теоретической формуле $FeTiO_3$; в остальных анализах содержание TiO_2 превышает FeO и в анализе № 6 оно больше нормы почти в $1^1/_2$ раза. $FeTiO_3$ частично замещается изоморфной Fe_2O_3; в некоторых случаях наблюдается содержание MgO и MnO.

В отраженном свете ильменит обладает обычными свойствами. Изредка наблюдаются двойниковые полоски (по $10\bar{1}1$), идущие в одном или в двух пересекающихся направлениях, хорошо видимые при скрещенных николях, и сетка от пересечения двух систем двойниковых полосок (табл. XVIII, фото 2, стр. 445). Толщина двойниковых полосок от 0.01 до 0.1 мм.

Зонарности или структур, обусловленных распадом ильменита на $FeTiO_3$ и Fe_2O_3, не наблюдалось; таким образом, в хибинских ильменитах Fe_2O_3 находится в виде твердого раствора, а не гематита.

Некоторые ильмениты имеют деформации, выражающиеся в разломах и сдвигах одних частей кристалла относительно других; весьма часто наблюдается трещиноватость, в направлениях которой закономерности не замечается.

---

[1] Приводимые Г. Т. Кравченко (1934, *117*) индексы для ильменита из цирконовой жилы Кукисвумчорра вычислены при установке G_1 и соответствуют обычным самым распространенным граням ильменита вообще и Хибинских тундр — в частности.

Условия нахождения. Наиболее характерные типы выделения ильменита в Хибинских тундрах следующие:

В породах: а) в хибините в контактовой зоне мелкие редкие пластинки ильменита, сопровождающиеся значительным количеством призмочек эгирина I, или в линзообразных и неправильной формы эвдиалитовых выделениях, с игольчатым эгирином I. Примеры: западные контакты Маннепахка, Хибинпахкчорра и юго-западные и южные контакты Тахтарвумчорра;

б) в апатито-нефелиновой породе и в мелких апатитовых жилах — изредка самостоятельные мелкие вкрапления, а чаще в смеси и микроскопическом прорастании с магнетитом (см. описание титаномагнетита, стр. 165). Примеры: апатитовые месторождения Кукисвумчорра, Юкспора, Поачвумчорра, апатитовые жилки Нептунитовой лощины Маннепахка, перевала Обманного и др.

В пегматитовых образованиях:

а) в полевошпатовых жилах ильменит в виде небольших пластинок и пластин размером до 100 см² и более врастает в полевой шпат и другие минералы; примеры: жилы на вершине южной части Поачвумчорра, в восточных цирках Тахтарвумчорра, вблизи ущелья Рамзая, южный конец Тахтарпора, перевал Ворткеуай и др.;

б) в жилах с эвколитом ильменит встречается также в виде мелких пластинок, в пустотах изредка попадаются хорошо образованные кристаллы его; примеры: Нептунитовая лощина, вершина Юмъечорра, юго-восточный склон Вудъяврчорра, перевал Лопарский и др.;

в) в полевошпато-цирконовых жилах (иногда с флюоритом) — крупные пластинки, иногда бесформенные выделения, часто хорошо образованные кристаллы. В жилах этого типа ильменит встречается наиболее часто; примеры: многочисленные жилы на плато Кукисвумчорра, в его западных цирках, на восточных склонах, в цирконовых жилах на Цирконовом отроге и др.;

г) в жилах с натролитом: небольшие кристаллики, иногда сростки типа базаномелана; примеры: северная часть Кукисвумчорра, западный склон Юго-Западного отрога Кукисвумчорра, Южный Поачвумчорр и др.

Менее распространен ильменит в других типах жил. Определенной приуроченности к петрографическим зонам ильменит не имеет. Распространен главным образом на массиве Кукисвумчорра и в районе к западу от последнего — южная часть Поачвумчорра и северо-восточная часть Тахтарвумчорра.

В Ловозерских тундрах ильменит встречается редко. Отмечен В. И. Герасимовским (1936) в юго-восточной части тундр, в полевошпатовых жилах, залегающих в пойкилитовом нефелиновом сиените;

Таблица 3

Анализы ильменита Хибинских тундр

Компоненты	Полевошпатовая жила Поачвумчорра			Ильменитовая жила Поачвумчорра			Арфведсонитовая жила Юмъечорра			Цирконовая жила Кукисвумчорра			Натролитовая жила Поачвумчорра			Анцилитовая жила Кукисвумчорра		
	%	молекул. колич.	молекул. отношение	%	молекул. колич.	молекул. отношение	%	молекул. колич.	молекул. отношение	%	молекул. колич.	молекул. отношение	%	молекул. колич.	молекул. отношение	%	молекул. колич.	молекул. отношение
FeO . . .	43.93	611	1	42.85	596	1	37.52	522	1	35.45	493	1	33.91	472	1	37.83	527	1
MgO . . .	0.63	15		—	—	—	—	—	—	0.12	3		2.10	52		—	—	—
MnO . . .	0.25	3		не опр.	—	—	не опр.	—	—	0.08	1		не опр.	—		не опр.	—	—
Fe_2O_3 . .	2.73	16	0.02	2.58	16	0.02	9.27	58	0.11	12.18	76	0.16	7.16	44	0.09	2.85	17	0.03
TiO_2 . . .	52.94	662	1.05	54.20	76	1.13	54.01	674	1.29	52.54	657	1.32	56.43	704	1.36	60.00	749	1.42
Сумма .	100.48	—	—	99.63	—	—	100.80	—	—	100.37	—	—	99.60	—	—	100.68	—	—
Аналитик и год выполнения анализа . .	Е. В. Искюль, 1935			Н. П. Вревская, 1926			Н. П. Вревская, 1926			Е. В. Искюль, 1935			Н. П. Вревская, 1926			Н. П. Вревская, 1926		

пластинчатые выделения достигают размера $5 \times 3 \times 0.3$ см; хорошо образованные кристаллы очень редки.

Промышленного значения ильменит пока не имеет. Возможно использование его в смеси с титаномагнетитом в виде магнитной фракции при обогащении отходов от флотации апатито-нефелиновой породы (обогащение и разделение нефелиновых отходов обогатительной фабрики).

Необходимо изучение ильменитов на содержание Nb и Ta. При положительных результатах изучения ильмениты некоторых месторождений будут иметь промышленное значение.

ШПИНЕЛЬ — SPINEL

($R''O \cdot R'''_2O_3$; кубич. с.; уд. в. 3.5 — 4.1; тв. 8)

(Э. М. Бонштедт)

1923. Куплетский Б. М. Доклады Акад. Наук, сер. А, *8*.
1924. Куплетский Б. М. Тр. Геол. и мин. муз. Акад. Наук, **4**, 4, *132*.

Отмечается лишь микроскопически в пирротиновых контактно-измененных породах Рисчорра и Кукисвумчорра; является спутником корунда, рутила, анатаза и др. минералов, отмечаемых также только под микроскопом. Шпинель, иногда бесцветная, иногда слегка розоватая или же зеленоватая, в виде квадратных зерен с высоким светопреломлением; в центре вполне изотропна, по краям же — с аггрегационной поляризацией, повидимому, в результате частичного разложения.

В некоторых случаях петрографы указывают на наличие в породах изотропного минерала, являющегося шпинелью или гранатом (см. описание граната).

ТИТАНОМАГНЕТИТ — TITANOMAGNETITE

(Магнетит — Fe_3O_4, в котором находится $FeTiO_3$ или в состоянии твердого раствора, или в виде вростков ильменита; кубич. с.; уд. в. 4.99; тв. 5.5 — 6)

(А. Н. Лабунцов и Е. В. Искюль)

1930. Пилипенко П. П. Мин. сырье, 7—8, *990*. [Краткие сведения о травлении и микроструктуре].
1932. Крылов В. А. Хибин. апатиты, **4**, *22*. [Титаномагнетит в ийолит-уртитовых породах].
1932. Фивег М. П. Тр. НИУ, **89**, *40, 62, 68*. [Мелкие вкрапления титаномагнетита в апатито-нефелиновых породах].
1932. Лабунцов А. Н. Сырьевые и топливные ресурсы Лен. обл., *99*. [Месторождения Хибинских тундр].
1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *9—10*. [Титаномагнетит в апатито-нефелиновых и ийолит-уртитовых породах, более крупные выделения в шлирах и жильных выделениях].

Кроме того, в ряде других работ по Хибинским тундрам имеются отдельные указания на нахождение редких больших выделений титаномагнетита в некоторых пегматитовых жилах. К титаномагнетиту же, как показала неоднократная проверка, следует отнести и большинство других имеющихся указаний на магнетит.

Титаномагнетит в Хибинских тундрах связан главным образом с ийолит-уртитовыми и апатито-нефелиновыми породами; в других породах и в пегматитовых образованиях он встречается очень редко.

Физические и химические свойства. В Хибинских тундрах обычно образует изометрические зерна, крупнозернистые аггрегаты и сплошные массы, изредка неправильно образованные кривогранные октаэдрические кристаллы (в сростках).

Некоторые образцы обнаруживают отдельность по октаэдру, обусловленную, как показывает микроскопическое изучение, развитием по этим плоскостям пластинок ильменита. Удельный вес (определен пикнометром Е. В. Искюль) титаномагнетита из уртита Юкспора—4.9978, из сфенового уртита Юкспора—4.9843 и из апатито-нефелиновой породы Кукисвумчорра—5.0020.

Магнитен, в большинстве случаев зерна полярно магнитны, особенно сильно проявляется полярный магнетизм в гнейсовидных ийолит-уртитах, содержащих удлиненные, параллельно ориентированные включения титаномагнетита. Перед паяльной трубкой не плавится, при достаточном доступе кислорода переходит в магнетит.

На основании анализов титаномагнетитов, приведенных в табл. 4, отношение ильменита к магнетиту и остаток FeO выражаются следующими цифрами:

	Анализ № 1	Анализ № 2	Анализ № 3
$\frac{\text{ильменит—FeO·TiO}_2}{\text{магнетит—FeO·Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{217}{246} = 0.88:1$	$\frac{203}{266} = 0.76:1$	$\frac{237}{267} = 0.89:1$
$\frac{\text{остаток— FeO}}{\text{магнетит—FeO·Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{149}{246} = 0.56:1$	$\frac{101}{266} = 0.38:1$	$\frac{26}{267} = 0.1:1$

Под микроскопом в полированных шлифах титаномагнетит наблюдается в виде идиоморфных или изометричных зерен, а также в виде аллотриоморфнозернистых аггрегатов.

Цвет в отраженном свете — серый с довольно резко выраженным коричневым оттенком. Окраска зерен неравномерная, некоторые зерна пятнистые, причем отдельные разноокрашенные участки не имеют отчетливых границ. Неоднородность окраски особенно резко обнаруживается при скрещенных николях. Действует на поляризованный свет, причем степень анизотропии увеличивается закономерно с усилением коричневого оттенка в цвете. Причина анизотропии и неравномерности окраски хибинских титаномагнетитов объясняется зако-

Таблица 4

Анализы титаномагнетита Хибинских тундр

Компоненты	Крупнозернистый из уртита Юкспора		Зернистый из апатитового тела Кукисвумчорра		Крупнокристаллический из сфенового уртита Юкспора	
	%	молекул. колич.	%	молекул. колич.	%	молекул. колич.
	№ анализов					
	1		2		3	
SiO_2	0.50	8	0.48	8	1.03	17
TiO_2	17.36	217	16.32	203	19.02	237
Al_2O_3	нет	—	нет	—	нет	—
Fe_2O_3	39.29	246	42.51	266	41.72	267
FeO	39.73	553	38.45	535	37.17	517
MgO	1.66	41	1.36	33	0.54	13
MnO	1.27	18	0.12	2	следы	—
V_2O_5	есть	—	не опр.	—	есть[1]	—
S	не опр.	—	следы	—	0.32	10
Сумма . . .	99.81	—	99.24	—	99.80	—
Аналитик и год выполнения анализа	Т. Ф. Корзухина, 1934		Е. В. Искюль, 1935		Е. В. Искюль, 1935	

Примечание. П. Н. Чирвинским в журнале „Природа“ 1936, стр. 1938, опубликован анализ (Кольской базы Академии Наук), который им отнесен к титаномагнетиту. Это является недоразумением, так как этот анализ относится к одной из фракций разделения сфеновой породы (7.40% CaO, 3.85% P_2O_5 и др.)

номерным прорастанием магнетита ильменитом, обнаруживающимся при большом увеличении.

Как известно, магнетит концентрированной соляной кислотой в разрезах по кубу травится значительно сильнее, чем в разрезах по октаэдру и ромбическому додекаэдру; хибинские титаномагнетиты в пределах одного и того же зерна травятся неравномерно и при этом слабее в участках с интенсивным коричневым оттенком, вследствие того, что магнетит соляной кислотой травится, а ильменит — нет.

В апатито-нефелиновых и в ийолит-уртитовых породах тонкие пластинки ильменита располагаются в магнетите в виде двух пересекающихся систем, образуя решетчатую структуру распада смеси.[2]

[1] Определение Т. Ф. Корзухиной.

[2] И. Ф. Григорьев. Структуры минеральных сростаний в рудах. Зап. Мин. общ., 1928, **57**, *11—56*.

Толщина отдельных пластинок ильменита колеблется в пределах от 0.5 до 2.5μ. Этой различной крупностью структуры магнетита с ильменитом объясняется и неоднородность окраски, и неравномерное травление одного и того же зерна хибинского титаномагнетита.

Кроме тонких и закономерно расположенных пластинок, образующих решетчатые структуры, ильменит наблюдается также в виде тонких прожилков, неправильной формы включений, иголочек, округлых зернышек, табличек и дендритоподобных образований, приуроченных к трещинкам в зернах титаномагнетита и к периферии отдельных зерен.

Структуры распада смеси и характер включений ильменита в титаномагнетит показаны на табл. II, фото 1—4.

Наиболее крупные структуры смеси ильменита с магнетитом находятся главным образом вблизи включений ильменита, т. е. в трещинах и в периферических частях выделений титаномагнетита. Между содержанием титана в титаномагнетите и крупностью структуры распада, с одной стороны, и содержанием титановых минералов во вмещающей породе, с другой, намечается связь, а именно: чем богаче порода сфеном, ильменитом и другими титановыми минералами, тем больше ильменита в магнетите и тем крупнее между ними структура распада.

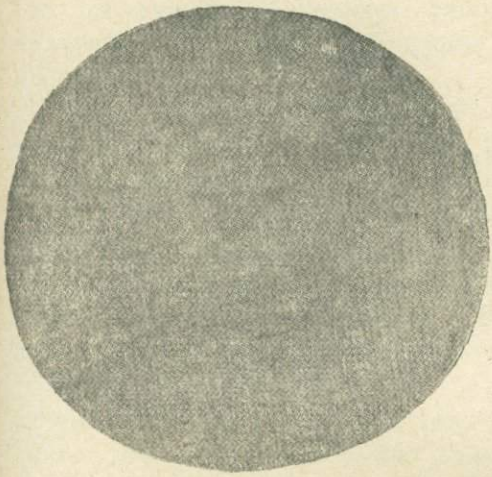
Смешение Fe_3O_4 и $FeTiO_3$ при высоких температурах происходило во всех отношениях, и распад на ильменит и магнетит представляет собою обычное явление, особенно характерное для магматических высокотемпературных магнетитов. Получающиеся при этом структуры многократно описывались в литературе.[1]

Кроме ильменита в некоторых образцах титаномагнетита найдены связанные с ильменитом редкие включения гематита, пирит и голубовато-серый анизотропный минерал, обладающий твердостью магнетита. Последние два минерала обнаружены только в титаномагнетите из сфенового уртита Юкспора, в виде тончайших прожилочков и неправильных включений размером около 5 мм.

Условия нахождения. Титаномагнетит в виде мелких неправильной формы зерен или линзочек входит как второстепенный минерал в состав апатито-нефелиновых и ийолит-уртитовых пород. В пятнистых апатито-нефелиновых разностях, богатых апатитом, составляющих верхние горизонты месторождений, содержание его несколько меньше, чем в более бедных апатитом сетчатых разностях нижних горизонтов. В ийолите и в уртите содержание

[1] H. Schneiderhöhn u. P. Ramdohr. Lehrbuch d. Erzmikroskopie, 2, 1931.

ТАБЛИЦА II



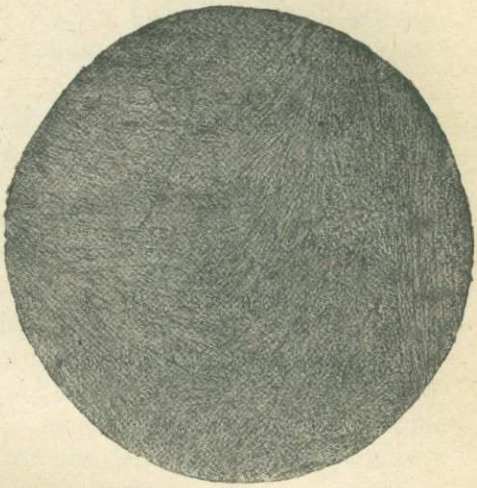


Фото 1 и 2. Решетчатая структура распада смеси между магнетитом и ильменитом. Шлифы протравлены концентрированной соляной кислотой. × 550.

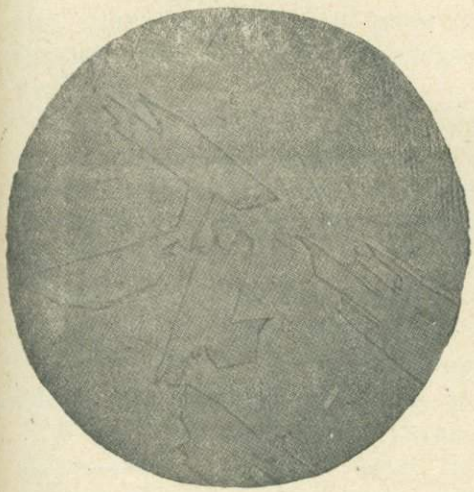


Фото 3. Включения ильменита в титаномагнетите. Шлиф очень слабо протравлен × 250.

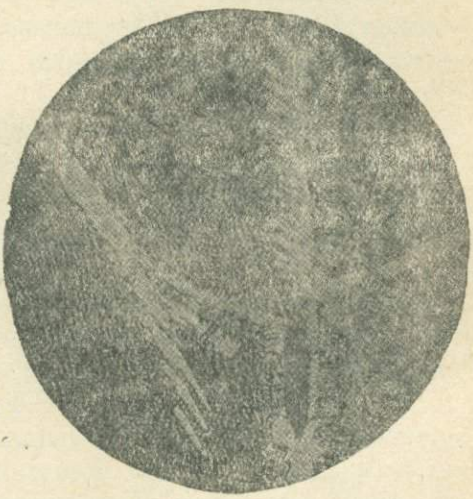


Фото 4. Прожилки и дендритоподобные включения ильменита в титаномагнетите. Шлиф протравлен концентрированной соляной кислотой. × 550.

титаномагнетита составляет в большинстве случаев от 1 до 6%; меньше всего его содержится в лейкократовых разностях пород, где он иногда составляет около 0.3%; в гнейсовидных меланократовых разностях содержание титаномагнетита иногда поднимается до 10%.

Среди других минералов в вышеуказанных породах титаномагнетит выделяется одним из последних. Среди ийолит-уртитов изредка встречаются еще шлировидные и неправильной формы зоны, еще более богатые титаномагнетитом — до 20% и более. Повидимому, к последнему типу следует отнести и зоны с магнитной аномалией, обнаруженные магнитометрическими исследованиями в ряде мест на горах Юкспор и Расвумчорр; протяженность таких зон достигает нескольких сот метров и мощность до 40 м.

Кроме вышеуказанного рассеянного нахождения в породах, титаномагнетит в ийолит-уртитах и в апатито-нефелиновой породе иногда образует линзовидные тела или секущие жилы, из которых первые встречаются в ийолит-уртитах, а вторые — чаще в апатитовых породах. Ряд линзовидных выделений титаномагнетита известен в ийолитах и уртитах гор Юкспор и Расвумчорр. Размеры линз — от нескольких метров до 20 м при мощности от 0.3 до 2 м; в таких выделениях титаномагнетит или сплошной (Ийолитовый отрог), или представляет аггрегаты разной крупности зерен неправильной формы, реже кристаллов (вершина и западный склон Юкспора).

В жилах среди апатито-нефелиновых пород титаномагнетит находится в смеси с нефелином, эгирином, сфеном и апатитом, образуя средне- или мелкозернистую породу; содержание титаномагнетита колеблется от 20 до 60%; мощность жил от 0.2 до 1.5 м и протяжение до 15—20 м.

Отдельные местонахождения титаномагнетита известны в слюдяно-эгириновых нефелиновых сиенитах (узкая зона в фойяитах на северном склоне Апатитовой горы) — небольшие пятна титаномагнетита, состоящие из округлых зерен в 5—15 мм величины.

В пегматитовых жилах титаномагнетит известен в полевошпатово-эгириновой с апатитом жиле Нептунитовой лощины Маннепахка — мелкие плохо образованные октаэдрические кристаллики. Известно еще несколько находок титаномагнетита в разных частях Хибинских тундр, но всюду случайные куски в осыпях.

Изменение. Хибинский титаномагнетит часто обнаруживает следы выветривания, выражающиеся в замещении магнетита серовато-белым минералом с довольно высокой отражательной способностью. Является ли этот минерал гематитом и идущий процесс

изменения — обычной мартитизацией, или здесь имеется переход магнетита в маггемит — сказать нельзя вследствие ничтожно мелких размеров образующихся пластиночек и включений вторичного минерала.

Замещение магнетита происходит от периферии зерен и трещин и наблюдается между ильменитом и магнетитом в виде причудливого узора, обусловленного структурой распада.

Промышленное значение. Ряд отдельных определений содержания V_2O_5 в титаномагнетите, выделенном из апатито-нефелиновых пород, указывает на присутствие в нем V_2O_5. Вследствие этого, при использовании (обогащении) нефелиновых отходов от обогащения породы на апатит, титаномагнетит в смеси с эгирином или отделенный от эгирина может быть использован для получения ванадия. Возможные масштабы получения титаномагнетита определяются производительностью действующей апатитовой обогатительной фабрики в 1.5 млн. т руды в год и содержанием титаномагнетита в руде.

РУТИЛ — RUTILE

(TiO_2; тетраг. с.; уд. в. 4.2; тв. 6—6.5)

(Э. М. Бонштедт)

1923. Куплетский Б. М. Доклады Акад. Наук, сер. А, *8*.
1932. Куплетский Б. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 2, *14* и *17*.

Рутил отмечен лишь микроскопически в виде единичных призм в пирротиновых, контактно измененных породах Рисчорра и Кукисвумчорра.

АНАТАЗ — ANATASE

(TiO_2; тетраг. с.; уд. в. 3.8—3.9; тв. 5.5—6)

(Э. М. Бонштедт)

1923. Куплетский Б. М. Доклады Акад. Наук, сер. А, *8* и *9*.
1932. Куплетский Б. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 2, *14*.

Анатаз в Хибинских тундрах наблюдался лишь под микроскопом в пирротиновом месторождении Рисчорра. Содержится и в пирротиновом нефелиновом сиените и в мелкозернистом нефелиновом сиените типа роговиков, образующем жильное выделение среди слюдяных нефелиновых сиенитов. Кроме того, там же наблюдался совместно с альбитом в псевдоморфозах, повидимому по титаниту. Спутниками анатаза, помимо пирротина, являются корунд, флюорит, рутил,

шпинель. При малых увеличениях анатаз черный, при больших — синий с плеохроизмом от голубого до темносинего. Образует скопления коротеньких призмочек, иногда коленчатые двойники.

ОКИСЛЫ МАРГАНЦА — MANGANESE-OXIDES

(MnO_2?)

(А. Н. Лабунцов)

1926. Лабунцов А. Н. Доклады Акад. Наук, сер. А, *39*. [Упоминание об окислах марганца при описании титаноэльпидита].

1927. Лабунцов А. Н. Тр. Мин. музея Акад. Наук, **2**, *97*. [Марганцовые окислы с анальцимом].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *267*, *270* и *346*. [Окислы марганца с анальцимом и титаноэльпидитом в цирконо-ильменитовых месторождениях].

1933. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **6**, *205*. [Небольшие марганцовые конкреции, натечные и другие образования в цирконовой жиле № 2 Цирконового отрога Кукисвумчорра; там же тонкие пленки между зернами апатита].

Отдельные указания на присутствие незначительных количеств окислов марганца имеются, помимо вышеприведенных, еще в разных других работах, согласно которым окислы марганца встречаются в пирротинсодержащей породе центральной части Хибинских тундр и как продукт разрушения шизолита в Ловозерских тундрах.

Окислы марганца частично представлены пиролюзитом, но в большинстве случаев их состав не изучен.

Намечается несколько типов их образования.

1. Выделение в пустотах в цеолитных жилах, главным образом в жилах с альбитом и анальцимом, также совместно с нептунитом и титаноэльпидитом. Примеры: куски жильной породы с альбитом, анальцимом и эльпидитом в осыпях северного склона западной части перевала Юмъечорр; мягкие корочки и пленки окислов марганца в пустотах альбито-анальцимовой жилы с нептунитом и титаноэльпидитом в западном контакте Маннепахка.

2. В виде конкреций и мелкозернистой массы в цирконополевошпатовых жилах. Примеры: в цирконовой жиле на Цирконовом отроге Кукисвумчорра и в цирконовой жиле Пирротинового ущелья Ловчорра.

3. Псевдоморфозы по шизолиту, очень редкие в Хибинских тундрах и более частые в Ловозерских тундрах, особенно в уссингитовых месторождениях.

4. Заполнение черными окислами марганца редких мельчайших трещинок в пирротин содержащей породе на Пинуайвчорре у Лопарского перевала.

ДИАСПОР — DIASPORE

($Al_2O_3 \cdot H_2O$; ромбич. с.; уд. в. 3.4; тв. 6.5—7.)

(А. Н. Лабунцов)

1925. Лабунцов А. Н. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, **5**, 2, *18*, *19*. [Указание на присутствие диаспора в некоторых шпреуштейнах].

Обнаружен микроскопически в виде редких, очень мелких слабо-желтоватого цвета пластинок, чаще их сростков в красноватом шпреуштейне с Иидичвумчорра и Часначорра; в белых шпреуштейнах не наблюдался.

ЛИМОНИТ — LIMONITE

($2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$; не кристалл.; уд. в. 3.6—4.0; тв. 5—5.5)

(А. Н. Лабунцов)

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**. [В указателе минералов приведены страницы, отмечающие в описании месторождений все упоминания о лимоните, буром железняке или о бурых окислах железа. В большинстве этих указаний отмечается лишь загрязнение минералов окислами железа или небольшие выделения в пустотах бурой земли стой массы; реже отмечаются корочки или мелкие натечные образования в трещинках и пустотах].

1933. Золотарь М. Л. и Салье Е. А. Хибин. апатиты, **5**, *34*. [Желтобурые ржавые корки в трещинках пирротинсодержащей породы на Пинуайвчорре у перевала Лопарского].

1933. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **6**, *203*. [Землистые и натечные образования лимонита в цирконовых жилах на Цирконовом отроге Кукисвумчорра].

1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *47*. [Лимонит по пирротину в пирротиновой зоне Кукисвумчорра и отдельные указания на лимонит по пириту].

1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *83*. [Корочки и мелкие натечные образования лимонита в пирротин содержащей породе Юкспора].

1934. Кравченко Г. Т. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *124*. [Бурые землистые выделения в трещинах в пирротин содержащей породе в верховьях р. Тульи].

1935. Лабунцов А. Н. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **1**, *20*. [Лимонит в альбит-молибденитовых месторождениях Тахтарвумчорра].

Никаких определений физических и химических свойств лимонита и бурых окислов железа не производилось.

Генетически образования лимонита (бурого железняка и окислов железа) связаны главным образом: а) с окислением сульфидов железа: пирротина, пирита и марказита; б) с изменением железо содержащих минералов: титаномагнетита, ильменита, лепидомелана, энигматита, темного сфалерита (марматита), астрофиллита, эвдиалита и др. Корочки лимонита встречаются иногда в трещинах и пустотах полевошпатовых жил на вершинах Поачвумчорра, Южного отрога Кукисвумчорра и в других местах.

ГИДРАРГИЛЛИТ (ГИББСИТ) — HYDRARGILLITE (GIBBSITE)

($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$; моноклин. с.; уд. в. 2.3; тв. 2.5—3)

(А. Н. Лабунцов)

1925. Лабунцов А. Н. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, **5**, вып. 2, *18*, *19*. [Указания на присутствие гидраргиллита в шпреуштейне и среди натролита].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *323*, *325*. [То же].

1935. Лупанова Н. П. Тр. Аркт. инст., **23**, *108*. [То же].

В шпреуштейне гидраргиллит обнаружен микроскопически в виде редких пластинок, часто в двойниковом срастании. Пластинки часто скучиваются или располагаются в одну линию, повидимому, заполняя трещинки в шпреуштейне. Бесцветен и почти прозрачен, или слегка замутнен, когда слабо окрашен в белый или слегка розоватый цвет. Оптически двуосен, положителен, часто — сильная дисперсия.

П. Н. Чирвинский сообщил о гидраргиллите в пустотах натролита, куски которого найдены А. Р. Антсманом в осыпях северо-восточного цирка Юкспора.

„Кристаллики гидраргиллита свободно образованы, бесцветны, водяно-прозрачны, а также белые — просвечивающие. Сростки их то закономерные двойники, то случайные. Сильно развит базис (001). При двойниковании кристаллики имеют псевдогексагональный пластинчатый облик. Блеск на (001) от стеклянного до перламутрового, иногда с заметной иризацией. Прекрасная спайность по базису. Твердость 2.5—3, хрупок. Оптически положителен; угол оптических осей в двойниковых сростках очень малый, кристаллы почти одноосны. Дисперсия слабая $r < v$". Приводим химический состав (в %) по анализу Е. В. Свержинской и В. А. Егорова (сообщен П. Н. Чирвинским):

SiO_2	1.34
TiO_2	нет
Al_2O_3	63.70
Fe_2O_3	0.13 [1]
MnO	следы
CaO	0.14
MgO	ничтожные следы
SrO	нет [2]
$Na_2O + K_2O$	0.03
H_2O-	2.96 (гигроск.)
H_2O+	31.80 (констит.)
Сумма . . .	100.10.

[1] Калориметрически.

[2] Спектроскопическая проба.

Наиболее распространен сплошной землистый гиббсит или смесь его с другими водными окислами алюминия, в том числе частично и с диаспором. Такая смесь водных окислов алюминия в небольшом количестве обычно примешана к шпреуштейну (смеси натролита, гидронефелита, других цеолитов и халцедона), образующемуся за счет гидротермального изменения нефелина. Иногда белая тонкозернистая масса, в основном состоящая из водных окислов алюминия, заполняет промежутки между кристаллами натролита и дает мелкие, как бы натечные, образования. В Ловозерских тундрах известны заполнения небольших пустот в эгирине II (повидимому, на месте растворенного содалита) белой или серовато-зеленой землистой массой, в основном состоящей из анальцима, водных окислов алюминия и тончайших иголочек эгирина III.

Гидраргиллит и гиббсит генетически связаны с гидротермальным изменением нефелина и с образованием шпреуштейна и натролита. Кристаллический гидраргиллит выделялся позже анальцима и плотного натролита, а гиббсит еще позже — после кристаллов натролита.

КАРБОНАТЫ

КАЛЬЦИТ — CALCITE

($CaCO_3$; тригон. с.; уд. в. 2.71; тв. 3)

(П. Н. Чирвинский и Э. М. Бонштедт)

1922. Ферсман А. Е. Изв. Акад. Наук, *479—494.* [Описание кальцита из разных месторождений Хибин. тундр].

1923. Ферсман А. Е. Изв. Акад. Наук, *251—273.* [Описание элатолитов кальцита].

1933. Константинов С. В. и Соболев И. И. Хибин. апатиты, **6**, *45.* [То же].

1933. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **5**, *186.* [То же].

В самом щелочном массиве Хибинских тундр кальцит чрезвычайно редок. Не отмечен он до настоящего времени для Ловозерских тундр.

По мнению А. Е. Ферсмана, в Хибинских тундрах кальцит наблюдается в виде трех генераций.

Кальцит I — высокотемпературный, в виде скелетных образований выделялся в различных районах и Хибинских, и Ловозерских тундр, но как таковой не сохранился и на месте его остались своеобразные характерные пустоты в виде „елочек", описанные А. Е. Ферсманом под названием „элатолит" (табл. III, фото 1 и 2). Только в одном случае в глубине такой пустотки елочки (элатолита) отмечено наличие кальцита. А. Е. Ферсман дает следующее описание элатолита:

„Елки представляют собою типичные скелеты роста, весьма сходные с аналогичными образованиями в сплавах при быстрой кристал-

ТАБЛИЦА III

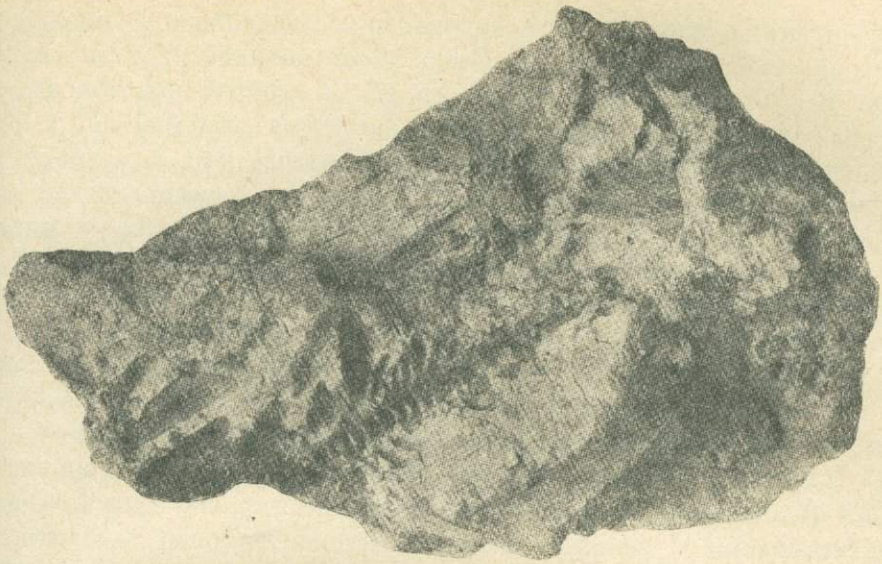


Фото 1. Элатолит в полевом шпате из Тавайока.

Фото 2. Элатолит в эгирине II из пегматита Черника. Иидичвумчорр.

лизации. Они обладают определенно тригональной симметрией, состоят из полигонально округлого стержня длиною до 8 см, с боковыми ветвями числом до 18 по одному стиху (столбцу) и длиною до 3 см. Боковые ветви образуют 3 стиха, причем каждая ветвь наклонена к оси, вертикальной под углом, несколько меняющимся, но колеблющимся в пределах 45—70°. Нередко наблюдаются двойники с вертикальными осями, образующими между собою угол в 60—70°". Поверхность этих елок (или, вернее, их отпечатков на других минералах) часто имеет шагреневый характер; „никаких явлений индукционного характера или взаимных штриховок не наблюдается, что определенно говорит за образование скелетов не одновременно с включающими минералами, а до них".

Елки элатолита наблюдаются в следующих минералах: эгирине II, эвколите, энигматите, рамзаите, микроклине (по краям зерен) и очень редко в нефелине, эгирине I, ламнрофиллите и халцедоне. В Хибинах элатолиты распространены главным образом в приконтактной и хибинитовой зонах, изредка наблюдались в зоне фойяитов; в Ловозерских тундрах — приурочены к северо-западной части массива и, кроме того, характерны для горы Пункаруайв.

А. Е. Ферсман считает, что эти скелетные образования, по кристаллографическому строению и свойствам тождественные с α-кальцитом Бёкке (Böcke), образовались в последние моменты выделения бесцветных минералов — нефелина и полевых шпатов, вероятно, при температурах около 1100° и при высоком давлении; после него выделялись цветные минералы и эгирин II, причем еще до конца выделения эгирина II произошел вынос элатолита.

Кальцит II и кальцит III — бесцветный, кристаллический, листоватый. Обычно пластинчатый по (0001), иногда со штриховкой и зонарной структурой по (0001). Бесцветный и прозрачный, или молочно-белый. Включений не содержит. Иногда отдельность по (0001), ясная спайность по ромбоэдру.

Находки кальцита единичны. Отмечен с флюоритом на Поачвумчорре и в ущелье Рамзая; в первом случае — в флюоритовой жиле, где кальцит окружает флюорит и цементирует его зерна. Обычно ассоциируется с цеолитами, главным образом с натролитом (Индичвумчорр, Рисчорр), иногда с поздним альбитом, лимонитом, со сфалеритом (Ворткеуай). Отмечается среди продуктов разрушения ринколита и ловчоррита в виде корочек или по трещинам.

Кроме того, кальцит встречен в некоторых трещинах сфенового рудника на Юкспоре в толще сфеновой руды. В последнем случае кальцит серовато-белого цвета, просвечивает, кристаллы до 2 см в длину (комбинация скаленоэдров и ромбоэдров), наросшие на

тонкие щетки точнее не определенного цеолита — натролита или мезолита.

По находкам 1936 г., в четырех разрушенных зонах, секущих Кукисвумчоррское апатитовое месторождение, обнаружено микроскопическим путем широкое развитие кальцита. Зоны широтного направления имеют крутое (до 88°) падение на юг, реже на север; мощность их от 3 до 6 м. Кальцит обычно образует мелкую, равномерно распределенную вкрапленность и реже находится в виде коротких жилок и желваков.

В толще верхней контактовой зоны того же месторождения были найдены ромбоэдрического облика кристаллы исландского шпата, размером от 1 до 4 см, вросшие в мелкозернистый апатит.

А. Е. Ферсман различает две генерации позднего кальцита: более раннюю (кальцит II), чрезвычайно редкую, предшествующую цеолитной, и более обычную, связанную с цеолитами (кальцит III). Этот поздний кальцит образовался после натролита, одновременно с гейландитом в конце гидротермальной стадии.

Описывая редкий кальцит из Хибинских тундр, нельзя не упомянуть о том, что за последние годы Н. И. Соустовым к югу от Хибинских тундр, в зеленокаменной свите Имандра — Варзуга найдены большие скопления карбонатных пород, подробно еще не изученных, главным образом доломитов, с прослоями известняков. По-видимому, с этой толщей связаны и выделения кальцита на юго-западных контактах Хибин. Здесь кальцит отмечается в глинистых сланцах Пирротинового ущелья с биотитом, хлоритом и кварцем (Михалев); в жильных диабазах Ловчорриокского пирротинового месторождения наблюдаются кварцевые и кварцево-кальцитовые листочки, неправильной формы гнезда, реже, тонкие быстро выклинивающиеся прожилки (Константов); наконец, в самих роговиковых породах с пирротином содержатся спайно кристаллические выделения кальцита, который является наиболее молодым минералом, выделившимся после сульфидов, кварца и халцедона (Лабунцов).

В 1935 г. студент Кировского горно-химического техникума Н. Д. Батютя открыл гажу в озере к югу от Хибинского массива (озеро названо Гажевое) и в районе озера известняк.

ЦЕРУССИТ — CERUSSITE

($PbCO_3$; ромбич. с.; уд. в. 6.5; тв. 3—3.5)

(В. И. Герасимовский)

Церуссит наблюдается только микроскопически в рудных шлифах как вторичный продукт замещения галенита из уссингитового месторождения горы Малый Пункаруайв в Ловозерских тундрах.

АНКИЛИТ (АНЦИЛИТ, КАЛЬЦИО-АНКИЛИТ)
ANCYLITE (CALCIOANCYLITE)

(водный карбонат Sr, Ca и TR; ромбич. с.; уд. в. 3.82; тв. ок. 4)

(Э. М. Бонштедт)

1923. Черник Г. П. Изв. Акад. Наук, *81—94.* [Химическое исследование, физические свойства].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *262, 269, 273—275.* [Описание анцилитовой жилы на Кукисвумчорре, указание на некоторые находки].

1930. Куплетский Б. М. Доклады Акад. Наук, сер. А, *331-336.*

1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *42—43, 46, 51—52.* [Новые находки анцилита на Кукисвумчорре].

1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *69.* [Анцилит как продукт изменения ловчоррита].

1935. Ожинский И. С. Зап. Мин. общ., **64**, 2, *366, 378.*

Анкилит в Хибинских тундрах найден лишь в незначительном количестве: на Луяврурте совсем не наблюдался. В виду наличия весьма скудного материала, минерал изучен далеко не полно.

Физические и химические свойства. На основании оптического изучения симметрия анкилита не выше ромбической. Анкилит образует мелкие кристаллические зерна (до 0.5—1 мм), имеющие вид пирамид с округлыми гранями; зерна срастаются или нарастают друг на друга и в силу несовершенного развития кристаллографическому изучению не поддаются.

Цвет свежего материала зеленый, частью с желтоватым оттенком, местами желто-зеленый, буроватый; при выветривании бледнеет, становится сероватым и беловатым. Блеск не сильный, стеклянный или жирный. В свежих зернах просвечивает. Спайности не обнаружено. Излом не типичен, местами приближается к раковистому, местами к занозистому. Твердость около 4. Удельный вес 3.82 (Черник, определение при помощи пикнометра); вследствие включений эгирина эта величина, повидимому, не совсем верная.

Под микроскопом анкилит прозрачен, почти бесцветен, имеет лишь слегка желтовато-буроватый оттенок. Сильно трещиноват, но четкой спайности не обнаруживает. Минерал можно было изучить оптически лишь в порошке. $2V$ очень большой, в силу чего определить его знак не представлялось возможным. Показатели преломления (по методу погружения в жидкость): $n_g = 1.748$, $n_p = 1.636$; $n_g - n_p = 0.112$; n_m точно не определялся, но, повидимому, довольно близок к 1.69.

Минерал даже в неизмельченном виде легко растворяется в разведенной HCl с выделением CO_2. По Чернику, при нагревании в запаянной с одного конца трубочке выделяет воду; при накаливании перед паяльной трубкой не плавится, не теряет твердости и превращается в землистое вещество ярко-красного цвета.

Азотнокислый и солянокислый растворы окрашивают пламя горелки в красный цвет (Sr).

Химический анализ выполнен Г. П. Черником (табл. 5, столбец 1). Материал, взятый для анализа, не вполне чистый, в анкилите содержится эгирин и немного натролита, и часть окислов, по мнению Г. П. Черника, принадлежит натролиту; состав минерала за вычетом натролита и посторонних примесей, перечисленный на 100%, приведен в столбце 2. Для сравнения в столбце 3 дан анализ гренландского анкилита.[1]

Таблица 5

Химические анализы анкилита

(в %)

Компоненты	Хибины		Гренландия
	1	2	3
$(Ce)_2O_3$	37.81	47.27	46.46
$(Y)_2O_3$	0.59	0.74	сл.
SrO	9.69	12.11	21.03
CaO	3.49	4.36	1.52
BaO	1.27	1.59	—
Fe_2O_3	0.32	—	0.35
Al_2O_3	0.65	—	—
Na_2O, K_2O	0.39	—	—
SiO_2	1.15	—	—
CO_2	22.70	28.38	23.28
H_2O	4.44	5.55	6.52
Примеси	17.8	—	0.60
Сумма	100.30	100.00	99.76
Удельный вес	3.82	—	3.902

Из результатов анализа Г. П. Черник выводит следующие соотношения: $(Ce, Y)_2O_3 \cdot 3CO_2 : (Sr, Ca, Ba)O \cdot CO_2 : H_2O = 5 : 7 : 10$.

При сравнении нашего минерала с другими карбонатами редких земель из нефелиновых сиенитов Гренландии, Норвегии[2] и Мадагаскара,[3] он ближе всего подходит к гренландскому анкилиту и отличается от него главным образом большим количеством Ca при

[1] Flink G. On the Minerals of Narsarsuk. Medd. om Grönl., 1901, **24**, *51*.

[2] Brögger W. Pegmatite der süd. norw. Nephelinsyenite. Ztschr. Krist., 1890, **16**, *650*.

[3] Lacroix A. Minéralogie de Madagascar, 1922, **1**, *297—301*.

уменьшении количества Sr. Однако оптически оба минерала имеют существенное различие: анкилит, по данным Флинка, имеет большой $2V$; согласно определению Ларсена, он почти одноосный, имеет низкое двупреломление — около 0.04 и $n_o = 1.865$; кальцио-анкилит же, как указано, обладает большим $2V$, очень сильным двупреломлением и более низким светопреломлением. К сожалению, недостаток материала не позволяет повторить в целях проверки этот сложный анализ, и так же, как у остальных близких ему редкоземельных карбонатов, природа минерала остается в значительной степени неразгаданной.

Условия нахождения. Несомненный кальцио-анкилит был найден только на Кукисвумчорре; в настоящее время мы знаем 7 точек, в которых он был найден в коренном залегании или в отдельных кусках в осыпи, причем только два месторождения содержат несколько больше этого минерала — коренная анкилито-натролитовая жила Северо-Западного отрога Кукисвумчорра (северной вершины) и астрофиллито-полевошпатовая линза с анкилитом в верховьях р. Тульи, около Жильной долины.

Первое из этих месторождений было детально описано Э. М. Бонштедт в 1928 г. во II томе „Хибинские и Ловозерские тундры". Анкилит в виде мелких зерен заполняет здесь удлиненные пустоты правильной формы среди полевого шпата и натролита, сопровождаясь прекрасными кристалликами ильменита и циркона и тончайшими иголочками эгирина. Зерна анкилита располагаются частью по стенкам пустот, частью образуют сеть внутри этих пустот, иногда почти наполняя их. Пустоты, заполненные анкилитом, образовались в результате разрушения призматического минерала, поперечные сечения которого дают нередко шестиугольные разрезы с углом призмы, близким к 60°, что наталкивало на мысль о принадлежности их к какому-то гексагональному минералу. По типу развития эти призмы напоминают кристаллы ринколита, угол 100:110 которого равен 63°. Более определенно судить о природе первоначального минерала, на основании имеющегося материала, невозможно.

В астрофиллито-полевошпатовой жиле верховьев р. Тульи тоже содержится довольно много анкилита. Здесь он также носит явно вторичный характер, располагается в неправильных пустотах и промежутках между минералами (частью с натролитом внутри самого полевого шпата), сопровождается катаплеитом и рамзаитом, но по внешнему виду несколько отличен от обычного кальцио-анкилита. Анкилит в этом месторождении желтоватый, матовый, образует мелкие пластинки, которые под микроскопом не вполне прозрачны; од-

нако по показателю преломления он не отличается от вышеописанного минерала.

Из отдельных находок необходимо отметить поднятый А. Н. Лабунцовым в Жильной долине Кукисвумчорра кусок, состоящий из натролита, крупных пластин катаплеита, длинных призм эгирина и содержащий характерные кристаллы — псевдоморфозы. Один из кристаллов представляет собой гексагональную призму с базисом около 1.5 см по оси *c* при 1.5 см в поперечнике, напоминая по своему облику нефелин или апатит; другие осколки кристаллов обнаруживают формы, не позволяющие отождествить исходный минерал с гексагональным. Вопрос о природе этого минерала остается пока открытым. Псевдоморфозы имеют ноздреватый вид, светло-буровато-зеленоватую окраску. Вещество их бурно вскипает даже в слабых кислотах, содержит редкие земли и в ничтожном количестве P_2O_5. При рассмотрении в лупу псевдоморфозы состоят из мельчайших зернышек анкилита, тончайших кристалликов катаплеита и мелких призм эгирина.

Для кальцио-анкилита характерна ассоциация с натролитом, с вторичными минералами—цирконом или катаплеитом (образовавшимися, по данным Е. Е. Костылевой, за счет эвдиалита), с флюоритом (или иттроцеритом), с сульфидами, а также с каким-нибудь из титановых минералов — ильменитом или рамзаитом.

Среди всех этих минералов кальцио-анкилит является одним из наиболее молодых; его образование связано с поздними, вторичными процессами, происходившими при низких температурах, в конце гидротермальной фазы.

Некоторые авторы (Бонштедт, Гуткова, Куплетский) указывают на образование анкилита за счет ринколита и ловчоррита при выветривании последних. Однако детально это изменение не прослежено и, по всей вероятности, продукт, принимаемый ими за анкилит, является не анкилитом, а вудъявритом.

МАЛАХИТ — MALACHITE

[$CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$; моноклин. с.; уд. в. 3.9—4.0; тв. 3.5—4]

(А. Н. Лабунцов)

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, 2, *238, 275, 276, 298, 301.* [Отмечаются различные находки карбонатов меди].

Отдельные, очень редкие, упоминания о карбонатах меди имеются в некоторых более поздних работах.

Типичного натечного, концентрически скорлуповатого или радиальнолучистого малахита в Хибинских и Ловозерских тундрах

не обнаружено. Зеленые карбонаты меди в виде пленок, примазок или землистой массы изредка встречаются в совершенно незначительном количестве, сопровождают халькопирит, за счет которого они образуются.

Карбонаты меди специально не изучались; возможно, что некоторые из них, в особенности находящиеся вместе с минералами ринколит-ловчорритовой группы, окажутся близкими к медистому вудъявриту.

Редкие небольшие выделения зеленых карбонатов меди известны в трещинах ийолитовых прожилков в апатито-нефелиновой породе Кукисвумчорра, а также в эвдиалитовой жиле перевала Юкспорлак и в некоторых других пегматитовых жилах, главным образом в связи с цеолитным процессом, как, например, в натролитовых жилах Поачвумчорра и др.

СИЛИКАТЫ

ГРУППА ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ — FELDSPAR GROUP

(О. А. Воробьева)

МИКРОКЛИН — MICROCLINE
АНОРТОКЛАЗ — ANORTHOCLASE $(K,Na)AlSi_3O_8$

АЛЬБИТ — ALBITE $NaAlSi_3O_8$

(триклин. с.; уд. в. 2.5 — 2.6; тв. 6—6.5)

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *203—373*. [Описание месторождений].

1928. Куплетский Б. М. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *76—202*. [Оптические константы породообразующего полевого шпата].

1931. Куплетский Б. М. Зап. Мин. общ., **60**, 1, *51—64*. [Анализы и оптические свойства полевых шпатов пегматитовых образований].

1932. Куплетский Б. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 2, *5—72*. [Характеристика полевых шпатов по группам горных пород].

1932. Воробьева О. А. Тр. СОПС, сер. Кольск., 2, *73—104*. [Полевые шпаты в горных породах].

1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер, Кольск., 3. [Характеристика полевых шпатов пегматитов Кукисвумчорра, анализы].

1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *7—108*. [Химические анализы и оптические константы полевых шпатов пегматитов Юкспора].

1935. Влодавец В. И. Тр. Аркт. инст., **23**, *5—58*. [Анализы и оптические константы полевых шпатов пегматитов и горных пород Юкспора — Расвумчорра].

1935. Лупанова Н. П. Тр. Аркт. инст., **23**, *59—116*. Сводки оптических констант полевых шпатов горных пород Поачвумчорра].

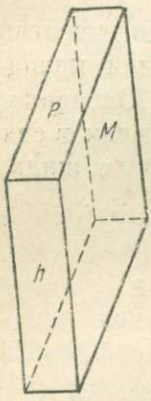
1935. Ожинский И. С. Зап. Мин. общ., **64**, 2, *356—415*. [Полевой шпат ловчорритовых месторождений].

1937. Солодовникова Л. Л. Тр. Лнгр. общ. естеств., **66**, 1, *34—88*. [Подробное изучение хибинских полевых шпатов из пегматитов].

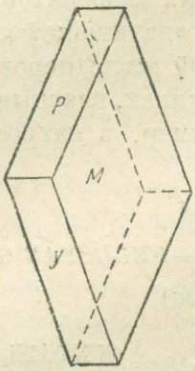
Полевой шпат является самым распространенным минералом в щелочных породах и пегматитовых образованиях Хибинских

и Ловозерских тундр. Однако в обширной минералого-петрографической и геологической литературе по Хибинам в большинстве случаев мы находим лишь отрывочные сведения о полевом шпате, хотя он и упоминается почти во всех работах.

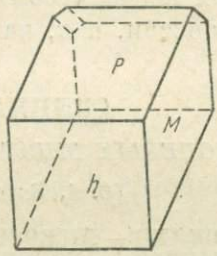
Физические свойства. Редкие кристаллы полевого шпата весьма плохой сохранности, с матовыми разъеденными гранями, не



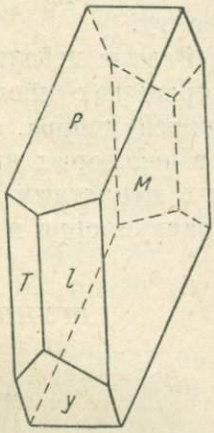
Фиг. 7. Таблитчатый кристалл полевого шпата с формами P (001), h (100), и M (010), по Л. Л. Солодовниковой.



Фиг. 8. Таблитчатый кристалл полевого шпата с формами P (001), y ($\bar{2}01$) и M (010), по Л. Л. Солодовниковой.



Фиг. 9. Кристалл полевого шпата псевдокубического облика с формами P(001), h(100), M (010) и o ($\bar{1}\bar{1}1$), по Л. Л. Солодовниковой.



Фиг. 10. Толстотаблитчатый тип кристалла полевого шпата с формами P (001), M (010), y ($\bar{2}01$), l (110), T ($1\bar{1}0$), по Л. Л. Солодовниковой.

могли быть подвергнуты точному кристаллографическому измерению. Развитые на них формы установлены Л. Л. Солодовниковой путем измерения углов с помощью прикладного гониометра.

Лейстовидные кристаллы полевого шпата обладают габитусом ромбических табличек (фиг. 7 и 8) вследствие равномерного развития двух пар пинакоидов P (001) и h (100), или P (001) и y ($\bar{2}01$) при широко развитой паре граней M (010).

В отдельных случаях таблички полевого шпата имеют псевдокубический габитус (фиг. 9) вследствие равномерного развития всех трех пар пинакоидов (001), (100) и (010).

Более обычной формой являются толстые таблички (фиг. 10), укороченные по оси c, с преобладанием сильно развитой пары граней M (010) и менее развитыми формами P (001), l (110), T ($1\bar{1}0$) и y ($\bar{2}01$). Дополнительно наблюдаются формы кристаллов f (130), z ($1\bar{3}0$), x ($\bar{1}01$) и o ($\bar{1}\bar{1}1$). Форма ($1\bar{3}0$) часто представлена в виде узких граней, остальные развиты неравномерно.

На крупных кристаллах нередко развиваются более мелкие, образованные формами: широкой (010) и сравнительно узкими (001) и ($\bar{2}01$).

Грани (001) — блестящи, остальные матовы, разъедены и несут следы выщелоченных иголочек эгирина.

По цвету кали-натровые полевые шпаты делятся на две группы: 1) разновидность, приближающуюся по цвету к амазониту, красивой зеленой окраски (обусловленной микроскопическими включениями эгирина), переходящей в зеленовато-бурую и грязнозеленоватую; 2) желтовато-белую или серо-белую разновидность, мутную и малопрозрачную. К первой разновидности относятся исключительно микроклины и микроклин-пертиты. В пределах второй группы встречаются анортоклазы и микроклины. В пегматитовых образованиях зоны слюдяных и перекристаллизованных нефелиновых сиенитов нередко наблюдается прозрачный, белый или светлозеленый анортоклаз, напоминающий мадагаскарский.

Альбит обычно белый, серовато-белый и желтовато-белый.

Блеск на плоскостях спайности стеклянный, на других, в изломах, — матовый.

Спайность отчетливая по (001) и (010); в отдельных случаях наблюдается менее хорошо выраженная спайность, расположенная под $\angle 60 - 65°$ к (010). Единично отмечается отчетливая спайность по (110) и ($1\bar{1}0$). Мурчисонитовая спайность совпадает с ($\bar{8}01$).

Удельный вес определялся в редких случаях, так как в виду многочисленных микроскопических включений эгирина и других минералов, очень трудно получить для этой цели однородный материал. Н. Н. Гуткова приводит следующие определения удельного веса:

2.46 — микроклин из эгирино-астрофиллито-полевошпатового пегматита, зона слюдяных нефелиновых сиенитов Юкспора,

2.476 — микроклин из нефелино-полевошпатового пегматита с натролитом, зона слюдяных нефелиновых сиенитов Юкспора,

2.59 — микроклин-пертит из эгирино-роговообманково-нефелино-полевошпатового пегматита, зона фойяитов Юкспора.

По оптическим свойствам хибинские полевые шпаты определяются как микроклин, микроклин-пертит, анортоклаз,[1] и альбит. Под названием „анортоклаз“ объединяются триклинные кали-натровые

[1] Присутствие ортоклаза в щелочных породах и пегматитовых образованиях Хибинского массива является не совсем обычным. Среди многочисленной литературы по Хибинам обращает на себя внимание работа И. С. Ожинского (1935), в которой имеются неоднократные указания на присутствие ортоклаза в ловчоррито-ринколито-

полевые шпаты, отличающиеся от микроклина отсутствием типичной двойниковой решетки, малым углом оптических осей и оптической ориентировкой эллипсоида упругости, где координаты плоскостей упругости относительно плоскостей спайности приближаются к таковым для ортоклаза $n_m : P(001) = 5$ до 6°.

За типичные микроклины принимаются кали-натровые полевые шпаты с большим углом оптических осей и погасанием на (001) 15 — 17°.

В Хибинских тундрах нередко встречаются и промежуточные типы между микроклином и анортоклазом, в которых при малом значении угла оптических осей (анортоклазовом) координаты плоскостей угругости приближаются к микроклиновым.

вых месторождениях Хибинского массива. В группу ортоклаза И. С. Ожинским отнесены те кали-натровые полевые шпаты, у которых $2V$ колеблется от 62 до 68°, достигая в единичных случаях 70°, а $n_m : P_{(001)}$ — обычно от 4 до 8°.

О. А. Воробьева на основании специальных исследований Б. М. Куплетского и Л. Л. Солодовниковой, а также своих личных наблюдений считает, что нельзя базироваться только на одних кристалло-оптических константах, устанавливая точную природу Хибинских кали-натровых полевых шпатов, характерной особенностью которых является крайняя неустойчивость оптических констант не только в пределах одного месторождения, но и в одном и том же зерне.

Анортоклазы нередко имеют ортоклазовую ориентировку и обладают углом оптических осей свыше 60°.

В качестве примера можно привести два проанализированных анортоклаза из работы Б. М. Куплетского и анортоклаз из ринколитовых пегматитов (Л. Л. Солодовникова).

Минералы	$-2V$	$n_m : P\ (001)$	Содержание щелочей в %	
			K_2O	Na_2O
Анортоклаз № 2401/142	54.5°	13°	14.29	1.22
Анортоклаз № 2333/42	77°	15°	15.68	0.73
Анортоклаз ринколитового пегматита . .	$< 60°$	8°	—	—

Таким образом, пользуясь только методом микроскопического исследования, не всегда можно безошибочно установить истинную природу хибинского кали-натрового шпата. В настоящий момент, может быть, преждевременно включать ортоклаз в число характерных хибинских кали-натровых полевых шпатов, так как еще не вполне достаточно изучены его химические и физические свойства.

Но в надлежащих местах статьи будут отмечаться имеющиеся указания на присутствие ортоклаза в хибинских породах и пегматитах.

Показатели преломления, определенные обычным иммерзионным методом, приводятся только для микроклина и анортоклаза в работах Б. М. Куплетского и Л. Л. Солодовниковой (табл. 6).

Таблица 6

Показатели преломления микроклина и анортоклаза

Месторождения	n_g	n_p	$n_g - n_p$
	Микроклин		
Кукисвумчорр	1.5272	1.5220	0.0052
Часначорр	1.5280	1.5215	0.0065
Маннепахк	1.5275	1.5217	0.0058
Юкспор	1.5260	1.5185	0.0075
Юкспор	1.5245	1.5170	0.0075
Коклухтуай	1.5236	1.5187	0.0049
Тулбнуай	1.5230	1.5171	0.0059
	Анортоклаз		
Рисиок	1.5236	1.5184	0.0052
Южный отрог Кукисвумчорра	1.5266	1.5211	0.0055

У альбита $n_g = 1.536$; $n_p = 1.522$; $n_g - n_p = 0.014$ (данные Л. Л. Солодовниковой для Ab эвколито-сфенового типа в фойяите).

В табл. 6 приведены значения показателей преломления калинатровых полевых шпатов пегматитовых образований. Для калинатровых полевых шпатов пород мы имеем только два определения:

1. Анортоклаз из хибинита (по Б. М. Куплетскому): $n_g = 1.5279$; $n_p = 1.5228$ и $n_g - n_p = 0.0051$.

2. Микроклин из нормального луяврита Ловозерских тундр (по О. А. Воробьевой): $n_g = 1.524$; $n_p = 1.517$; $n_g - n_p = 0.007$.

Основные кристалло-оптические константы устанавливаются в шлифах, ориентированных по спайности (091) и (010).

Плоскость $n_g n_p$, близкая к плоскости спайности (001), устанавливается быстро, легко и достаточно точно, но плоскости $n_g n_m$ и $n_m n_p$ поддаются установке с большим трудом даже в условиях монохроматического освещения, что, по мнению Л. Л. Солодовниковой, связано с явлениями дисперсии, выраженными здесь особенно резко, а также зависит и от присутствия криптопертитовых вростков альбита и многочисленных микроскопических включений эгирина. На плоскости (010) наблюдается несколько наклонный выход положительной биссектрисы.

Оптическая ориентировка эллипсоида упругости микроклина, анортоклаза и альбита — триклинная.

Координаты полюса спайности кали-натрового полевого шпата сильно меняются в пределах одного и того же зерна. Подобные колебания находят себе объяснение только в очень тонком криптопертитовом сложении полевого шпата, при котором субмикроскопические включения альбита изменяют действительную ориентировку кали-натрового полевого шпата.

Числовые значения ориентировки эллипсоида упругости для микроклина и анортоклаза приведены в сводной таблице оптических свойств (табл. 7), для альбита — в табл. 8, где координаты плоскости упругости даны по отношению к полюсу спайности (001) и реже к (010).

Как видно из этих таблиц, угол оптических осей также далеко не постоянен, он нередко колеблется в пределах одного кристалла. Ниже даются небольшие выдержки из табл. 7, 8 и 9 для максимального, минимального и среднего значения угла оптических осей.

Микроклин			Анортоклаз		
max.	min.	средн.	max.	min.	средн.
$-2V = 86—88°$;	60—62°;	78—79°	$-2V = 74—77°$;	55—56°;	60—61°

Альбит

max.	min.	средн.
$+2V = 84—82°$;	70—75°;	77—78°

Неустойчивость величины угла оптических осей не только в пределах одного месторождения, но и в пределах одного кристалла полевого шпата является характерной особенностью кали-натровых полевых шпатов, представленных микроклином, анортоклазом и переходными разновидностями между ними.

Второй характерной особенностью изученных хибинских полевых шпатов является более сложное строение микроклинов, в то время как анортоклазы обнаруживают большую однородность.

У *микроклина* в шлифах, параллельных P (001), наблюдается двойниковое сложение — микроклина и микроклин-пертита, которое, однако, не имеет характера двойниковой решетки, а дает своеобразное, полисинтетическое строение по альбитовому закону: $Bn_g = 18°$; $Bn_m = 82°5'$; $Bn_p = 73°5'$; $B \perp (010)$.

Индивидуумы двойникового сростка имеют форму веретен, шнуров, пластинок, а в разрезе по (001) — вид полосок, прямоугольников или пятен (табл. IV, фото 1, 2, 3).

Своеобразная форма двойниковых индивидуумов микроклина напоминает иногда пертитовые вростки альбита, но отличается от

последних тем, что здесь каждый индивидуум представляет собой монокристалл, а не систему двойников, как это обычно свойственно вросткам альбита.

Отдельные участки микроклина, расположенные в двойниковом положении относительно друг друга, угасают симметрично под углами 13—18° по отношению трещин спайности (010) всего кристалла.

О. А. Воробьевой и В. И. Герасимовским описаны под названием микроклин-псевдопертита и микроклин-изопертита микроклины из Ловозерских тундр аналогичного двойникового сложения (табл. V, фото 1); при их измерении на федоровском столике установлено (В. И. Герасимовским), что индивидуумы срастаются друг с другом идентично и $Bn_g = 18°$; $Bn_m = 82.5°$; $Bn_p = 73.5°$, $B \perp (010)$.

В ориентированных шлифах иммерзионным способом определены (О. А. Воробьевой) показатели преломления и углы оптических осей для отдельных индивидуумов микроклин-изопертита (микроклин-псевдопертита), причем существенной разницы в их светопреломлении не обнаружено:

	1	2
n_g	$= 1.524 \pm 0.001$	1.525 ± 0.001
n_p	$= 1.517 \pm 0.001$	1.519 ± 0.001
$n_g - n_p$	$= 0.007$	0.006
$2V$	$= -83°$	$-82°$

Микроклин-изопертит (термин заимствован у В. Н. Лодочникова) широко распространен в щелочных породах и пегматитовых образованиях Ловозерских тундр.

Крайне редко микроклин обладает двойниковым строением по другим законам двойникования. Например:

1) карлсбадские двойники отмечены в литературе для микроклин-микропертита умптекитов (Б. М. Куплетский, 1928): $Bn_g = 88°$; $Bn_m = 17°$; $Bn_p = 72°$;

2) наличие баденских двойников устанавливается для микроклин-микропертитов тех же умптекитов: $Bn_g = 70.5°$; $Bn_m = 78°$; $Bn_p = 28°$;

3) микроклин-микропертит слюдяно-роговообманковых жильных нефелиновых сиенитов выделяется в виде широких табличек, иногда с маннебахскими двойниками.

Анортоклаз обычно однородный, монокристаллический, реже обнаруживает двойниковое строение по карлсбадскому и другим законам.

У альбита отчетливо выражено двойниковое строение по альбитовому закону. Двойники простые и полисентические, нередко шахматной структуры.

Двойниковая ось $\perp (010)$, двойниковая плоскость и двойниковый шов совпадают со спайностью альбита (010). Координаты двойнико-

Таблица 7

Сводка оптических констант кали-натровых полевых шпатов из пегматитовых выделений в щелочных породах Хибинских тундр

Тип пегматита и месторождение	Характеристика полевого шпата	Погасание на M (010)	Погасание на P (001)	$\angle P$ (001) n_g	$\angle P$ (001) n_m	$\angle P$ (001) n_p	Среднее содержание вростков в %: альбита	Среднее содержание вростков в %: эгирина	$2V$	Светопреломление n_g	Светопреломление n_p	Светопреломление n_g-n_p	Автор
I. Пегматиты хибинитов													
Эвдиалито-эгирматитовый. Часначорр	Серо-зеленый *микроклин-микропертит* с одной системой двойников. Пертитовые вростки — альбит № 2—3	5.5°	14.2°	85° 74° 74°	12° 17° 18.5°	78° 84° 79°	21.35	3.34 на M 2.93 на P	— 86° — 78° — 88° — 86°	—	—	—	Б. М. Куплетский
Эгирино-микроклиновый. Часначорр (табл. 9, анал. 1)	*Микроклин-пертит* без типичной микроклиновой решетки	—	15.5°	81° 85°	12.5° 6°	82° 84°	30.00	2.70	— 80°	1.5280	1.5215	0.0065	
То же. Кукисвумчорр	Голубовато-зеленый *микроклин-микропертит* (табл. 9, анал. 2) Пертитовые вростки — альбит № 4—5	3.7°	14.7	85°	7°	86°	16.67	2.51	— 74.5°	1.5272	1.5220	0.0052	
То же. Часначорр	Бледно-зеленый *микроклин-микропертит* с одной системой двойников по альбитовому закону. Пертитовые вростки — альбит № 2—3	6°	—	80°	13°	82°	—	3.00	— 80°	—	—	—	Л. Л. Солодовникова
То же. Маннепахк	*Микроклин-микропертит* Пертитовые вростки — альбит № 2—3	4—6°	14—17°	76° 80° 84° 79°	17° 12° 8° 13°	83° 83° 85° 83°	22.79 на P 28.90 на M	—	— 77° — 64° — 82° — 73° — 68°	—	—	—	
То же (с натролитом). Китчепахк	Бледно-зеленоватый *микроклин-микропертит* с двойниками по альбитовому закону. Пертитовые вростки № 4—5	1.5—7°	—	85° 84° 84°	13.5° 9° 8°	78° 83° 83°	11.45 на P 10.64 на M	—	— 80° — 76° — 69°	—	—	—	Л. Л. Солодовникова
То же. Китчепахк	Грязнозеленый *микроклин*, сдвойникованный по альбитовому закону	0—8°	15°	82° 84°	10° 15°	84.5° 80°	—	насыщ.	— 83° — 78°	—	—	—	
Нептунитовый. Маннепахк (табл. 9, анал. 3)	*Микроклин-микропертит* с волнистым угасанием. В пертитовых вростках — альбит	4.2°	15.5°	70° 74° 83° 82°	21° 15° 8° 10°	83° 86° 85° 82°	20.77 на P 21.73 на M	2.85	— 78° — 86° — 80° — 83°	1.5275	1.5217	0.0058	Б. М. Куплетский
Альбитоворудный. Тахтарвумчорр	Сильно измененный *микроклин*, реликты среди массы альбита	6°	12° 16°	83° 75° 77°	10° 14° 16°	85° 85° 84°	—	—	— 80°	—	—	—	Л. Л. Солодовникова и Н. Н. Гуткова
II. Пегматиты эгириновых нефелиновых сиенитов													
Эвдиалито-эгматитовый. Ущелье Гакмана	Грязнозеленый *микроклин-криптопертит* с типичной двойн. структ.; перт. вростков нет (табл. 9, ан. 7)	3° 6.5°	13° 17°	76° 82° 82° 83°	15° 10° 8° 7°	83° 85° 88° 89°	—	2.5	— 78° — 81° — 74° — 76°	—	—	—	Л. Л. Солодовникова и Н. Н. Гуткова
III. Пегматиты фойялитов													
Микроклинороговообманковый. Жильная долина	Белый *микроклин-перт.* с обычн. для хиб. пол. шпат. двойник. структ. по альбит. закону; погасание отдельных индивидуумов по отношению (010) около 15°. Пертитовые вростки шахматной структуры *Pl* № 2—3 (табл. 9, анал. 18)	6°	—	76°	15°	84°	на P 24.45, на M 20.60	видимые включения	— 78°	—	—	—	Л. Л. Солодовникова
Эгирино-астрофиллитовый. Юкспор	Грязнобелый *микроклин-пертит* (табл. 9, анал. 19). Пертиты шахматной структуры *Pl* № 3—4	6.5°	16°	74°	16°	85°	на P 35.4, на M 47.8	видимые включения	— 82°	—	—	—	

Продолжение таблицы 7

Тип пегматита и месторождение	Характеристика полевого шпата	Погасание на M (010)	Погасание на P (001)	∠ P (001) n_g	∠ P (001) n_m	∠ P (001) n_p	Среднее содержание вростков в % альбита	Среднее содержание вростков в % эгирина	$2V$	Светопреломление n_g	Светопреломление n_p	Светопреломление n_g-n_p	Автор
IV. Пегматиты слюдяных нефелиновых сиенитов													
Ловчорриторинколитовый. Кукисвумчорр	Бледно-зеленый водянопрозрачный *анортоклаз* без двойниковой структуры, включений и вростков	—	1–1.5°	86°	8°	83°	—	—	— 60°	—	—	—	Л. Л. Солодовникова
Нефелинополевошпатовый с натролитом. Ущелье Гакмана	Грязнобелый псевдокубического габитуса *микроклин* с одной системой двойников по альбитовому закону (табл. 9, анал. 11)	5°	16°	84° 84° 84°	8° 6° 7°	85° 88° 84°	—	2.5	— 80° — 83°	1.5245	1.517	0.0075	
То же. Юкспор, Вуоннемиок	Грязносерый *микроклин* с одной системой двойников по альбитовому закону (табл. 9, анал. 8). Содержит небольшие участки *анортоклаза*	—	—	82.5°	18°	73 5°	видимых вростков нет	вростки обычны	—	1.526	1.5185	0.0075	
То же. Юкспор, Юкспориок	Зеленовато-мутный *микроклин* с одной системой двойников, содержит участки светлого, прозрачного, свободного от вростков эгирина *анортоклаза* (табл. 9, анал. 9)	5.5°	17°	80° 81.5°	10° 12°	83° 85°	нет	1.5	— 62° — 76°	—	—	—	
		—	—	88°.	7°	83°	„	нет	— 56°	—	—	—	
Эгирино-рогообманково-анортоклазовый. Юкспор	Полевой шпат со своеобразным пертитовым срастанием *микроклина* двойникового сложения с отчетливой решеткой и *анортоклаза*, лишенного признаков двойникования[1]	6° 7°	13° 17°	85°	7°	85°	нет	набл	— 62 — 70°	—	—	—	Л. Л. Солодовникова и Н. Н. Гуткова
		—	1° 1.5°	80°	15°	80°	„	нет	—<60°	—	—	—	

То же. Юкспор	Грязнозеленый *микроклин* с участками водянопрозрачного *анортоклаза*	—	15° 20°	81° 85°	15° 11°	79° 82°	7 —	значит. содержание	— 69° — 75°				Л. Л. Солодовникова и Н. Н. Гуткова
		8°	1° 2°	85°	7°	85°	нет	нет	—>60°				
Эгирино-астрофиллитовый. Ущелье Гакмана	Серовато-белый *микроклин-криптопертит*, неоднородный, большая часть его участков двойникового сложения, меньшая—однородная, без включений, с почти прямым погасанием (табл. 9, анал. 10)	—	—	85° 83° 85° 80° 85°	6° 8° 14° 13° 6°	86° 86° 77° 82° 86°	видимых пертитовых вростков нет	набл.	— 77°	—	—	—	
		2.5° 4°	16°	82° 88°	8° 19°	89° 76°	нет	»	— 77°	—	—	—	
Юкспоритопектолитовый. Юкспор, Лопарская долина	Свежий, полупрозрачный, почти бесцветный, неоднородный. Участки *микроклина* с двойниковой структурой и однородные участки *анортоклаза* без двойниковой структуры и включений[1]	—	—	85°	15°	76°	нет	большое колич.	—	—	—	—	
		—	0°—2°	7°[2]	83°[2]	88°[2]	»	нет	—<60°	—	—	—	
Не относится к какому-либо определенному типу. Месторождение 234	Серый, полупрозрачный, *микроклин-микропертит*	5°	15°	80°	15°	80°	6	нет	— 70°	1.5250	1.5158	0.0065	
Рисиок	Зеленый *микроклин* (табл. 9, анал. 12)	—	—	81°	12.5°	82°	4	2	— 74°	1.5255	1.5180	0.0075	Б. М. Куплетский
Рисиок	Полупрозрачный желтый *анортоклаз* (табл. 9, анал. 13)	—	—	88°	15°	75°	нет	2.9	— 77°	1.5236	1.5184	0.0053	
Южный отрог Кукисвумчорр	Бледно-желтый прозрачный *анортоклаз* (табл. 9, анал. 14)	—	—	72° 76°	83° 80°	18° 13°	«	нет	— 54.5°	1.5266	1.5211	0.0055	

Продолжение таблицы 7

Тип пегматита и месторождение	Характеристика полевого шпата	Погасание на M (010)	Погасание на P (001)	∠ P (001) n_g	∠ P (001) n_m	∠ P (001) n_p	Среднее содержание вростков в % альбита	Среднее содержание вростков в % эгирина	$2V$	Светопреломление n_g	Светопреломление n_p	Светопреломление $n_g - n_p$	Автор
Месторождение Свинцового ущелья р. Тульи	Серый полупрозрачный *микроклин-пертит* (табл. 9, анал. 15)	—	—	84°	7.5°	85.5°	8.5	нет	— 66°	1.5260	1.5203	0.0057	Б. М. Куплетский
V. Пегматиты перекристаллизованных (эгирино-роговообманковых и эгирино-слюдяных) нефелиновых сиенитов													
Эгирино-анортоклазовый. Ущелье Гакмана	Грязносеровато-серый *микроклин* (табл. 9, анал. 16).	4.5–7°	14–17°	82°	9°	85°	видимых вростков	значит. колич.	— 70°	—	—	—	Л. Л. Солодовникова и Н. Н. Гуткова
				81°	12°	83°	нет		— 74°				
	Водяно-прозрачный *анортоклаз*	12°	почти 0°	—	—	—	нет	нет	— 56°	—	—	—	
Ловчорриторинколитовый. Жила № 1, Юкспор	*Микроклин-микропертит* с системой двойников по альбитовому закону (табл. 9, анал. 17)	—	—	81°	10°	85°	11.7	—	— 60°	—	—	—	
				81°	12°	82°			— 66°				
То же. Вуоннемиок	*Микроклин-микропертит*	—	—	81°	12°	86°	заметно	—	— 76°	—	—	—	И. С. Ожинский

[1] Верхние данные относятся к микроклину, нижние—к анортоклазу.
[2] Координаты даны относительно M (010).

Таблица 8

Сводная таблица оптических свойств альбита

Тип альбита	Погасание на (010)	Pn_g	Pn_m	Pn_p	Bn_g	Bn_m	Bn_p	$2V$
I. Генерация—пойкилитовые вростки								
1. Карлсбадские двойники в микроклин-микропертите (ловчорритовая жила в слюдяных нефелиновых сиенитах)	24°	—	—	—	70°	20°	86	+ 75°
II. Генерация—пертитовые вростки								
1. Двойники по альбитовому закону в пертитовых вростках микроклин-микропертита (эгирино-полевошпатовая жила в хибините) . . .	18° и 20°	—	—	—	16°	73.5°	88°	+82° и +76°
2. Мелкие пертитовые вростки в микроклин-микропертите (астрофиллитовый тип в слюдяном нефелиновом сиените)	20°	—	—	—	—	—	—	+ 74°
3. Мелкие полисинтетические двойники в микроклин-микропертите (ловчорритовый тип в перекристаллизованных нефелиновых сиенитах)	22°	80°	22°	70°	18°	72°	87°	+ 82°
III. Генерация—пертиты шахматной структуры								
1. Полисинтетические двойники с шахматной структурой в микроклин-пертите (полевошпато-роговообманковый тип в фойяите)	—	75°	22°	71°	—	—	—	+ 80°
2. Пертитовые вростки шахматной структуры в микроклин-пертите (эгирино-астрофиллитовый тип в фойяите)	22.5°	78°	24°	70°	—	—	—	+ 81°
IV. Генерация—пластинчатый мелкозернистый альбит								
1. Аггрегат полисинтетических и простых двойников (альбитовый тип в хибините) .	21°	76°	30°	63°	16°	74°	87°	+ 80°
2. Пластинчатый мелкозернистый альбит (ловчорритовое месторождение в перекристаллизованных нефелиновых сиенитах)	—	—	—	—	18°	72°	87°	+ 78°
3. Крупные лейсты альбита (эвколито-сфеновый тип с альбитом в фойяите) (табл. 9, анал. 20)	23°	79°	22	71°	—	—	—	+ 79°

вой оси: $Bn_g = 16°$; $Bn_g = 74°$; $Bn_p = 87°$ (альбит из альбитовой жилы Тахтарвумчорра, по Л. Л. Солодовниковой, 1936).

Альбит пертитовых вростков в кали-натровом полевом шпате часто полисинтетически сдвойникован по альбитовому закону, в то время как альбит пойкилитовых включений образует обычно простые карлсбадские двойники.

Пертитовое, пойкилитовое и пегматитовое строение полевого шпата. Пертитовое строение свойственно главным образом микроклину и реже — анортоклазу.

Микроклин пегматитовых образований и щелочных пород Хибинских тундр содержит видимые в шлифе пертитовые вростки натрий-кальциевого полевого шпата (кислого плагиоклаза).

Пертитовые вростки представляют собой систему неправильных жилок или линзовидных образований, ориентированных параллельно вертикальной оси кристаллов микроклина (табл. V, фото 2). Система пертитовых вростков гаснет одновременно.

В сечениях по базопинакоиду (001) пертитовые вростки имеют форму пятен. В разрезе по (010) система пертитовых вростков расположена обычно под углом около 65° к спайности (001).

Пертитовые вростки принадлежат кислому плагиоклазу, примерно № 2 и 3, с отчетливо выраженным двойниковым строением по альбитовому закону и реже — по карсбадскому. В более крупных вростках наблюдается плагиоклаз шахматной структуры (табл. V, фото 3 и 4).

В микроклин-микропертитах оптическая ориентировка элипсоида упругости, характер двойникования и направление спайности совпадают в обоих полевых шпатах (микроклине и плагиоклазе).

Содержание вростков плагиоклаза в микроклине в среднем составляет 16—20%.

Анортоклаз отличается большой однородностью строения и нередко полным отсутствием пертитовых вростков. Анортоклаз грубопертитового сложения вообще не наблюдается, ему присуще только тонкопертитовое строение с незначительным содержанием вростков альбита.

Л. Л. Солодовникова (1936) считает, что процесс пертитизации микроклина представляет собой явление замещения первичного однородного кали-натрового полевого шпата альбитом в пегматитовую фазу минералообразования, причем данный процесс протекал без привноса материала извне. Эта концепция Л. Л. Солодовниковой полностью относится к микроклин-пертитам.

Совпадение в микроклине и плагиоклазе пертита оптической ориентировки эллипсоида упругости, характера двойникования

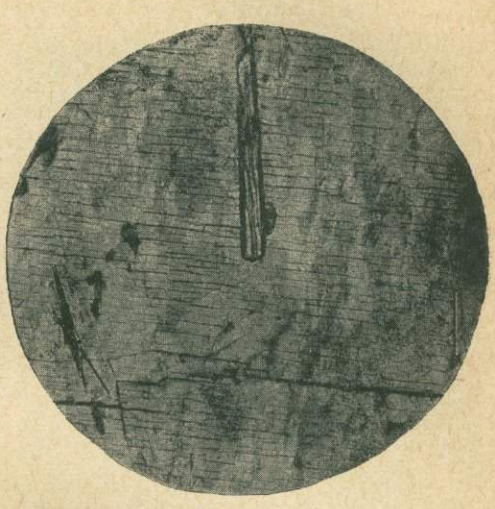


Фото 1 и 2. Микроклины, сдвойникованные по альбитовому закону, в разрезе по (001); индивидуумы сростка имеют вид полосок.

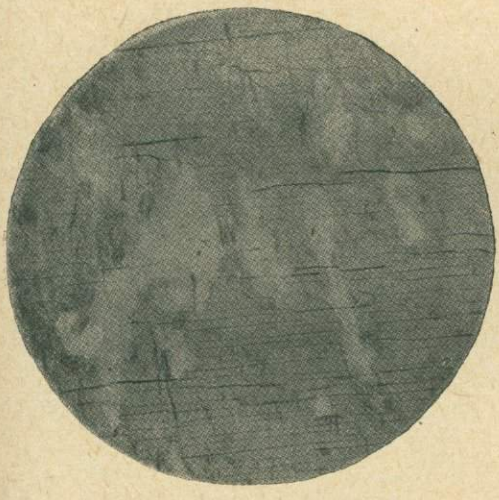


Фото 3. То же, что и на фото 1 и 2; индивидуумы двойника имеют вид пятен.

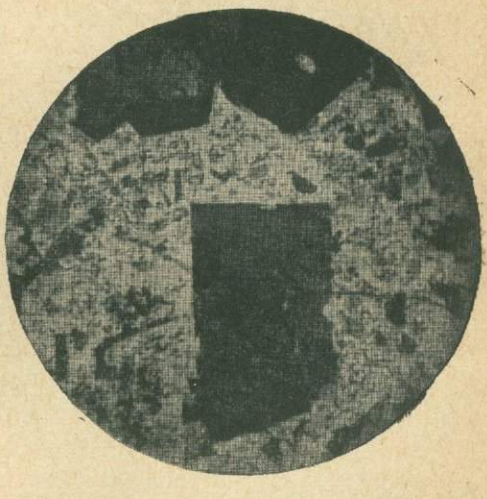


Фото 4. Микроклин с пойкилитическим включением идиоморфного нефелина (темно-серый).

ТАБЛИЦА V

Фото 1. Микроклин-изопертит (Ловозерские тундры).

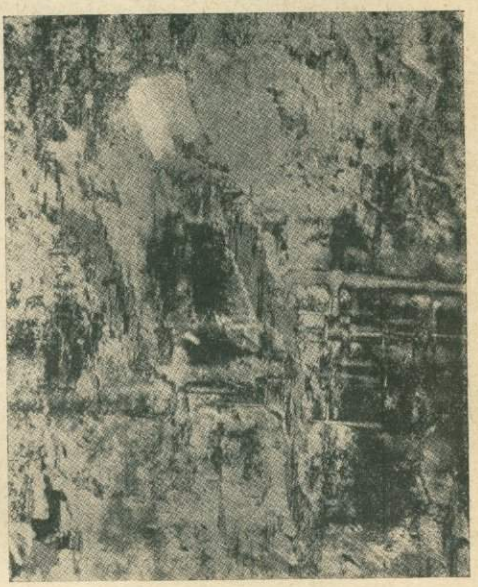
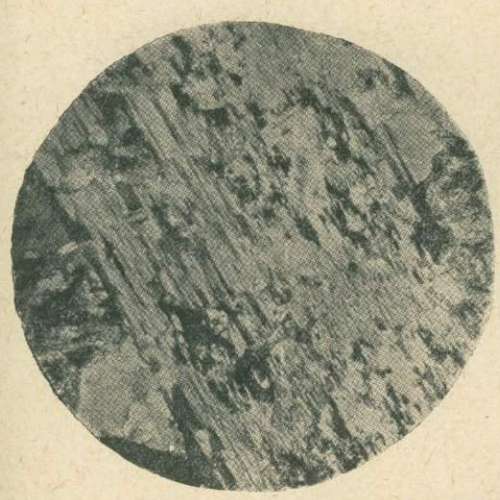


Фото 2. Микроклин с двойниковой решеткою неясного расплывчатого строения. Содержит пойкилитическое включение альбита.



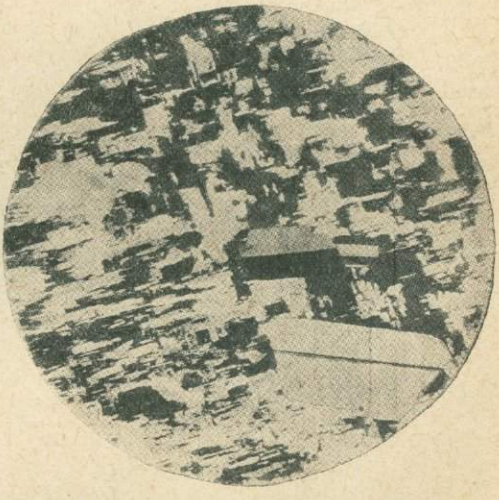


Фото 3 и 4. Микроклин-пертиты с крупными пертитовыми врастками альбита шахматной структуры.

Сводка химических анализов полевых шпатов Хибинских тундр

(в %)

Компоненты	Пегматиты хибинитов					Хибинит	Пегматиты эгириновых нефелиновых сиенитов	Пегматиты слюдяных нефелиновых сиенитов								Пегматиты перекристаллизованных слюдяно-рогообм. нефелин. сиенитов		Пегматиты фойяитов		
	бледно-зеленый микроклин-микропертит; Часначорр	зеленый микроклин-микропертит; Кукисвумчорр	серовато-желтый микроклин-микропертит; Маннепахк	зеленый микроклин-микропертит; Ловчорр	зеленый микроклин-микропертит; Ловчорр	анортоклаз	микроклин-криптопертит; ущ. Гакмана	микроклин; Вуоннемиок	микроклин с анортоклазом; Юкспорнок	микроклин; ущ. Гакмана	микроклин; ущ. Гакмана	зеленый микроклин; Рисиок	анортоклаз; Рисиок	анортоклаз; южные отроги Кукисвумчорра	микроклин-пертит; Тульиок	микроклин; ущ. Гакмана	микроклин-микропертит, ловчоррит; Юкспор	микроклин-пертит; Жильная долина Кукисвумчорра	микроклин-пертит; ущ. Гакмана	альбит; Юкспор
	№ анализов																			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	65.12	65.23	65.31	65.15	65.24	64.02	64.10	64.43	63.50	64.28	63.18	64.52	64.08	64.03	64.35	63.72	63.72	64.64	65.72	68.41
TiO_2	нет	нет	нет	—	—	нет	0.10	нет	нет	нет	нет	следы	следы	0.02	—	нет	нет	нет	нет	нет
Al_2O_3	19.01	19.15	19.06	18.70	17.18	20.33	18.44	18.60	18.50	18.71	18.86	18.63	18.64	18.31	18.25	18.69	18.74	19.31	18.95	19.44
Fe_2O_3	0.39	0.42	0.19	1.10	1.33	0.17	0.82	следы	следы	0.45	следы	0.32	0.48	0.68	0.31	0.89	0.24	0.13	0.45	0.44
FeO	0.36	0.18	0.03	0.19	0.37	0.02	—	—	—	—	—	0.21	0.14	0.04	0.11	—	нет	—	—	—
MnO	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	следы	0.01	0.01	0.02	—	следы	следы	нет	—
MgO	0.09	0.08	—	—	—	—	следы	0.12	0.13	следы	нет	0.01	0.18	—	0.04	следы	0.10	0.12	„	0.04
CaO	0.14	0.08	0.10	0.39	0.29	0.27	0.70	0.36	0.30	0.24	0.28	0.17	0.26	0.12	0.44	0.40	0.36	0.28	0.12	нет
BaO	0.02	0.06	следы	0.23	0.41	0.26	нет	нет	нет	нет	нет	0.02	0.02	1.12	0.26	нет	0.26	0.25	нет	—
SrO	—	—	—	—	—	0.10	«	—	—	—	„	—	—	—	—	„	—	—	—	—
K_2O	11.12	11.33	11.66	9.97	11.03	8.74	14.08	15.58	15.62	14.17	10.96	14.68	15.68	14.29	14.40	15.45	13.93	11.94	9.48	0.41
Na_2O	3.75	3.71	3.60	3.94	3.40	5.64	2.06	0.45	0.53	1.87	6.71	1.59	0.73	1.22	1.30	0.62	1.83	3.34	5.44	11.31
H_2O	0.29	0.11	0.32	—	—	0.76	—	—	—	—	—	0.22	0.18	0.13	0.56	—	—	—	—	—
Потеря при прокал.	—	—	—	0.12	0.20	—	0.18	0.34	0.33	0.24	0.33	—	—	—	—	0.53	0.62	0.18	0.24	0.10
Сумма	100.30	100.35	100.27	99.79	99.45	100.31	100.48	99.88	—	99.96	100.32	100.37	100.40	99.97	100.04	100.30	99.80	100.19	100.40	100.15
Аналитик	М. М. Стукалова	В. А. Молева и Н. Д. Палицын	В. А. Молева	О. Н. Кобылина	О. Н. Кобылина	В. А. Молева	М. Е. Владимирова	Т. А. Бурова	М. Е. Владимирова	Т. А. Бурова	Т. А. Бурова	М. М. Стукалова и В. А. Егоров	М. М. Стукалова и В. А. Егоров	В. А. Егоров	Э. В. Кипович и студ. Заплеталов	М. Е. Владимирова	Т. Ф. Корзухина	Т. Ф. Корзухина	Т. Ф. Корзухина	Т. Ф. Корзухина
Mi	67.69	68.22	68.28			49.27		94.11	93.94	86.10		87.83	95.65	83.64	87.41	97.70	83.08	70.00	55.37	2.48
Ab	32.27	31.67	31.72			48.87		4.07	4.56	13.90		12.13	4.31	11.16	10.43	2.30	14.81	28.05	44.07	97.52
An	—	—	—			1.20		1.82	1.50	—		—	—	0.60	1.66	—	1.47	1.35	0.56	—
Ce	0.04	0.11	—			0.45		—	—	—		0.04	0.04	2.07	0.51	—	0.64	0.60	—	—
Sr—Ce	—	—	—			0.21		—	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—	—
Литературный источник	Б. М. Куплетский. Зап. Минер. общ., 1931, **60**, I, *59*.			В. И. Влодавец. Тр. Аркт. инст., 1935, **23**, *32*.		М. Куплетский, 1931	Н. Н. Гуткова. Тр. СОПС АН, сер. Кольск., 1935, 8, *98*.					Б. М. Куплетский, 1931.				Н. Н. Гуткова, 1935		Л. Л. Солодовникова. Хибинские полевые шпаты. Тр. Общ. естеств., 1937, 66, *34*.		

[1] Оптическая характеристика анализированных полевых шпатов дана в табл. 7 и 8 с указанием соответствующего номера анализа.

и трещин спайности позволяет также признать хибинские микроклин-микропертиты типичными пертитами распада.

Характерно, что хибинские микроклин-микропертиты содержат альбитовую молекулу не только в виде пертитовых вростков, но и в твердом растворе; поэтому мы никогда не имеем полного совпадения в количестве пертитовых вростков, установленных непосредственным подсчетом под микроскопом и вычисленных на основании химических анализов (Куплетский, 1931 и Солодовникова, 1936).

Пойкилитовое строение микроклина и анортоклаза в пегматитовых образованиях встречается редко, но непосредственно в нефелиновых сиенитах эта структура развита очень широко, особенно в слюдяных нефелиновых сиенитах, где она является характерным структурным признаком.

Особенность пойкилитового сложения заключается в том, что идиоморфные зерна нефелина находятся внутри широких, позднее кристаллизовавшихся таблиц полевого шпата (табл. IV, фиг. 4), причем крупность зерна нефелина и равномерность его распределения колеблются в значительных пределах.

В породах Ловозерских тундр нередко пойкилитовые включения в микроклине принадлежат не только нефелину, но и содалиту.

Хибинские микроклин-пертиты часто содержат пойкилитические включения, обычно в виде простых карлсбадских двойников.

Следует особо отметить интересный случай пойкилитического срастания альбита с мурманитом, рамзаитом, эвдиалитом и арфведсонитом, описанный В. И. Герасимовским для Ловозерских месторождений альбитового типа. Обычно в шлифах один из вышеуказанных минералов (рамзаит, эвдиалит, мурманит и арфведсонит) слагает около 50% минерала, образуя неправильные сетки, переполненные различно ориентированными выделениями альбита.

В слюдяных нефелиновых сиенитах преимущественно наблюдаются две фазы кристаллизации бесцветных минералов. Вначале выделяются крупные таблицы микроклина и нефелина. Последняя фаза кристаллизации застывает в виде правильных пегматитовых сростков нефелина и полевого шпата с соотношением 28% нефелина и 72% полевого шпата, по Б. М. Куплетскому (1932) и 35% нефелина 65% полевого шпата, по О. А. Воробьевой (1932).

Химическая характеристика. Обилие включений, главным образом эгирина, сильно осложняет химическое исследование хибинских полевых шпатов.

Вследствие невозможности получить однородный чистый материал, количество химических анализов ограничено (см. табл. 9), что нельзя признать нормальным, так как полевые шпаты являются

руководящими при классификации пегматитовых образований и главными породообразующими минералами хибинского щелочного комплекса пород. Большая неустойчивость их оптических свойств заставляет считать, что единственным правильным приемом их точного определения являются данные химического анализа, в частности соотношение $K_2O:Na_2O$, в чем легко можно убедиться путем сопоставления соответствующих цифр в ниже приводимых анализах (табл. 10).

Таблица 10

Сопоставление химических анализов полевых шпатов

Компоненты	Зеленый микроклин-пертит из пегматитовых образований зоны хибинитов	Анортоклаз из пегматитовых образований зоны слюдяных сиенитов	Альбит из пегматитовых образований зоны фойяитов
SiO_2	65.23	64.52	68.41
TiO_2	нет	следы	нет
Al_2O_3	19.15	18.63	19.44
Fe_2O_3	0.42	0.32	0.44
FeO	0.18	0.21	—
MnO	—	следы	—
MgO	0.08	0.01	0.04
CaO	0.08	0.17	нет
BaO	0.06	0.02	—
SrO	—	—	—
K_2O	11.33	14.68	0.41
Na_2O	3.71	1.59	11.31
H_2O	0.11	0.22	0.10
Сумма	100.35	100.37	100.15
Аналитик	В. А. Молева и Н. Д. Палицын	М. М. Стукалова и В. А. Егоров	Т. Ф. Корзухина
Литературный источник	Б. М. Куплетский		Л. Л. Солодовникова, 1937

Анализы полевых шпатов прежде всего указывают на присутствие в этих шпатах эгирина. Если воспользоваться соответствующими пересчетами, произведенными Б. М. Куплетским, то все количество Fe_2O_3, FeO, MgO, MnO и CaO без большой погрешности следует отнести за счет включений молекулы эгирина.

Полученные путем пересчета элементарные составы (в %) полевых шпатов очень характерны:

	Микроклин	Анортоклаз	Альбит
$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	31.67	12.14	97.52
$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	68.22	87.84	2.48
$BaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	0.11	0.02	—

В микроклине пегматитовых образований хибинита отношение натриевой части к калиевой близко к 1 : 2, в то время как в анортоклазе пегматитовых выделений в слюдяных нефелиновых сиенитах отношение $Na_2O : K_2O$ выражается уже как 1 : 7.

В табл. 11 сопоставлено соотношение между K и Na в полевых шпатах разных пегматитов и вмещающей породы.

Таблица 11

Соотношение щелочей в полевых шпатах

Породы	Отношение $Na_2O : K_2O$	
	в полевом шпате пегматитовых образований	в соответствующей породе
Хибинит	1:2	2.6:2
Фойяит	1:1	5:2; 5:4
Слюдяные нефелиновые сиениты .	1:7; 1:8	4.8:1

Пегматитовые отщепления богаче калием, чем материнская порода.

Как и следовало ожидать, в альбите пегматитовых образований фойяитов калиевая составная часть почти отсутствует.

Эти данные с несомненностью показывают, что состав полевых шпатов пегматитовых выделений Хибинских тундр тесно увязан с составом вмещающих пород, и в отдельные периоды формирования щелочного массива соотношение щелочей в дифференциационном процессе значительно изменилось.

Вторую фактическую особенность химического состава хибинских полевых шпатов, как уже отмечалось, составляет несоответствие между данными химических анализов и микроскопических подсчетов в отношении содержания пертитовых вростков.

Пертитовым строением обладают исключительно микроклины, в которых содержание пертитовых вростков около 20% по микроскопическому подсчету и около 32% согласно химическим анализам. Сопоставляя эти данные, неизбежно приходится заключить о присутствии значительного количества натриевой частицы (около 12%)

в твердом растворе гомогенного микроклина, или частично в субмикроскопических криптопертитовых вростках альбита, причем отдельные вростки альбита настолько мелки, что даже при больших увеличениях микроскопа различаются с трудом.

Подобное криптопертитовое строение микроклина и изредка анортоклаза отмечалось в работах Б. М. Куплетского, Л. Л. Солодовниковой, Н. Н. Гутковой и др. авторов, занимавшихся в той или иной степени изучением оптических свойств и химического состава хибинских полевых шпатов.

В заключение химической характеристики полевых шпатов необходимо подчеркнуть содержание в них BaO и изредка SrO, по данным более поздних химических анализов. [1]

Наличие в хибинских полевых шпатах BaO и SrO представляет генетический интерес и указывает на значительное скопление этих элементов в отдельных порциях щелочной магмы, хотя еще совершенно не ясен характер их накопления и распределения по типам пегматитовых образований.

Изменение. Одним из характерных процессов изменений, идущих в Хибинском массиве, является замещение кали-натровых полевых шпатов альбитом. Микроскопически этот процесс развит очень широко, но в макроскопическом виде он обнаруживается лишь в единичных случаях.

Хибинским кали-натровым полевым шпатам свойственна местами очень сильная альбитизация, связанная с процессами автометаморфного привноса натрия.

Альбит часто встречается в виде каемки, или оторочки, вокруг микроклина, микроклин-пертита и анортоклаза. Внедряясь по мельчайшим трещинкам в кали-натровый полевой шпат, он создает вторичную грубую пертитизацию, нередко шахматной структуры, и маскирующую иногда первичные пертиты распада.

В большинстве случаев каемки незаметно сливаются с пертитовыми вростками и, следовательно, производят впечатление одновременных с ними образований.

При глубоком процессе альбитизации можно наблюдать полное превращение микроклин-пертита в антипертит. Хорошо образованные крупные кристаллы, по габитусу и развитым формам отвечаю-

---

[1] Ю. М. Толмачев и А. Н. Филиппов в своей работе „О нахождении редких щелочных металлов в амазоните“ (Доклады Акад. Наук, 1935, 1, 5, *321*) отмечают присутствие Rb, Cs, Ga и Be в амазоните гор Иньпор и Кедикуайв. Эти горы ошибочно отнесены авторами к системе высот Хибинского массива, в действительности они расположены в зоне развития щелочных гранитов Центрального водораздела Кольского полуострова.

щие микроклину, нацело замещаются шахматным альбитом, среди которого сохраняются лишь небольшие реликтовые участки микроклина.

В другом случае, порфировидные вкрапленники анортоклаза в тингуаите целиком выполнены пластинками и призмочками альбита.

Изменение кали-натровых полевых шпатов, связанное с замещением их альбитом, происходит в конце магматического процесса за счет последних порций магмы, обогащенных натрием.[1]

Характерны в породах вокруг кали-натровых полевых шпатов каемки изотропного минерала группы содалита.

В отдельных месторождениях значительно проявился процесс цеолитизации, причем микроклин-пертит частично, реже полностью, замещается цеолитами, в частности натролитом. В начальной стадии цеолитизация проявляется в слабом помутнении кали-натровых полевых шпатов, а в конечной стадии натролит образует прекрасные радиальнолучистые выделения. Можно наблюдать все постепенные переходы между полевым шпатом и натролитом.

Н. Н. Гуткова (1934) указывает, что гидротермальный (пневматолитовый) процесс образования натролита из полевого шпата сопровождается выделением свободной кремнекислоты (в полевом шпате SiO_2 63%, а в натролите SiO_2 47%), в виде халцедона или кремня. Характерно, что цеолитизация в отдельных месторождениях проявляется резко, но халцедона мы нигде не наблюдаем. По-видимому, процесс цеолитизации кали-натровых полевых шпатов не вполне отвечает простой схеме Н. Н. Гутковой, а идет более сложным путем химического перерождения с перегруппировкой окислов отдельных элементов, частично с выносом их и привносом в породу окислов других элементов.

При описании процесса шпреуштейнизации Н. П. Лупанова (1935) отмечает замещение кали-натрового полевого шпата мелкими пластинками мусковита.

В общем, полевой шпат в сильной степени противостоит выветриванию. В измененном нацело жильном нефелиновом сиените он остается почти свежим, в то время как не только нефелины, но и цветные минералы подверглись полному замещению.

---

[1] В работе Л. Б. Антонова „Апатитовые месторождения Хибинской тундры“ (Хибин. апатиты, 1934, 7, *30*, *31*) приводится описание мало известного в Хибинах процесса замещения альбитом нефелина. Автор указывает, что анортоклаз полевошпатовых уртитов, кристаллизующийся последним, воздействует на нефелиновые кристаллы и вызывает процесс альбитизации в виде лапчатых минералообразований альбита, замещающего нефелин.

Подобную химическую устойчивость хибинских полевых шпатов отмечает и П. А. Земятченский.[1] Он указывает, что только при благоприятных условиях полевой шпат подвергается изменениям, ведущим к образованию каолиноподобного остаточного продукта.

Образование канкринита за счет полевого шпата — явление редкое, устанавливаемое исключительно при микроскопическом изучении.

Акад. А. Е. Ферсманом и Н. Н. Гутковой описываются так называемые корониты, появление которых связано с особыми условиями магматического процесса разъедания ранее выделившихся полевых шпатов и энигматита. Описываемые корониты представляют собою сплошное обрастание эгирином микроклина и энигматита в случае, рассматриваемом А. Е. Ферсманом (гора Путеличорр), и обрастание эгирином анортоклаза и энигматита в случае, рассматриваемом Н. Н. Гутковой (гора Юкспор).

Эти образования встречаются редко и всегда связаны с тем типом пегматитовых выделений, где энигматит дает сравнительно большие скопления.

Происхождение коронитов Хибинских тундр А. Е. Ферсман связывает с изменением физико-химического режима при переходе из эпимагматической стадии в пневматолито-пегматитовую фазу минералообразования и объясняет усиленной деятельностью летучих соединений, скопившихся в остаточной магме.

Включения. Обычно микроклин и микроклин-пертит содержат значительное количество включений тонких полупрозрачных иголочек и тонких призмочек эгирина, которые часто беспорядочно разбросаны. Альбитовые вростки в микроклине включений эгирина не содержат.

В разрезах, параллельных спайности M (010), включения эгирина наиболее многочисленны; количество их колеблется в пределах 3—3.34% (см. табл. 7), тогда как в разрезах, параллельных P (001), содержание вростков эгирина вариирует от 2.5 до 2.93%.

Иногда намечается ориентировка включений эгирина под углом 67—64° к спайности P (001). Нередко призмочки и иголочки эгирина ориентируются параллельно спайности (010), (001) и (801). И, наконец, включения эгирина ориентированы в плоскости P (001) под углом 72° к спайности по M (010).

В зоне развития слюдяных нефелиновых сиенитов и связанных с ними пегматитовых образований кали-натровые полевые шпаты,

[1] П. А. Земятченский. Выветривание полевых шпатов в связи с почвообразованием. Тр. Почв. инст. Акад. Наук, 1933, 8, 1, *25—26*.

помимо эгирина, содержат обильные включения астрофиллита, иголочки которого или разбросаны беспорядочно, или ориентированы по тем же направлениям, по которым ориентируются и включения эгирина.

Особенно многочисленны включения эгирина в микроклине и микроклин-пертите. Они как раз и обусловливают зеленый, грязно-зеленый и зеленовато-желтый цвет микроклина и микроклин-пертита.

Анортоклаз пегматитовых образований, согласно данным Л. Л. Солодовниковой (1937), включений эгирина не содержит. Анортоклаз как породообразующий минерал, хотя и не свободен от включений эгирина, содержит последнего значительно меньше, чем микроклин.

Довольно часты включения минералов той ассоциации, которая характерна для породы, или типа того пегматита, с которыми генетически связан полевой шпат. К числу таких минералов следует отнести: эвдиалит, лампрофиллит, астрофиллит, пектолит, юкспорит, сфен, апатит, ринколит и др.

Интересное явление наблюдалось И. С. Окинским вокруг включений ринколита в полевом шпате ловчорриговой жилы Вудьяврского месторождения. К центру зерна ринколита сходятся пучки трещин, пересекающих полевой шпат, образование которых, по-видимому, следует связывать с изменением объема ринколита.

Пойкилитовые включения нефелина и содалита отмечены выше.

Парагенезис. Кали-натровые полевые шпаты являются главными минералами, слагающими пегматиты во всех зонах щелочных пород Хибинского массива.

Наибольшим распространением в пегматитах пользуется кали-натровый полевой шпат, представленный обычно микроклином, микроклин-пертитом и сравнительно реже анортоклазом. В пределах одной петрографической зоны не обнаружено существенных колебаний в составе кали-натрового полевого шпата пегматитовых выделений. Состав его в значительной степени зависит от характера вмещающих пород.

Пегматиты зоны хибинитов содержат главным образом микроклин-микропертит, сопровождаемый обычно нефелином, эгирином I и II, эвдиалитом, энигматитом и др.

Пегматиты фойяитов по минералогическому составу и характеру полевого шпата близки к пегматитам хибинитов. Полевой шпат представлен микроклин-микропертитом и микроклин-пертитом. Наблюдается различная степень пертитизации микроклина. На ряду с тонкопертитовым микроклином существуют грубопятнистые пертиты с очень высоким содержанием альбита (от 23 до 42%). При наличии бо́льшего количества альбита возможны случаи превраще-

ния микроклин-пертита в антипертит. Сопровождается кали-натровый полевой шпат эвколитом, арфведсонитом, сфеном и другими минералами.

Эгириновые нефелиновые сиениты бедны пегматитовыми образованиями, которые по своему минералогическому составу занимают промежуточное положение между пегматитами хибинитов и слюдяных нефелиновых сиенитов. Полевой шпат представлен микроклин-микропертитом.

Наиболее богаты разнообразными типами пегматитовых образований слюдяные нефелиновые сиениты. Полевой шпат представлен двумя разновидностями: микроклином, сдвойникованным по альбитовому закону, и совершенно однородным анортоклазом. В микроклине содержатся в незначительном количестве пертитовые вростки, иногда они и полностью отсутствуют. Наблюдаются криптопертиты. Обе разновидности встречаются не только совместно в одном месторождении, но иногда в одном и том же кристалле, образуя как бы своеобразные пертитовые срастания, причем Л. Л. Солодовникова считает, что микроклин замещает анортоклаз, нередко вытесняя нацело последний. Кали-натровый полевой шпат в месторождениях ассоциируется с типичными минералами пегматитов этой петрографической зоны: астрофиллитом, лепидомеланом, юкспоритом, пектолитом, ринколитом, ловчорритом и др.

Пегматиты перекристаллизованных нефелиновых сиенитов мало отличаются от пегматитовых выделений нормальных слюдяных нефелиновых сиенитов, обнаруживая при этом черты сходства с пегматитами фойяитов.

Е. Е. Костылева, на основании характера полевого шпата, установила группы пегматитовых образований, характерных для Хибинских и Ловозерских тундр.

Богатые натрием микроклин-пертиты связаны с зоной хибинита и фойяита, а богатые калием анортоклазы — с зоной слюдяных нефелиновых сиенитов.

Полевые шпаты слюдяных нефелиновых сиенитов характеризуются наименьшим содержанием Na_2O, что, по мнению Б. М. Куплетского, отражает относительную бедность натрием самых пород. Накопление калия выражено здесь особенно резко, что, по Б. М. Куплетскому, следует связывать с явлениями ассимиляции каких-то чуждых первоначальной магме тел.

Повидимому, для первоначального состава остаточной магмы следует признать обогащение натрием по схеме А. Е. Ферсмана, иначе трудно объяснить явление замещения микроклином анортоклаза.

Кали-натровый полевой шпат, независимо от типа пегматитовых выделений, является одним из наиболее ранних образований. Кристаллизуется несколько позднее нефелина и эгирина, хотя иногда моменты их кристаллизации совпадают.

Распределение и характер кали-натрового полевого шпата в породах Хибинских и Ловозерских тундр иллюстрируются табл. 12.

Характерно, что в хибинских щелочных породах широко развит анортоклаз, который является наиболее ранним по времени кристаллизации и связан со всеми фазами формирования массива. В хибинских породах содержание K_2O уменьшается, но увеличивается количество Na_2O; исключение составляет лишь зона слюдяных нефелиновых сиенитов, являющаяся существенно калиевой, а именно:

	Хибиниты	Фойяиты	Слюд. нефел. сиениты
K_2O	5.26—6.13	3.94	8.72
Na_2O	9.87—9.78	11.10	7.32

В породах Ловозерского массива широко развиты микроклин и альбит, а в пегматитовых образованиях — микроклин и ортоклаз; присутствие анортоклаза установлено не было.

Резюмируя все вышеизложенное, следует, несомненно, признать следующее:

1) состав кали-натровых полевых шпатов пегматитовых выделений в Хибинских тундрах тесно связан с составом окружающих пород;

2) большая устойчивость состава полевых шпатов в пределах одной петрографической зоны вполне позволяет считать их за один из характерных минералогических признаков при классификации пегматитовых образований;

3) соотношение $Na_2O:K_2O$ и углы погасания на M (010) и P (001) являются единственным надежным критерием при индивидуализации хибинских кали-натровых полевых шпатов.

Альбит представлен четырьмя генерациями, различными по форме и времени выделения:

1) альбитом пойкилитических вростков в кали-натровом полевом шпате;

2) полисинтетически сдвойникованным альбитом пертитовых вростков (пертиты распада);

3) шахматным альбитом (антипертиты и грубопятнистые пертиты замещения);

4) пластинчатым мелкозернистым альбитом, образующим самостоятельные скопления.

Таблица 12

Породы	Характер полевого шпата	% содержания полевого шпата в породе
I. Щелочные сиениты эндоконтактной зоны		
1. Умптекит	Преобладает микроклин-микропертит. Анортоклаз в подчиненном количестве. Сильно развит процесс альбитизации.	—
2. Лестивариты	Преобладает микроклин-пертит, в подчиненном количестве альбит. В одном образце встречен ортоклаз.	Mi = 88—91 Ab = 4—6
3. Альбититы	Преобладает альбит, микропертит встречается редко.	Ab = 83—87 Mi = 3
II. Щелочные породы периферической части массива		
1. Хибиниты	Микроклин-микропертит и анортоклаз пертитового строения. Альбит присутствует постоянно в виде каемки вокруг кали-натрового полевого шпата.	45—50
2. Трахитоидные хибиниты	Микроклин, микроклин-пертит, анортоклаз и анортоклаз-пертит; альбит образует отдельные мелкие зерна.	47
III. Щелочные сиениты центральной части массива		
1. Фойяиты	Микроклин-микропертит с грубопертитовым строением, обусловленным появлением обильного альбита шахматной структуры. Присутствует и анортоклаз.	56—68
2. Эгириновые нефелиновые сиениты	Преобладает анортоклаз. Микроклин наблюдается только в некоторых разностях. Присутствует в небольшом количестве альбит.	58—60
3. Слюдяной нефелиновый сиенит	Преобладает анортоклаз. Микроклин и микроклин-пертит встречаются реже. Наблюдаются переходные члены.	58
4. Ийолит-уртиты	В незначительном количестве содержится микроклин или анортоклаз.	6—7
5. Луявриты из Хибин	Анортоклаз, почти лишенный пертитовых вростков.	—
IV. Молодые жильные породы		
1. Тингуаиты	Преобладает кислый плагиоклаз. В значительно меньшем количестве — простые двойники ортоклаза. В порфировых вкрапленниках анортоклаз.	—

Продолжение таблицы 12

Породы	Характер полевого шпата	% содержания полевого шпата в породе
2. Тералит-шонкиниты	При преобладании микроклина и анортоклаза — шонкинит, а при преобладании кислого плагиоклаза — тералит.	—
3. Щелочные трахиты	Микролиты ортоклаза, иногда олигоклаз-альбита. Ортоклаз образует и более крупные вкрапленники.	—
4. Мончикиты	В основной массе породы — мелкозернистые выделения альбита	—
Луявриты из Ловозерских тундр	Исключительно микроклин и микроклин-микропертит	43—50

Весьма интересно распределение альбита в пегматитах различных петрографических зон (табл. 13).

Таблица 13

Эгириновые нефелиновые сиениты	Слюдяные нефелиновые сиениты	Перекристаллизованные нефелиновые сиениты	Фойяиты и хибиниты
Ab отсутствует	Ab присутствует в незначительном количестве	Ab возрастает по мере приближения к контакту с фойяитами	Ab пользуется широким распространением, вплоть до образования самостоятельных месторождений, преимущественно в фойяитах

Благодаря исключительно высокому содержанию Na_2O в фойяитовой магме, достаточно обильны альбитовые выделения в фойяитовой зоне и в контакте фойяитов со слюдяными. Они встречаются в виде обособленных скоплений (альбититы), прожилков, неправильной формы жил и шлироподобных образований, или дают выделения различной формы в других пегматитовых типах.

Альбитовые выделения нередко состоят из чистого альбита, но иногда присутствует в них небольшая примесь кали-натрового полевого шпата и нефелина. Из цветных минералов характерны: эвколит, эгирин, арфведсонит, астрофиллит, ильменит и циркон.

Принимая во внимание значительное развитие альбита в последней фазе кристаллизации фойяита, наличие постепенных и незаметных переходов между альбитовыми скоплениями (альбититами) и фойяи-

тами, а также и связь их почти с одними только фойяитами (некоторым исключением являются хибиниты), правильнее всего альбитовые образования рассматривать как шлировые и жильные выделения остаточной фойяитовой магмы, обогащенной натрием.

На ряду с микроклин-пертитами в пегматитах хибинитовой зоны встречается мелкозернистый мраморовидный альбит, образование которого вызвано дополнительным привносом натрия в последних порциях магматического раствора — расплава.

Промышленное использование. Хорошо известной областью широкого практического использования полевых шпатов является керамическая промышленность.

К сожалению, перспективы промышленного использования хибинских полевых шпатов нереальны по следующим соображениям.

1. Благодаря чистоте своего минералогического состава, источником щелочей для керамической промышленности могли бы служить жилы альбититов, но их незначительная мощность и быстрое выклинивание не позволяют считаться с ними как с объектом промышленной добычи.

2. Лейкократовые фойяиты с повышенным содержанием полевого шпата и нефелина (до 90%) также не могут быть практически использованы. Подобное обогащение полевым шпатом и нефелином является чисто местным (фациальным), незначительным по занимаемой площади, а, следовательно, и по запасам. Полевой шпат и нефелин переполнены иголочками эгирина.

3. Полевые шпаты пегматитовых образований также не представляют никакого практического интереса в виду их малых размеров, неконцентрированности и обилия включений иголочек эгирина.

ГРУППА ПИРОКСЕНОВ—PYROXENES GROUP

(Е. Е. Костылева)

Из группы пироксенов в Хибинах известны следующие представители: клиноэнстатит, диопсид, авгит и титанистый авгит, эгирин-авгит, эгирин.

КЛИНОЭНСТАТИТ — CLINOENSTATITE

($Mg_2Si_2O_6$; монокл. с.; уд. в. 3.2; тв. 6)

1932. Куплетский Б. М. Тр. СОПС Акад. Наук, сер. Кольск., 2, *14*.

Отмечен микроскопически в одном из образцов пирротиновых контактно-измененных роговиковых пород Кукисвумчорра. Наблюдался в пустотах, заполненных пирротином, кварцем, желтой слюдой; $n_g - n_p = 0.012$ до 0.015; $2V$ в среднем из 6 определений равно

68°; $n_p:c=22°$. Затемнение в разрезах, параллельных нормали, прямое; удлинение положительное.

ДИОПСИД — DIOPSIDE

($CaMgSi_2O_6$; монокл. с.; уд. в. 3.2 — 3.4; тв. 5—6).

1924. Куплетский Б. М. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, **4**, 3, *86, 109*.
1924. Куплетский Б. М. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, **4**, 4, *124, 131*.
1928. Куплетский Б. М. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *98, 99, 163*.
1935. Лупанова Н. П. Тр. Аркт. инст, **23**, *99*.

Диопсид в жильных выделениях Хибинских и Ловозерских тундр не встречается. Отмечается лишь микроскопически в виде незначительных выделений в щелочных сиенитах эндоконтактной краевой зоны и вкрапленников в молодых жильных породах — нозеановом базальте и щелочном трахите. Бесцветный или бледнозеленый. Погасание $n_g:c$ около 44°.

АВГИТ И ТИТАНИСТЫЙ АВГИТ — AUGITE AND TITANIFEROUS AUGITE

[$C\,(Mg,Fe,Al)(Si,Al)_2O_6$; моноклин. с.; уд. в. 3.2—3.6; тв. 5—6].

1920. Brenner Th. Bull. Comm. Géol. Finl., № 52, *2—4*. [Описание авгита из тералита, оптические свойства, анализ].
1928. Куплетский Б. М. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *169*. [Оптика авгита из тералита].
1934. Лупанова Н. П. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, **6**, *59—63*. [Характеристика авгита из мончикита Тахтарвумчорра].
1935. Лупанова Н. П. Тр. Аркт. инст., **23**, *93, 96, 100*. [Краткая характеристика авгитов из тералита и мончикита Поачвумчорра].

Авгит и титанистый авгит — микроскопически довольно обычная составная часть молодых жильных пород тералит-мончикитового ряда (мончикит, оливиновый якупирангит и др.); иногда образует порфировидные вкрапленники.

Авгит из мончикита цирка Тахтарвумчорра у западного конца ущелья Рамзая образует порфировидные вкрапленники до 0.7×0.4 см. Кристаллы состоят из форм: (100), (010), (110), ($\bar{1}$11). В кристаллах черный, не прозрачный, в мелких осколках желтоватый и прозрачный, на плоскостях спайности слабо блестящий.

Оптические константы авгитов:

	n_g	n_m	n_p	$2V$	$n_g:c$
Из тералита (Куплетский)	—	—	—	58°	41.7°
Из мончикита Тахтарвумчорра (Лупанова)	1.713	1.700	1.695	60.5°	43°
Из тералита Поачвумчорра (Лупанова)	—	—	—	54.8°	45.8°

Анализы авгитов приведены в табл. 14.

ЭГИРИН-АВГИТ — AEGIRITE-AUGITE

Эгирин-авгит в Хибинских тундрах в жильных выделениях не наблюдался. Отмечается петрографами как микроскопическая по-

Таблица 14

Химические анализы авгита

Компоненты	Из тералита, ущелье Петрелиуса	Из мончикита, цирк Тахтарвумчорра		
	%	%	молекулярные количества	
SiO_2	44.72	47.44	0.7864	$SiO_2 = 0.8447$
TiO_2	2.87	1.48	0.0183	
Al_2O_3	11.73	3.41	0.0333	$R_2O_3 = 0.0705$
Fe_2O_3	2.84	8.66	0.0372	
FeO	8.91	1.88	0.0260	$RO = 0.7738$
MnO	—	0.15	0.0021	
CaO	17.00	22.37	0.3970	
MgO	5.40	14.12	0.3487	
Na_2O	—	0.06	—	
K_2O	—	0.01	—	
Потеря при прокал.	—	0.94	0.0521	$H_2O = 0.0521$
H_2O	—	0.16	—	
Неопределенный остаток	(6.53)	—	—	
Сумма	100.00	100.68	—	
Аналитик	Т. Бреннер	О. Кобылина		

бочная составная часть во многих породах вместе с эгирином: в хибинитах, слюдяных нефелиновых сиенитах, мелкозернистых эгириновых сиенитах, молодых жильных породах и в других случаях.

ЭГИРИН — AEGIRITE

($NaFeSi_2O_6$; монокл. с.; уд. в. 3.44—3.55; тв. 6—6.5)

1890. Ramsay W. Fennia, **3**, 7, *40—41.* [Анализ, оптика эгирина из пород Ловоз. тундр].

1894. Ramsay W. û. Hackman V. Fennia, **11**, № 2, *113.* [Некоторые оптические данные для хибинского эгирина].

1923. Ферсман А. Е. Изв. Акад. Наук, 1923, *278,280—285.* [Срастание эгирина с другими минералами].

1927. Лабунцов А. Н. Тр. Мин. музея Акад. Наук, **2**, *98.* [Редкий случай изменения эгирина в анальцим].

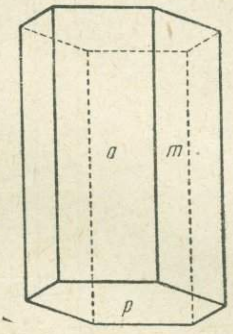
1928. Ферсман А. Е. Хибин и Ловоз. тундры, **2**, *204—366.* [Описание многочисленных пегматитов с эгирином].

1931. Западинский М. Б. Хибин. апатиты, **3**, *108—114.* [Ванадий в эгирине].

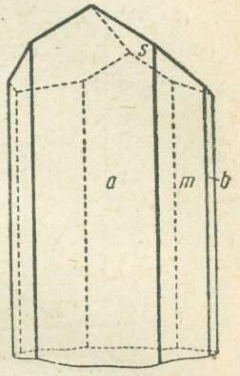
1933. Щербина В. В. Редкие металлы, 1933, 4, *35—36*. [Содержание V в эгирине].

1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., **3** *48*. [Распространение эгирина на Кукисвумчорре. Изменение эгирина в натролит].

Эгирин является одним из наиболее распространенных минералов Хибинских и Ловозерских тундр, встречающимся, за немногими исключениями, во всех пегматитовых выделениях в том или ином количестве. По времени выделения намечаются эгирины I, II и III генераций, отличающиеся по физическим признакам, парагенезису и по составу. Эгирин I генерации, наиболее ранней, наблюдается в виде черных идиоморфных выделений и призматических кристаллов, нередко достигающих очень крупных размеров (30 см длины и более). Еще более ранними, чем эгирин I, а, может быть, и относящимися к нему являются микроскопические игольчатые кристаллики эгирина, пронизывающие большинство минералов и практически механическим путем от них не отделяющиеся нацело. Эгирин II генерации образует длинноволокнистые, темнозеленые и светлозеленые аггрегаты, то неправильно-волокнистые, то радиальнолучистые „эгириновые солнца" (табл. VI) и эгириновые шары. Эгирин III генерации наблюдается в виде светлозеленых и бледно-зеленых коротковолокнистых аггрегатов, то плотно сгруппированных, то рыхлых на подобие войлока, то образующих игольчатые и тонковолокнистые скопления в пустотах цеолитов.



Фиг. 11. Кристалл эгирина I с формами a (100), m (110) и p ($10\bar{1}$). Контакты Маннепахка.

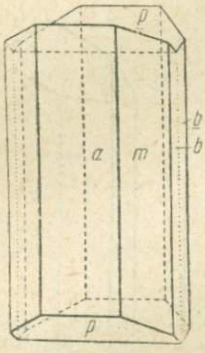


Фиг. 12. Кристалл эгирина I с формами a (100), m (110), b (010) и s ($1\bar{1}1$). Южные контакты Тахтарвумчорра.

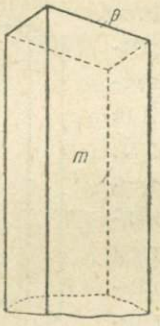
Физические и химические свойства. Система моноклинная. Угол призмы около 90°. Кристаллы сильно вытянуты по вертикальной оси c, в горизонтальном сечении уплощены || оси b. Целые кристаллы с головками довольно редки. Тип кристаллов эгирина I генерации дан на фиг. 11, 12, 13. Наблюденные формы кристаллов эгирина I: a (100), b (010), m (110), p ($10\bar{1}$), s ($1\bar{1}1$). Иногда двойники (фиг. 13) по (100). Главное развитие принадлежит a (100) и m (110), всегда с сильной вертикальной штриховкой; остальные формы s ($1\bar{1}1$) и p ($10\bar{1}$) наблюдаются сравнительно редко,

но при этом обнаруживают довольно хорошее развитие. Особыми по типу кристаллов являются эгирины Пирротинового ущелья (фиг. 14) в контакте хибинита с кремнистыми сланцами, лишенные (100) и образованные лишь (110) и $(\bar{1}01)$.

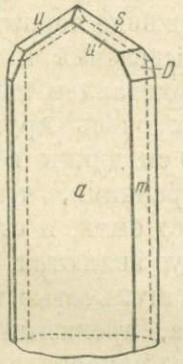
Эгирин II генерации никогда не наблюдался с конечными косыми гранями на кристаллах. Рыхло сгруппированные или свободно оканчивающиеся в пустотах кристаллы сильно вытянуты по вертикальной оси, образованы гранями призматического пояса: *a* (100) и *m* (110).



Фиг. 13. Двойниковый кристалл эгирина I с формами *a* (100), *m* (110), *b* (010), *p* $(\bar{1}01)$. Цирк Тахтарвумчорра.



Фиг. 14. Кристалл эгирина I с формами *m* (110) и *p* $(\bar{1}01)$ из Пирротинового ущелья.

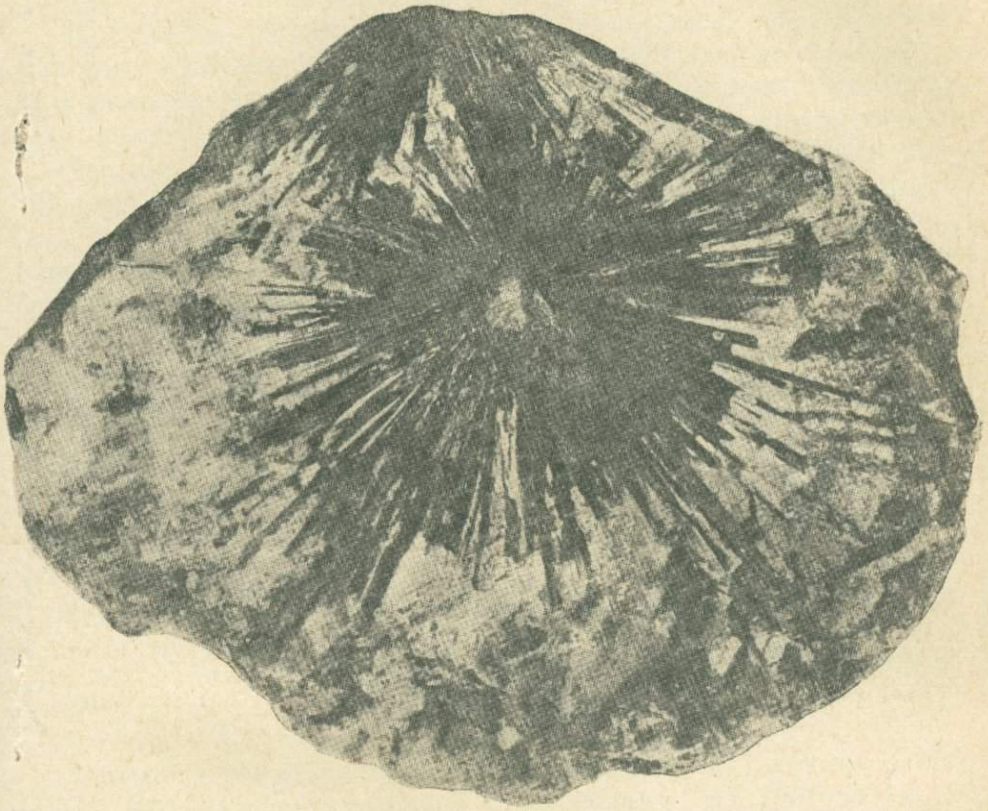


Фиг. 15. Кристалл эгирина III с формами a (100), *m* (110), *u* (111), *s* $(\bar{1}11)$, *D* (441) из анкилитовой жилы Кукисвумчорра.

Эгирин III генерации наблюдается обычно в виде тех же игольчатых кристалликов, с *a* (100) и *m* (110), без головок. Полные кристаллы, выделенные растворением из натролита, дают тип кристаллов, изображенный на фиг. 15. Наблюденные на них формы: *a* (100), *m* (110), *s* $(\bar{1}11)$, *u* (111), *D* (441), *C* (661). Наилучшее развитие из них также принадлежит (100) и (110); хорошее развитие имеют формы (441), сильно искривленные, с лучами роста в направлении к (661).

Спайность совершенная по (110). Цвет эгирина I генерации—черный и темнозеленый; эгирин II генерации—темно- и ярко-зеленого цвета; эгирин III генерации—бледно-зеленого цвета. Черта травяно-зеленая. Блеск на плоскости спайности стеклянный, в изломе — жирный; у волокнистых аггрегатов в плотных скоплениях блеск от стеклянного до матового или шелковистого. Эгирин I и II непрозрачен даже в осколках; кристаллики эгирина III генерации иногда слабо просвечивают светлозеленым цветом. Твердость 6—6.5. Излом

ТАБЛИЦА VI



Эгирин II генерации в натуральную величину.

неровный. Удельный вес эгирина I равен 3.55, эгирина II—3.44 (опред. пикнометром). Перед паяльной трубкой плавится легко в черный магнитный шарик, причем эгирин III плавится легче эгирина I. С бурой или фосфорной солью дают реакцию на железо.

В шлифах эгирин характеризуется зеленым, травяно-зеленым, зеленовато-желтым цветом и сильным плеохроизмом; при скрещенных николях — яркими интерференционными цветами. Угол погасания очень маленький, практически погасание в призматических сечениях прямое. Показатели преломления, определенные иммерсионным методом, и плеохроизм меняются в различных генерациях, как это сведено ниже (табл. 15) для эгиринов Хибинских тундр. Просмотр шлифов указывает на частое взаимное прорастание эгирина I генерации с роговой обманкой и энигматитом.

Таблица 15

Оптические свойства эгирина Хибинских тундр

Константы	Эгирин I	Эгирин II	Эгирин III
n_g	1.782	>1.80	$<=1.82$
n_p	1.74	1.75	1.767
Плеохроизм $\parallel n_p$	травяно-зеленый	ярко-травяно-зеленый	светлозеленый
„ $\parallel n_g$	светложелтовато-зеленый	светлее	бледно-зеленый

Рамзай (1890) для эгирина Ловозерских тундр дает n_p=1.777 и n_m=1.801 (методом призмы). Ориентировка эллипсоида $n_m=b$; n_p: c =2 до 5°; n_g (тупая биссектриса) почти перпендикулярна к (100). $2V$ большой, отрицательный; адсорбция $n_p>n_g$.

Эгирин в разбавленных и крепких кислотах растворяется не вполне. Анализы эгирина всех генераций приведены в табл. 16.

Анализы указывают на уклонение эгирина от теоретической формулы:

$$Na_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 4SiO_2,$$

вследствие содержания CaO, MgO и FeO. Пересчет анализов № 3—8 (табл. 17 и 18, по Вашингтону)[1] указывает на содержание в молекуле эгирина молекул геденбергита и диопсида (имеющих ту же структуру, что и эгирин) и других примесей.

[1] Washington H. S. a. Merwin H. E. The acmitic pyroxenes. Amer. Mineral., 1927, 6, *239*.

Таблица 16

Химические анализы эгиринов Хибинских тундр

Компоненты	Эгирин I						Эгирин II						Эгирин III	
	Ловозер. тундры	Часначорр	перевал Партомпора		Маннепахк, контакт		ущелье Географов		цирк Тахтарвумчорра		ущелье Гакмана		цирк Сенгисчорра	
	%	%	%	молекул. колич.	%	молекул. колич.	%	молекул. колич.	%	молекул. колич.	%	молекул. колич.	%	молекул. колич.
	№ анализов													
	1	2	3		4		5		6		7		8	
SiO_2	51.82	51.41	50.60	0.8377	50.92	0.8478	51.72	0.8651	51.98	0.8654	51.94	0.8648	52.48	0.8737
TiO_2	не опр.	3.85	1.54	192	3.35	418	0.60	70	2.52	315	1.06	132	1.80	225
ZrO_2	„	не опр.	не опр.	—	есть	—	не опр.	—	есть	—	не опр.	—	не опр.	—
V_2O_5	„	„	есть	—	есть	—	есть	—	не опр.	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	21.02	20.27	19.25	1203	22.26	1408	26.02	1646	22.69	1442	28.50	1816	28.58	1817
Al_2O_3	0.60	4.04	1.61	157	0.48	47	0.24	23	0.94	90	0.26	25	1.81	80
FeO	8.14	4.04	6.07	843	4.64	646	3.48	484	4.69	660	2.55	360	1.35	188
MnO	1.00	0.75	0.85	119	0.08	11	1.64	230	0.70	90	0.38	53	1.40	190
MgO	1.47	—	2.79	1691	1.15	285	1.35	234	1.20	297	1.23	317	0.67	166
CaO	3.01	3.22	8.07	1441	6.38	1137	3.23	576	3.92	609	4.32	770	1.12	199
SrO	не опр.	—	—	—	не опр.	—	—	—	следы	—	—	—	не опр.	—
Na_2O	11.87	11.51	7.11	1225	9.87	1592	10.88	1751	10.32	1724	8.17	1317	9.37	1511
K_2O	0.85	1.68	1.13	118	0.85	90	0.28	29	0.60	90	1.43	151	1.13	119
H_2O	0.50	0.14	0.22	122	—	—	0.10	—	—	—	0.20	110	0.22	120
Сумма	100.28	100.91	99.24	—	99.98	—	99.54	—	99.56	—	100.04	—	99.93	—
Аналитик и год выполнения анализа	А. Форсберг, 1890	Н. Березкин, 1928	В. Щербина, 1927		Е. Костылева, 1932		Н. Вревская, 1926		М. Владимирова, 1934		О. Неймарк, 1931			

Таблица 17

Пересчет анализов эгиринов Хибинских тундр по Вашингтону

(в %)

Компоненты	Эгирин I		Эгирин II		Эгирин III	
	№ анализов по табл. 16					
	3	4	5	6	7	8
$Na_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 4SiO_2$ . . .	55.61	62.14	72.54	65.78	64.81	73.91
$CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$	13.22	8.06	—	—	9.18	—
$CaO \cdot FeO \cdot 2SiO_2$	26.56	18.58	16.68	17.43	12.15	6.02
$MgO \cdot SiO_2$	2.92	—	4.84	2.13	0.58	2.50
$FeO \cdot SiO_2$	—	—	2.00	2.01	—	2.70
$Fe_2O_3 \cdot 3SiO_2$	—	—	—	—	10.98	8.07
$Na_2SiO_3 \cdot CaSiO_3$	—	5.86	1.16	6.16	—	—
TiO_2	1.54	3.35	0.60	2.61	1.06	1.80
SiO_2	— 1.81	+ 2.29	+ 1.75	+ 4.20	+ 1.15	+ 5.08

Таблица 18

Пересчет анализов эгиринов Хибинских тундр по Вашингтону

(в %)

Компоненты	Эгирин I		Эгирин II		Эгирин III	
	№ анализов по табл. 16					
	3	4	5	6	7	8
$Na_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 4SiO_2$ . . .	55.61	62.14	72.54	56.78	64.81	73.91
Метасиликаты	42.70	32.50	24.68	27.73	21.91	11.22
$Fe_2O_3 \cdot 3SiO_2$	—	—	—	—	10.98	8.07
TiO_2	1.54	3.35	0.60	2.66	1.06	1.80
SiO_2	— 1.81	+ 2.29	+ 1.75	+ 4.20	+ 1.15	+ 5.08
Цвет	черн.	черн.	светло-зелен.	темно-зелен.	темно-зелен.	очень светло-зелен.

Согласно пересчетам анализов наибольшее уклонение от теоретической формулы наблюдается в эгирине I генерации. Содержание чистой эгириновой молекулы увеличивается по направлению к эгирину поздней генерации. Согласно терминологии Вашингтона, эгирин I генерации должен быть назван геденбергитовым эгирином. Эгирин III генерации является почти чистым эгирином; формула

эгирина, таким образом, сложная, и, принимая во внимание лишь главные по количеству компоненты, может быть написана так:

$$m\mathrm{Na_2O}\cdot\mathrm{Fe_2O_3}\cdot 4\mathrm{SiO_2};$$
$$n\mathrm{CaO}\cdot\mathrm{FeO}\cdot 2\mathrm{SiO_2};$$
$$p\mathrm{CaO}\cdot\mathrm{MgO}\cdot 2\mathrm{SiO_2};$$
$$q\mathrm{Fe_2O_3}\cdot 3\mathrm{SiO_2};$$

причем с возрастанием генерации коэффициент m увеличивается, а коэффициенты n, p, q, наоборот, уменьшаются. Численные значения коэффициентов m для эгирина I генерации — 50—65%, для эгирина II генерации—65—72% и для эгирина III генерации около 74%.

Условия нахождения и парагенезис. Условия нахождения и условия генезиса эгирина в Хибинских и Ловозерских тундрах совершенно одинаковы. Эгирин I и II генераций чисто магматического первичного происхождения и пользуется, как указано выше, очень широким распространением; эгирин III генерации является, с одной стороны, первичным минералом более позднего образования, с другой, несомненно, образуется за счет разрушения других минералов, как роговая обманка, эвдиалит (эвколит), энигматит и т. д. Парагенезис и распространение эгирина в обоих массивах несколько отличаются и обусловливаются особенностями петрографического строения этих массивов.

Распространение эгирина в Хибинских тундрах и его парагенезис разнообразны в различных петрографических зонах.

В пегматитах хибинитов эгирин пользуется наибольшим распространением; с одной стороны, он входит как главная составная часть в эгирино-микроклиновый тип пегматитов, бедный редкоземельными минералами, где развит главным образом эгирин II генерации, образующий в полевом шпате крупные радиальнолучистые аггрегаты—„эгириновые солнца“ или сплошные сфероидальные выполнения радиальнолучистых аггрегатов—„эгириновые шары“, достигающие нередко очень крупных размеров (до 30 см в поперечнике и более: Нептунитовая лощина, Китчепахк). С другой стороны, эгирин является главным минералом в наиболее обычных для хибинита жильных выделениях, характеризующихся ассоциациями: эвдиалит, лампрофиллит, энигматит, ринколит, полевой шпат, нефелин, роговая обманка (тип 2, 3, 4). В них встречается как эгирин I, так и эгирин II. Эгирин I—в виде крупных идиоморфных включений и игольчатых кристаллов в указанных выше минералах, нередко в тесном параллельном срастании с роговой обманкой и энигматитом. Эгирин II также очень обычен в виде обильных

волокнистых аггрегатов, окружающих выделения указанных выше минералов и заполняющих промежутки между ними.

Как в хибинитах, так и в более поздних по возрасту мелкозернистых нефелиновых сиенитах встречаются короиты из эгирина II и астрофиллита вокруг более ранних минералов — энигматита, полевого шпата, роговой обманки (Ферсман, 1923). Эгирин III, главным образом в парагенезисе с натролитом и анальцимом, наблюдался в цеолитных жилах Поачвумчорра, Тахтарвумчорра и контактов Маннепахка.

В одновременных с хибинитами фойяитах и их пегматитах эгирин является значительно менее распространенным минералом и уступает в своем развитии щелочной роговой обманке. В рогово-обманково-микроклиновом типе, одном из главных в фойяите, эгирин является лишь второстепенным минералом. В других типах (эвколито-астрофиллитовом, эгирино-астрофиллитовом, эвколито-альбитовом) довольно распространен эгирин как I, так и II генерации.

В зоне следующей по времени выделения серии пород—неравномернозернистых нефелиновых сиенитах, мы имеем развитие эгиринов в пегматитах мелкозернистых эгириновых сиенитов, вообще бедных жильными выделениями, в виде коронитов вокруг энигматита и полевого шпата и в сочетании с полевым шпатом и эвдиалитом. Особое развитие имеет эгирин в пегматитах слюдяных разностей нефелиновых сиенитов. Здесь характерно развитие волокнистых и гнейсовидных разностей эгирина. Наиболее обычный его парагенезис: волокнистый астрофиллит, пектолит, юкспорит, розовый сфен. Эгирин здесь принадлежит по времени образования ко II генерации. Вместе с роговой обманкой эгирин принимает участие в образовании ловчоррито-ринколитовых жил, распространенных на Юкспоре и Кукисвумчорре в зоне перекристаллизованных нефелиновых сиенитов. В пегматитах группы более молодых пород: луявритов, уртитов, ийолитов и апатито-нефелиновой породе, вообще более бедных жильными выделениями, имеет развитие главным образом эгирин II в сочетании с лампрофиллитом и эвдиалитом (луявриты), с апатитом, нефелином, натролитом (луяврит, апатито-нефелиновая порода).

В Ловозерских тундрах эгирин наибольшим распространением пользуется в пегматитовых выделениях луявритов и в жильных луявритах. Здесь имеет свое развитие эгирин как I, так и II генерации. Парагенезис эгирина в пегматитовых выделениях этих пород следующий: полевой шпат, нефелин, эвдиалит, рамзаит, лампрофиллит, роговая обманка. Эгирин образует как идиоморфные и крупные призматические выделения эгирина I, так и отдельные выделения мелковолокнистых аггрегатов в радиальнолучистые аггрегаты—„эгириновые

солнца". Эгирин II окружает выделения других минералов, как рамзаит, эвдиалит, нефелин и др. Эгирин III вообще довольно редок в Ловозерских тундрах, наблюдался также в парагенезисе с натролитом (Сенгисчорр).

Среди содалитовых нефелиновых сиенитов Луяврурта эгирин в качестве главного минерала участвует в жильных выделениях вместе с полевым шпатом, содалитом, мурманитом, натролитом, лампрофиллитом. Здесь наблюдается эгирин как I, так и II генерации. В жильных выделениях пойкилитовых нефелиновых сиенитов развит главным образом эгирин I генерации в виде длинных призматических кристаллов; в парагенезисе: полевой шпат, нефелин, ильменит.

Время выделения эгирина I относится к эпимагматической стадии к фазам *A* и *B*. Эгирин II относится к фазе *C—D*; эгирин III выделяется в пневматолитическо-гидротермальную стадию, в фазы *H*, *I*, *K*.

Изменения. Эгирин довольно часто подвергается процессу изменения: 1) наиболее обычным является выветривание эгирина с образованием натеков окислов железа и марганца, с выносом натрово-силикатной части; под микроскопом эти изменения эгирина характеризуются присутствием непрозрачных рудных зерен и пятен; 2) довольно обычно изменение эгирина в лепидомелан; процесс изменения эгирина начинается из центра кристалла; на вид неизменные с поверхности кристаллы эгирина при разбивании оказываются состоящими из мелких скоплений лепидомелана; процесс протекает в пневматолитическую стадию; 3) изменение эгирина II в анальцим наблюдалось в Ловозерских тундрах в цирках Ангвундасчорра: радиальнолучистые солнца эгирина ярко-зеленого цвета в центре, к периферии делаются бледно-зелеными и переходят в анальцим (Лабунцов, 1927); 4) изменение эгирина с образованием натролита и рудных зерен наблюдалось в шлифе из рамзаитовой линзы Южного отрога Кукисвумчорра (Бонштедт, 1933).

Сравнение с эгирином других щелочных массивов. Эгирин Хибинских и Ловозерских тундр не имеет каких-либо значительных отклонений от эгирина других крупных щелочных массивов. Особенностью наших эгиринов, как следствие общей геохимической характеристики Хибинских и Ловозерских тундр, является их обильное и широкое распространение в районе и, кроме того, большая продолжительность времени выделения, приведшая к появлению трех различных вышеуказанных генераций этого минерала.

По всем своим свойствам наш эгирин легко сравним с эгирином щелочных массивов Юж. Норвегии и Гренландии. Эгирин I генерации

Хибинских и Ловозерских тундр близок по составу и по типу кристаллов к эгирину Лангезундфиорда в Норвегии, тогда как эгирин III, а отчасти и II генерации, по форме своего развития, по составу, отчасти по типу кристаллов близок к акмиту Норвегии, от которого, однако, отличается зелеными яркими (не бурыми, как для Норвегии) цветами плеохроизма.

Промышленное значение и возможность использования. Эгирин Хибинских тундр имеет промышленный интерес из-за содержания в нем V (табл. 14), которое согласно специальным определениям В. В. Щербины, в эгирине I генерации несколько больше, чем в эгирине II генерации. В этом отношении практическое значение смогут иметь конечные отходы или „хвосты" при обогащении апатито-нефелиновой породы, а также при обогащении ловчорритовой руды. До 1937 г. эгириновые „хвосты" еще не использовались.

ПЕКТОЛИТ — PECTOLITE

[$(Ca, Na_2, H_2)_2 (SiO_3)_2$; моноклин. с.; уд. в. 2.9, тв. 5)]

(Е. Е. Костылева)

1925. Костылева Е. Е. Изв. Акад. Наук, *384—400*. [Основная работа: месторождения, оптика, анализы].

1928. Костылева Е. Е. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *298 — 305*. [Описание месторождений].

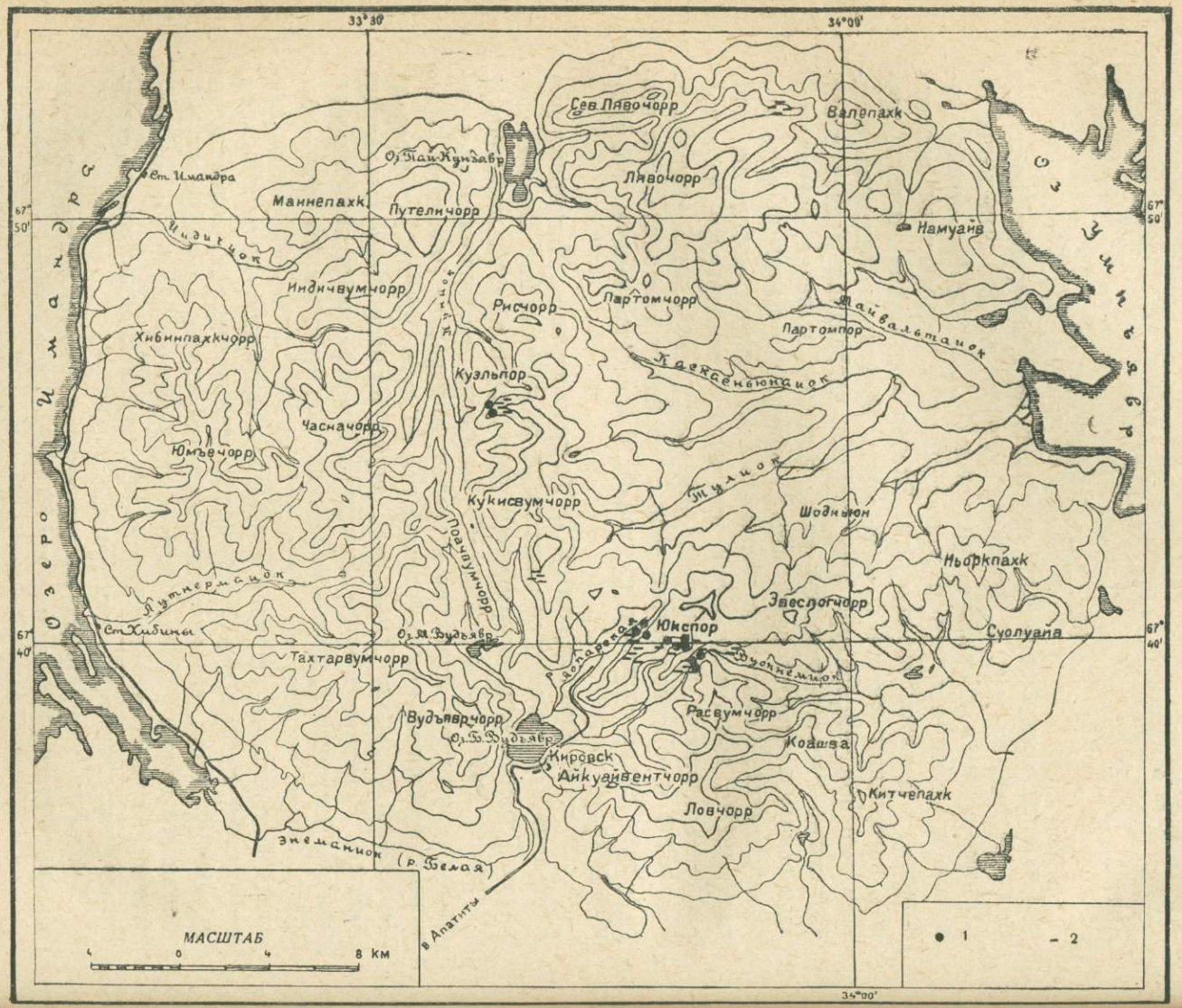
1393. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *29,48*. [Описание нахождения пектолита на Кукисвумчорре].

1933. Beljankin D. S. u. Iwanowa W. P. Cbl. f. Min., 10, *327—339*. [Изучение кривой нагревания, вывод формулы].

1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *53,95*. [Описание месторождений пектолита на Юкспоре].

Пектолит в Хибинских тундрах имеет лишь местное, довольно большое распространение в слюдяных нефелиновых сиенитах Юкспора, более редок на Кукисвумчорре. В Ловозерских тундрах не встречен.

Физические и химические свойства. В кристаллах пектолит никогда не наблюдался. Он образует чаще всего волокнистые аггрегаты, реже крупные, сплошные, спайные выделения. Еще реже пектолит наблюдался в виде идиоморфных аггрегатов. Иногда он выносится и оставляет после себя пустоты в натролите (Юкспор). Спайность совершенная в двух направлениях под углом 90°. Цвет пектолита сероватый, буровато-белый, белый. Черта бесцветная. Блеск спайных аггрегатов стеклянный, у волок-



Фиг. 16. Схематическая карта распространения пектолита и юкспорита.

1—месторождения юкспорита, *2*—местоо ждения пектолит

Юкспора характеризуются удлиненностью и волокнистостью своих аггрегатов, иногда изогнутостью и сдавленностью. Помимо коренных, более или менее мощных жил (пектолито-юкспоритовый тип), пектолит вместе с юкспоритом образует нетолстые прожилки, иногда лишь намазки в гнейсовидном нефелиновом сиените, сопровождаясь эгирином, астрофиллитом, иногда лепидомеланом и сфеном в виде вытянутых и волокнистых аггрегатов, содержащих в виде включений нефелин и биотит. Кроме коренных жил с пектолитом, в осыпях на Юкспоре наблюдался белый и розовый натролит в длинных радиальнолучистых аггрегатах с многочисленными пустотами до 10 см длины, 4—5 см диаметра, принадлежащими разрушенному и часто нацело вынесенному пектолиту.

На Кукисвумчорре в слюдяных нефелиновых сиенитах пектолит встречается в меньшем количестве. Помимо аналогичных с Юкспором коренных выходов волокнистого и спайного пектолита, в парагенезисе с нефелином и роговой обманкой, пектолит на Кукисвумчорре наблюдался в коренных жилах, содержащих полевой шпат, ринколит, лампрофиллит (Э. Бонштедт). В перевале Обманном пектолит встречен в осыпи в волокнистом эгирине в парагенезисе с лампрофиллитом и канкринитом. По времени своего выделения пектолит относится к пневматолитической стадии к фазам $F-G$, что отвечает температуре около 500°. Пектолит выделяется одновременно с юкспоритом, волокнистым лампрофиллитом, розово-желтым сфеном и сернистыми соединениями. В гидротермальной стадии пектолит часто делается неустойчивым и выносится.

Сравнение с минералами других щелочных массивов. В отношении своего состава и свойств хибинский пектолит не отличается от пектолитов других щелочных массивов. Особенностью хибинского пектолита является его довольно значительное местное распространение и своеобразный парагенезис — юкспорит, лампрофиллит, сфен и др., в котором он не известен в других щелочных массивах.

ШИЗОЛИТ — SCHIZOLITE

[$HNa(Ca,Mn)_2Si_3O_9$; триклин. с.; уд. в. 2.96; тв. 5—5.5]

(В. И. Герасимовский)

1925. Бонштедт Э. М. Доклады Акад. Наук, сер. А, *17—19*. [Обнаружено несколько кристалликов в куске уссингита в Ловозерских тундрах. Краткая кристаллографическая характеристика].

1930. Куплетский Б. М. Доклады Акад. Наук, сер. А, *333*. [Находка на Северном Кукисвумчорре. Оптическая характеристика].

1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *48*. [Находка в парагенезисе с натролитом на Кукисвумчорре].

1936. Герасимовский В. И. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 7, *1*. [Краткая характеристика, химический анализ шизолита с Пункаруайва].

1937. Герасимовский В. И. Уссингит Ловоз. тундр. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 10. [Характеристика шизолита из уссингитовых месторождений].

Шизолит в Хибинских и Ловозерских тундрах встречается очень редко и представляет лишь минералогический интерес.

Физическая и химическая характеристика. Триклинный. Образует удлиненные по оси *b* толстопластинчатые (сплюснутые по оси *c*) или призматические выделения; иногда игольчатого облика от нескольких миллиметров по длине до $9 \times 2.5 \times 1$ см; почти всегда в большей или меньшей степени разрушен. Хрупкость и разрушенность кристаллов шизолита препятствует отделению их от окружающих минералов для кристаллографического изучения.

По данным Э. М. Бонштедт (измерено 4 несовершенно образованных кусочка кристаллов шизолита) кристаллы значительно вытянуты по оси *b* и образованы пинакоидами, параллельными оси *b*. На них наблюдались следующие формы: *a* (100), обычно узкая; *c* (001) — наиболее широкая грань; *b* (010) — редкая, наблюдавшаяся всего один раз; узкие грани *r* ($\bar{1}02$), *n* ($\bar{1}01$) и *s* ($\bar{2}01$), образующие обычно мелкую комбинационную штриховку; в одном случае отмечена очень маленькая грань *e* ($\bar{1}11$) и, наконец, на одном кристалле, в виде очень узких граней наблюдались новые, не указанные для шизолита, формы: *v* (101), *w* (102) и *q* (203), лежащие между *a* и *c*. Спайность по (001) весьма совершенная и по (100) совершенная.

Цвет темнобурый, редко бурый или светлобурый, с коричневым оттенком, при разрушении — черный. Черта бурая, у разрушенного — темнобурая вплоть до черной. Блеск стеклянный, у разрушенного — полуметаллический или металлический. Твердость 5—5.5. Излом неровный, в разрушенном — землистый. Два определения пикнометром удельного веса дали 2.955 и 2.974. Удельный вес разрушенной разности шизолита — 2.677.

В шлифе шизолит имеет слабую светло-серовато-коричневую окраску, обычно в нем вдоль трещин наблюдаются узкие непрозрачные полосы черного цвета (см. табл. VII, фото 1), которые увеличиваются по мере разрушения минерала. В шлифах часто наблюдаются выделения шизолита, которые полностью превратились в аморфное вещество черного цвета. Плеохроизм отсутствует.

Оптическая характеристика шизолита дана в табл. 20.

Плоскость оптических осей параллельна (100).

В табл. 21 приводятся химические анализы ловозерского шизолита: 1 — анализ шизолита, слабо затронутого разрушением, и 2 — неполный анализ сильно разрушенного шизолита, темнобурого,

Таблица 20

Оптические свойства шизолита

Месторождения	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$n_g - n_m$	$n_g : c$	$2V$	Знак	Дисперсия	Автор
Гора Пункаруайв	1.677	1.641	—	—	0.036	0—4°	ок. 51°	+	—	Герасимовский
Сев. склон долины Рисиока	1.663	—	1.632	0.031	0.025	8—9°	60—62°	+	$r < v$	Куплетский
Гренландия . .	1.660	1.636	1.631	0.029	0.024	9°	47°	+	—	Бёггильд

Таблица 21

Химические анализы шизолита

Компоненты	Пункаруайв, Ловозерские тундры		Гренландия, Tutop Ardlerkofia	Гренландия, Kangerdluarsuk
	№ анализов			
	1	2	3	4
SiO_2	49.10	14.64	51.06	51.06
TiO_2	0.02	—	0.68	0.62
Ce_2O_3	1.00	—	1.47	0.94
Y_2O_3		—	—	1.03
Fe_2O_3	0.88	—	—	—
FeO	—	—	2.79	2.74
MnO	15.92	1.88	12.90	9.84
MnO_2	9.35	60.69	—	—
CaO	12.72	5.52	19.48	22.89
MgO	0.10	—	—	—
SrO	0.28	—	—	—
BaO	нет	—	—	—
Na_2O	7.72	4.28	10.71	9.97
K_2O	0.74	—	—	—
$H_2O_{+110°}$	1.15	11.30	1.36	0.55
Сумма . .	98.98	—	100.45	99.64
Уд. в.	2.955—2.974	2.677	3.089	2.993
Аналитик	М. Владимирова		C. Christensen [1]	

[1] O. B. Böggild. On Some Minerals from Greenland. Medd om Grönl., 1003, **26**, *136*.

почти черного цвета; 3 и 4 — химические анализы гренландского шизолита.

Сравнивая анализы 1 и 2, можно подметить, что разрушение шизолита связано с выносом CaO, Na_2O и SiO_2 и привносом H_2O — вместо 1.15 содержится 11.30%; при этом происходит концентрация Mn в более высокой степени окисления (вместо 15.92% MnO и 9.35% MnO_2 становится 1.88% MnO и 60.69% MnO_2).

Анализ 1 отвечает формуле шизолита: $HNa(Ca,Mn)_2(SiO_3)_3$.

Условия нахождения. В Хибинских тундрах шизолит встречается очень редко и в незначительном количестве. Здесь он наблюдался: 1) в верховьях долины Лопарской — в натролито-эгириновой глыбе, с калиевым полевым шпатом, нефелином, эгирином, астрофиллитом, натролитом, альбитом, рамзаитом и редкими пластинками мурманита; 2) на склоне Юкспора в Вуоннемиок в коренной жиле, залегающей в слюдяном нефелиновом сиените. Жила сложена полевым шпатом и натролитом, в незначительном количестве присутствуют эгирин II и III, шпреуштейнизированный нефелин и сильно разрушенный шизолит; 3) на эвдиалитовой перемычке Кукисвумчорра шизолит наблюдался с анортоклазом, нефелином, эвдиалитом, мурманитом и лампрофиллитом; 4) на западных контактах Маннепахка в альбито-анальцимовой жиле с нептунитом и эльпидитом; 5) во втором восточном цирке Тахтарвумчорра — в пегматитовой жиле среди хибинита с полевым шпатом, нефелином, эвдиалитом и эгирином.

В Ловозерских тундрах шизолит тоже редок и наблюдался в значительном количестве только в уссингитовых месторождениях. Здесь он известен в следующих местах:

1) на горе Пункаруайв в уссингитовых месторождениях, залегающих в фойяите; среди уссингита встречаются иногда участки до 10—20 см, сплошь состоящие из призматических выделений шизолита; в альбитовых месторождениях среди луяврита шизолит наблюдается очень редко, образует мелкие выделения до 1 см;

2) в верховьях р. Муруай он является одним из второстепенных и очень редких минералов пойкилитического содалито-нефелинового сиенита, залегающего среди жильного луяврита;

3) на северо-восточном склоне второго цирка Раслака (г. Аллуайв), среди фойяита находится пегматитовое образование, сложенное светлорозовым цеолитом (натролитом), среди которого встречаются отдельные крупные, обычно сильно разрушенные, кристаллы шизолита, длиною до 5 см. Спутниками его здесь являются арфведсонит, эгирин и эвдиалит.

Взаимоотношения шизолита, наблюдаемые с другими минералами в Ловозерских тундрах, позволяют считать, что он образуется в пегматитовую фазу.

Причину несовпадения оптических данных для шизолита ловозерского и гренландского (см. табл. 20), а также их удельных весов (см. табл. 21), вероятно, следует искать в химическом составе. Различие сказывается главным образом в содержании Ca и Mn: в ловозерском преобладает Mn над Ca, а в гренландском — наоборот.

ГРУППА РОГОВЫХ ОБМАНОК—AMPHIBOLE GROUP

(Е. Е. Костылева)

В Хибинских и Ловозерских тундрах известны следующие роговые обманки: актинолит, базальтическая роговая обманка, гастингсит, арфведсонит, катафорит, баркевикит.

АКТИНОЛИТ — AKTINOLITE

[$Ca_2(Mg, Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$; монокл. с.; уд. в. 3.0—3.2; тв. 5—6]

1922. Ферсман А. Е. Изв. Акад. Наук. *292.* [Отдельная находка].
1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *340.* [То же].

Обнаружен лишь в двух небольших месторождениях.

1. В контактах Маннепахка в пустотах кварцево-полевошпатовой жилы отмечен разрушенный асбестовидный актинолит.

2. В контактах Сев. Лявочорра асбестовидный актинолит в виде мягкой зеленоватой ваты выполняет свободные полости, образованные от выноса кварца в письменных его сростках с микроклин-пертитом.

В Ловозерских тундрах не встречен.

БАЗАЛЬТИЧЕСКАЯ РОГОВАЯ ОБМАНКА — BASALTIC HORNBLENDE

[$(Ca, Na)_2(Mg, Fe, Al)_5(Si, Al)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$; значит. содержание Fe_2O_3 и TiO_2; монокл. с.; уд. в. 3.0—3.5; тв. 5.5]

1935. Лупанова Н. П. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, **6**, *53—59.* [Описание базальтической роговой обманки из мончикита, оптика, анализ].
1935. Лупанова Н. П. Тр. Аркт. инст., **23**, *101.* [Описание базальтической роговой обманки из якупирангита Часначорра, под микроскопом].

В жильных выделениях не известна. Встречается в молодых жильных породах, как мончикит, оливиновый якупирангит и др.

Роговая обманка из мончикита у западного конца ущелья Рамзая образует крупные вкрапленники, составляя в среднем 43.3% по объему от всей породы. Кристаллы до 2 см длины, с формами: (110), (010), (001), ($\bar{1}11$), ($\bar{1}31$), ($\bar{2}21$), (111). Наблюдаются двойники

Цвет черный; просвечивает лишь в очень тонких осколках бурым цветом; сильный блеск на плоскости спайности. Черта бурая.

Кристаллы и зерна роговой обманки в шлифах оплавлены. Оптические ее константы: $n_g = 1.697 \pm 0.002$; $n_m = 1.684$; $n_p = 1.662$ (иммерзией); $n_g - n_p = 0.035$; $n_g : c = 13°$; $2V = -77°$. Плеохроизм: по n_g темнобурый, по n_m бурый, по n_p чуть буроватый; $n_g > n_m > n_p$.

Таблица 22

Химический состав базальтической роговой обманки из мончикита ущелья Рамзая

(по анализу О. Н. Кобылиной)

Компоненты	Данные валового анализа в %	Анализ, приведенный к 100%	Молекулярные количества	
SiO_2	39.57	39.77	0.6621	$Si_2O = 0.7146$
TiO_2	4.19	4.21	0.0525	
Al_2O_3	16.29	16.38	0.1606	$R_2O_3 = 0.1915$
Fe_2O_3	7.13	7.17	0.0309	
FeO	1.56	1.56	0.0217	$RO = 0.5649$
MnO	0.21	0.21	0.0029	
MgO	14.92	15.05	0.3732	
CaO	9.32	9.37	0.1671	
BaO	нет	—	—	
K_2O	1.95	1.95	0.0207	$R_2O = 0.0769$
Na_2O	3.48	3.49	0.0562	
Потеря при прокал.	0.84	0.84	0.0466	$H_2O = 0.0466$
$H_2O + 110°$	0.23	—		
P_2O_5	нет	—		
Сумма	99.69	100.00		

На основании анализа Н. П. Лупанова вычисляет химическую формулу:

$$0.0466\,H_2O \cdot SiO_2 + 0.0769\,R_2O_3 \cdot 4\,SiO_2 + 0.1146\,RO \cdot R_2O_3 \cdot SiO_2 + \\ + 0.4503\,RO \cdot Si_2 + 0.0130 SiO_2.$$

ГАСТИНГСИТ — HASTINGSITE

[$Ca_2\,Na\,(Fe, Mg)_4\,(Al, Fe)\,(OH)_2\,(Al, Si)_8\,O_{22}$?; монокл. с.; уд. в. 3.3; тв. 5.5]

1925. Хибин. и Ловоз. тундры, **1**, *61*. [Указание на содержание в альбитовой жиле в ущелье Гакмана роговой обманки „типа гастингсита“].

1926. Лабунцов А. Н. Тр. Мин. музея Акад. Наук, **1**, *38*. [Упоминание гастингсита в альбитовой жиле Рисчорра, без специального изучения].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *255*. [Гастингсит в альбитовой жиле Каскасньюнаиока; после специального изучения Шафрановского выяснилось, что это арфведсонит; *307*— оптическое описание роговой обманки с Поачвумчорра].

В жильных выделениях гастингсит известен лишь в эвдиалитово-полевошпатовом месторождении Южного Поачвумчорра. Образует темные, почти черные, крупные, спайные и идиоморфные выделения с формами (110) и (100), в микроклине и эвдиалите. Определен на основе оптического изучения на федоровском столике в белом свете, обнаружено прорастание двух роговых обманок ряда гастингсит-кроссита с константами:

1) $n=1.61$; $n_g-n_p=0.084$; $2V=-40.5°$. $Pn_g=31.5°$; $Pn_m=89.5°$; $Pn_p=58°$. Плеохроизм: по n_m красно-бурый, по n_g серо-желтый, по n_p зелено-синий.

2) $n=1.66$; $n_g-n_p=0.0078$; $2V=-64.5°$; $Pn_g=63°$; $Pn_m=86°$; $Pn_p=28°$. Плеохроизм: по n_m коричнево-желтый, по n_g красновато-бурый, по n_p зеленоватый.

Роговая обманка из месторождения эвколито-альбитовой жилы Каскасньюнаиока, отнесенная на основании предварительных данных к гастингситу, после специального изучения оказалась арфведсонитом (Шафранский, 1937). Повидимому, и в других случаях указания на гастингсит в жилах с альбитом в центральных районах роговая обманка на самом деле является арфведсонитом.

АРФВЕДСОНИТ — ARFVEDSONITE

[$(Ca, Na)_4\,Fe''_3\,(Si, Al, Fe)_8\,O_{22}\,(OH)_2$; монокл. с.; уд. в. 3.26; тв. 6]

1894. Ramsay W. u. Hackman V. Fennia, **11**, *2, 114, 127*. [Первые указания и некоторые оптические данные].

1925. Куплетский Б. М. Тр. Геол. и мин. музея. Акад. Наук, 1925, **5**, 3, *46*. [Описание микроскопических выделений в породе].

1926. Куплетский Б. М. Тр. Мин. музея, Акад. Наук, **1**, *115*. [Описание амфибола из альбитовой породы Каскасньюнаиока, анализ, оптика].

1927. Куплетский Б. М. Изв. Акад. Наук, 1927, *579*. [Анализ и оптика порфировидных вкрапленников из роговообманкового порфира из долины Гакмана].

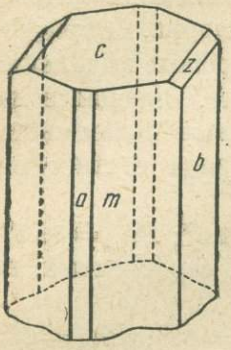
1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *247—250; 232—255, 305—310, 313*. [Краткое описание роговых обманок из различных месторождений].

1937. Шафрановский И. И. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 10. [Основная работа. Подробное описание амфиболов из пегматитовых выделений, анализы, оптика].

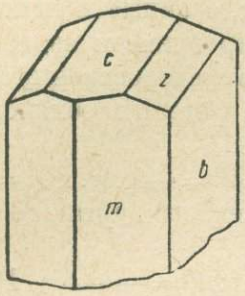
Роговые обманки пегматитовых выделений Хибинских и Ловозерских тундр относятся к ряду баркевикит—арфведсонит. Они являются довольно обычной составной частью многих пегматитовых выделений; в некоторых же из них являются главной цветной составной частью. Как видно из оптического и химического изучения, они не

относятся точно к тому или другому названию и являются переходными в ряде баркевикита — арфведсонита.

Физические и химические свойства. Часто образует мелкие, хорошие кристаллы; крупные кристаллы достигают 30 см длины. Кристаллы вытянуты по вертикальной оси, часто двуконечные; характерный тип кристаллов приведен на фиг. 17—20. Главные формы: m (110), b (010), a (100), c (001); второстепенные формы: z (021), k ($\bar{1}11$), v (131), r ($\bar{1}11$), t ($\bar{2}01$), w ($\bar{1}01$), e (130), x (150), ρ ($\bar{1}51$), i ($\bar{1}31$). Лучше всего развиты грани вертикального пояса, именно: m (110), b (010); из косых граней наиболее развита c (001). Двойники довольно обычны по b (010), которая является и плоскостью срастания.



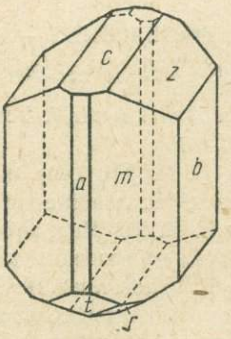
Фиг. 17. Кристалл арфведсонита с Рисиока с формами c (101), a (100), m (110), b (010), z (021), по Э. Бонштедт.



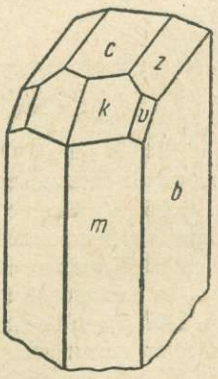
Фиг. 18. Кристалл арфведсонита из Шодньюн с формами с (001), b (010), m (110). z (021), по И. Шафрановскому.

Спайность по (110) ясная, иногда совершенная. Цвет черный, иногда изсиня-черный; черта голубовато-серая, зеленовато-серая. Блеск стеклянный; непрозрачен даже в краях. Твердость около 6. Излом ступенчатый. Удельный вес 3.26.

В шлифах минерал мало прозрачен, окрашен в темные, голубые, зеленые, бурые смешанные цвета. Плоскость оптических осей всегда $\parallel$ (010). Расположение n_g и n_p в плоскости оптических осей несколько меняется для различных месторождений, что видно из погасания на (010). Сводки оптических констант, по определению И. И. Шафрановского, даны в табл. 23 (в белом свете) и в табл. 24 (определения показателей преломления в однородном свете). $2V$ колеблется от 60 до 90°; удлинение отрицательное; схема абсорбции $n_g < n_m \leqslant n_p$. Дисперсия $r < v$.



Фиг. 19. Кристалл арфведсонита с Умбозерского перевала с формами c (001), a (100), b (010), m (110), z (021), t ($\bar{2}01$), r ($1\bar{1}1$), по Э. Бонштедт.



Фиг. 20. Кристалл арфведсонита с Путеличорра с формами c (001), b (010), m (110), z (021), k (111), v (131), по Э. Бонштедт.

Оптические свойства роговых обманок Хибинских тундр

(по И. И. Шафрановскому)

Месторождения	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$n_p : c$	$2V$	Плеохроизм по		
							n_g	n_m	n_p
Маннепахк, Нептунитовая лощина	1.686	1.670	1.659	0.027	41°	ок. 90°	светлобурый	бурый	зеленовато-бурый
Маннепахк. Занептунитовая лощина	1.683	1.673	1.669	0.014	36°	„ 60°	серовато-бурый	„	„
Сев. склон Кукисвумчорра. Свинцовое ущелье.	1.686	1.673	1.659	0.027	17°	„ 90°	серый	коричнево-серый	зеленовато-голубой
Лявочорр. Эвдиалитовая жила Лявоиока	1.674	1.666	1.653	0.021	34°	„ 80°	бледно-бурый	бурый	зелено-бурый
Перевал Лопарский. Альбито-эвколитовая жила	1.703	1.692	1.680	0.023	40°	„ 80°	бледно-зеленый	„	сине-зеленый
Хибинпахкчорр. Эвколито-ильменитовая жила	1.686	1.673	1.659	0.027	43°	„ 90°	серовато-бурый	„	бурый
Юкспор. Шодньюн	1.700	1.684	1.664	0.036	37°	„ 90°	„	„	„
Ущелье Петрелиуса, южный склон	1.677	1.673	1.659	0.018	42°	—	желто-бурый	„	темнобурый
Кукисвумчорр. Жильная долина .	1.703	1.691	1.681	0.022	38°	ок. 80°	„	серо-бурый	зелено-бурый
Нижнее течение Рисиока	1.677	1.673	1.659	0.018	26°	„ 90°	желто-зеленый	„	зеленый

Таблица 24

Показатели преломления роговых обманок в однородном свете

(по И. И. Шафрановскому)

Свет	Свинцовое ущ.			Лявочорр			Жильная долина		
	n_g	n_m	n_p	n_g	n_m	n_p	n_g	n_m	n_p
Белый . . .	1.686	1.673	1.659	1.674	1.666	1.653	1.703	1.691	1.681
Красный . .	1.687	$>$ 1.679 и $<$ 1.683	1.661	1.676	1.668	1.661	1.705	1.698	1.686
Желтый . .	1.679	1.676	1.661	1.674	1.661	1.655	1.700	1.694	1.682
Зеленый . .	1.676	1.669	1.661	1.670	$<$ 1.666	1.653	$>$ 1.696 и $<$ 1.700	1.690	1.680

Из анализов (табл. 25) виден довольно постоянный состав в отношении щелочей, щелочных земель и кремнезема. Наиболее заметные колебания наблюдаются в соотношениях окиси и закиси железа.

Соотношения $(Si, Ti)O_2 : R_2O_3 : RO : R_2O$ ближе всего подходят к аналогичным соотношениям для арфведсонита и баркевикита. К последним наши роговые обманки приближаются по повышенному содержанию $MgO + CaO$.

Состав минерала ближе всего отвечает следующей приближенной эмпирической формуле: $(Na, K)_4\ (Fe, Ca, Mg, Mn)_5\ (Al, Fe)_2(Si, Ti)_8O_{26}$.

Таким образом, хибинские роговые обманки являются переходными членами ряда арфведсонит — баркевикит.

Условия нахождения и парагенезис. В Хибинских тундрах роговые обманки являются довольно распространенными минералами в пегматитовых выделениях различных петрографических зон. В пегматитах фойяитов центральных частей Хибинских тундр (Рисчорр, Кукисвумчорр, Каскасньюначорр и др.) роговая обманка является одним из наиболее типичных и характерных минералов; наблюдается с микроклином, нефелином, второстепенными — сфеном, эвколитом, астрофиллитом и характерна для очень распространенного в фойяитах типа пегматитов — роговообманково-полевошпатового. В пегматитах хибинитов периферической зоны Хибинских тундр роговая обманка встречается также довольно часто в парагенезисе с эвдиалитом, эгирином, ламинрофиллитом, энигматитом в районе Лявочорра, Вудъяврчорра, Часначорра, ущелья Рамзая и др. Имеет значительное распространение в приконтактовой зоне — на Маннепахке, Нептуновой лощине, Хибинпахкчорре, в парагенезисе

Анализы щелочных роговых обманок Хибинских тундр

Компоненты	Ущелье Гакмана	Каскасньюнпок	Лявочорр		Лопарский перевал		Ущелье Петрелиуса		Куки-свумчорр
	№ анализов								
	1	2	3		4		5		6
	%	%	%	Молекул колич.	%	Молекул колич.	%	Молекул. колич.	%
SiO_2	48.00	47.22	45.92	0.7646	47.04	0.7832	48.35	0.8050	46.56
TiO_2	1.85	1.28	2.58	0.0322	2.48	0.0310	следы	—	2.18
ZrO_2	—	—	есть	—	есть	—	—	—	есть
Al_2O_3	7.38	2.43	4.24	0.0416	4.18	0.0410	5.19	0.0509	4.24
Fe_2O_3	11.90	10.87	9.53	0.0597	8.63	0.0541	4.74	0.0297	8.68
FeO	15.60	19.84	15.50	0.2158	16.30	0.2269	15.90	0.2213	18.27
MnO	1.76	—	2.31	0.0326	2 59	0.0365	2.06	0.0290	3.07
CaO	1.31	3.18	4.18	0.0745	4.07	0.0726	4.66	0.0831	2.78
MgO	0.40	4.18	6.02	0.1493	6.40	0.1588	8.60	0.2133	4.60
Na_2O	9.37	10.55	7.59	0.1224	7.03	0.1134	9.30	0.1500	6.96
K_2O	2.43	0.59	1.92	0.0204	1.47	0.0156	1.49	0.0158	2.10
Сумма . .	100.00	100.14	99.79	—	100.19	—	100.29[1]	—	99.44
Аналитик и год выполнения анализа	В. Молева, 1927	Н. Врев-ская, 1925	М. Владимирова, 1934						

1 — состав вкрапленников арфведсонитового порфира за вычетом включений, пересчитанный на 100%.
2 — из альбитовой породы.
3 — из эвдиалитовой жилы долины Лявоиока.
4 — из эвколито-альбитовой жилы.
6 — из роговообманково-микроклиновой жилы Жильной долины.

[1] Редких земель нет.

с полевым шпатом, рамзаитом, нептунитом, лопаритом, эвдиалитом, эгирином. В пегматитах более молодых пород — неравномернозернистых нефелиновых сиенитов роговая обманка вместе с эгирином, полевым шпатом и ловчорритом принимает участие в образовании промышленных роговообманково-полевошпатовых жил с ловчорритом. В еще более молодых породах наблюдалась в крупных выделениях в апатито-нефелиновой породе, в парагенезисе с апатитом. Время выделения роговой обманки относится к эпигматической фазе, к фазам $B—C$ диаграммы А. Е. Ферсмана; роговая обманка выделяется совместно с эгирином I и энигматитом, с которыми нередко находится в срастании.

В Ловозерских тундрах щелочная роговая обманка является очень распространенной и встречается в большинстве пегматитовых выделений. Здесь наиболее обычный ее парагенезис: полевой шпат, нефелин, эвдиалит, эгирин I и II, рамзаит, содалит, мурманит, нептунит. Роговая обманка редко дает кристаллы, чаще всего наблюдается в сплошных спайных выделениях и нередко дает лучистые аггрегаты, собранные в „звезды“ или „солнца“ из черного амфибола. Время ее выделения тоже отвечает эпимагматической фазе образования и относится к фазам $B—C$.

Изменение. Наиболее обычное изменение, наблюдаемое для роговой обманки, это замещение ее лепидомеланом, идущее обычно еще во время минералообразования жил.

Сравнение с амфиболами других щелочных массивов указывает, что хибинские щелочные роговые обманки как по своей оптике, так и по химизму являются переходными между наиболее распространенными в щелочных породах Гренландии и Норвегии типичными арфведсонитами и баркевикитами.

КАТАФОРИТ — CATAPHORITE

1925. Куплетский Б. М. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, **5**, 3, *46*.
1028. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *100*.

Обнаружен микроскопически в умптеките Намуайва и Лестивары, в нефелин-сиенитовом порфире Сев. Лявочорра и в некоторых других породах.

БАРКЕВИКИТ — BARKEVIKITE

Близкая к баркевикиту роговая обманка отмечается микроскопически во многих породах: ийолит-уртитах, в щелочных базальтах и в других. В жильных выделениях наблюдается роговая обманка, переходная в ряде арфведсонит-баркевикит, которая описывается под арфведсонитом.

ЛЕЙКОФАН, МЕЛИНОФАН — LEUCOPHANITE, MELIPHANITE

(Е. Е. Костылева)

[$(Ca, Na)_2$ Be $(Si, Al)_2$ (O, OH, F)$_7$, ромбич. с.; уд. в. 2.9 — 3.0; тв. 4—5]

1927. Черник Г. П. Горн. журн., 12; *13.* [Анализ].
1932. Костылева Е. Е. Изв. Акад. Наук, *119.* [Краткое упоминание].

Лейкофан и мелинофан с достоверностью не установлены в пегматитовых выделениях Хибинских и Ловозерских тундр.

Указаны Г. П. Черником в лампрофиллитовой жиле Индичвумчорра, откуда после отборки для анализа ринколита Г. П. Черником было собрано 0.476 г желтого минерала, похожего на сфен, по анализу близко подходящего к мелинофану. Больше этот минерал в данной жиле, несмотря на поиски, встречен не был.

В одном из штуфов с Цирконовой перемычки Кукисвумчорра с выделениями полевого шпата, нефелина, эгирина, катаплеита автором обнаружены мелкие, в несколько миллиметров, включения светложелтоватого минерала, не вскипающего с кислотами, по высокому показателю преломления отвечающего минералам этой группы.

НЕФЕЛИН — NEPHELITE

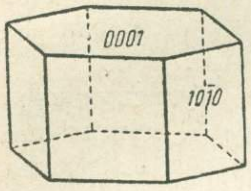
(Э. М. Бонштедт)

[(Na, K) $AlSiO_4 \cdot nSiO_2$; гексагон. с.; уд. в. 2.6; 5.5—6]

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *203 — 366.* [Описание различных месторождений]
1931. Щербина В. В. Доклады Акад. Наук, сер. А, *216—222.* [Анализы нефелина из разных месторождений Хибинских тундр].
1931. Goldshmidt V. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, *165.* [Содержание Ga в хибинском нефелине].
1933. Бонштедт Э. М. и Щербина В. В. Минералогия Союза, сер. А, 1. [Описание месторождений, сводки анализов. Дана подробно литература по хибинскому нефелину и по вопросу его использования].
1933. Granigg B. Ztchr. prakt. Geol., **41**, 1, *1—16* и 2, *25—31.* [Описание нефелино-апатитовых пород].
1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *21—59.* [Описание пегматитов Кукисвумчорра].
1934. Толмачев Ю. М. и Филиппов А. Н. Доклады Акад. Наук, **3**, 5, *366—368.* [О нахождении Rb, Be, Ga и Sr в нефелине].
1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *1—108.* [Описание пегматитов Юкспора, анализы нефелина].
1934. Антонов Л. Б. Хибин. апатиты, **7**, *1—150.* [Характеристика нефелино-апатитовых месторождений].
1934. Фивег М. П. Тр. НИУ, **115**, *33.* [То же].
1935. Ожинский И. С. Зап. Мин. общ., **64**, *355—414.* [Описание нефелина из ловчоррито-ринколитовых месторождений, изменения, включения].
1936. Фивег М. П. и Трусова И. Ф. Тр. НИУ, **128**, *78—91.* [Описание пятнистой разности нефелино-апатитовых пород].
1936. Трусова И. Ф. Тр. НИУ, **128**, *99—102.* [Характеристика йолит-уртитов].

В виду большого распространения нефелина в Хибинских и Ловозерских тундрах и как породообразующего минерала и как одного из главных минералов пегматитовых выделений, в той или иной степени он упоминается во всех работах минералого-петрографического характера; поэтому в целях экономии места здесь приведены лишь главные работы после 1933 г. Литература до 1932 г. приведена в вышеуказанной сводке Бонштедт и Щербина.

Физические и химические свойства. Обычно наблюдается в полуидиоморфных выделениях, зернах и кристаллах от самых мелких размеров до крупных выделений, достигающих 20—30 см в поперечнике. Хорошо образованные кристаллы редки; они в плохой сохранности, что объясняется легкой растворимостью минерала.



Фиг. 21. Кристалл нефелина.

Кристаллы 2—3 см в поперечнике, но обычно около 1 см, чрезвычайно просты и слагаются лишь c (0001) и m (10$\bar{1}$0) (фиг. 21). Лишь на кристаллах из Маннепахка, кроме того, наблюдались узкие грани (10$\bar{1}$1). Грани кристаллов весьма несовершенны, отчасти изъедены, отчасти (в хибинитовой зоне) покрыты эгирином, придающим им зеленый цвет и, с другой стороны, повидимому, предохранившим их от растворения.

Спайность по (0001) и (10$\bar{1}$0) выступает только в шлифах.

Цвет серо-зеленый, сероватый; изредка красноватый или темно-серый, почти черный. Большей частью как бы замутнен и непрозрачный, местами просвечивает. Блеск жирный, иногда очень сильно выраженный, типичный блеск „элеолита".

Удельный вес:

2.603—2.634 — из хибинита, определение Гакмана (жидкостью Тулэ);
2.618 — из пегматита Иидичвумчорра серовато-зеленый, определен Старик (пикнометром);
2.616 — из натролитовой жилы Юкспора, розоватый, определен Буровой (пикнометром).

Оптически, как и все нефелины, характеризуется низким двупреломлением, оптически отрицательный, обычно в сходящемся свете обнаруживает аномальную двуосность.

Показатели преломления (определены иммерзионным методом):

	n_g	n_p	$n_g—n_p$	
Поачвумчорр	1.5419	1.5379	0.004	(Бонштедт)
Пункаруайв	1.5475	1.5451	0.002	(Герасимовский)

Нефелин характеризуется чрезвычайно легкой растворимостью в кислотах; на этом его свойстве основана вся технология его ис-

пользования и переработки. Растворим даже на холоду почти во всех минеральных кислотах и в ряде органических кислот, причем при нагревании процесс ускоряется (детальная характеристика растворимости нефелина, на основании изучения хибинского нефелина, приведена в работе Щербина и Бонштедт „Нефелин", стр. 12—13).

В связи с использованием нефелина произведено много химических анализов; однако в ряде технологических работ под названием „анализа нефелина" приводятся анализы нефелиновых пород или песков.

Все имеющиеся анализы сведены в прилагаемой табл. 26.

Характерно сравнительно высокое содержание Fe.

Толмачев и Филиппов, производившие спектроскопическое изучение четырех хибинских нефелинов, указывают на содержание в них Li, Rb, Cs, Be, Ga; Ga в хибинском нефелине отмечают и Гольдшмидт и Петерс.

Изменение. Нефелин очень легко подвергается изменению и выветриванию. В силу легкой растворимости в породах легко выщелачивается и на месте его зерен среди более устойчивых полевых шпатов и эгирина остаются характерные, иногда правильные углубления.

Наиболее обычным является в породах, а главным образом в пегматитах и шлирах, переход нефелина в натролит (шпреуштейн), реже в анальцим, в канкринит и в содалит. В породах, кроме того, отмечаются мусковитизация и альбитизация нефелина.

Особенно широко развит процесс шпреуштейнизации (натролизации), выражающийся первоначально в помутнении нефелина, в появлении беловатых участков, которые при развитии процесса или переходят в розоватый шпреуштейн, или же дают типичный натролит в случае более сильно выраженного гидротермального процесса. Под микроскопом в измененном нефелине наблюдается помутнение, которое начинается по трещинам, при этом помутневшие участки кажутся как бы состоящими из отдельных мелких зернышек. При скрещенных николях видно более высокое преломление этих зернышек, состоящих из натролита. Часто на фоне нефелина появляются отдельные разбросанные зернышки цеолита; при продолжении процесса нередко весь нефелин замутнен и, наконец, при полном переходе нефелина в натролит вещество снова проясняется и состоит из мелкошестоватого, местами лучистого натролита с характерным волнистым погасанием, иногда с томсонитом и гидронефелитом.

Образование анальцима за счет нефелина — очень редкое явление, наблюдалось в характерной анальцимовой россыпи у перевала Лопарского, но требует еще детального изучения.

Таблица 26

Химические анализы нефелина (в %)

Компоненты	Хибинские тундры										Ловозерские тундры		
	породообразующий						из пегматитов						
	из хибинита	из уртита	из апатито-нефелиновой породы				хибинитовой зоны				зона слюдяных нефелиновых сиенитов		нефелинсиенит
											Юкспор		
	Маннепахк	Расвумчорр	Кукисвумчорр		Юкспор	неизвестно	Часначорр	Индичвумчорр	Поачвумчорр		натрол. жила	юкспор. жила	уссингит. линза
SiO_2	45.34	43.02	43.16	42.84	43.65	43.37	44.59	44.52	44.15	44.21	41.30	42.64	45.17
TiO_2	следы	0.03	0.06	1.24	следы	—	—	—	следы	0.04	нет	—	следы
ZrO_2	„	нет	—	—	нет	—	—	—	нет	нет	—	—	„
Al_2O_3	32.74	32.56	31.03	30.13	32.65	33.99	32.72	32.58	32.00	32.13	32.72	35.44	32.29
Fe_2O_3	0.79	0.46	1.13	2.33	1.81	0.94	0.25	0.42	1.17	1.23	1.54	0.76	0.77
FeO	0.41	0.39	0.45	—	0.16	—	0.73	0.59	0.21	0.16	0.23	—	0.14
MnO	нет	0.01	—	—	нет	—	—	—	следы	следы	—	—	0.003
BaO	„	нет	—	—	„	—	—	—	нет	нет	—	—	нет
SrO	„	0.02	—	—	0.02	—	—	—	0.03	0.02	нет	—	следы
CaO	0.08	0.99	0.17	2.80	0.39	0.37	0.80	0.92	0.35	0.25	0.26	0.50	0.20
MgO	0.04	0.17	0.06	0.50	0.13	0.10	0.30	0.36	0 22	0.17	0.12	следы	0.05
Na_2O	15.83	15.84	16.94	13.01	15.40	15.50	12.12	13.95	15.67	15.69	15.84	13.98	15.74
K_2O	4.77	5.74	6.88	5.46	5.32	5.60	5.52	6.20	6.05	5.89	5.41	6.82	4.99
Потеря при прокал.	0.48	0.50	0.31	0.61	0.33	0.97	1.74	0.70	0 52	0.54	2.20	—	0.33
H_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.13
Сумма	100.48	99.73	100.19	99.72[1]	99.86	100.84	98.77	100.24[2]	100.43[3]	100.33	99.62	100.14	99.83[4]
Уд. в.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.616	—	—
Аналитик и год выполнения анализа	Щербина, 1931		Владовец, 1929	Западинский, 1930	Щербина, 1931	Лаб. Инст. прикл. мин., 1931	Вревская, 1926	Старик, 1927	Щербина, 1931		Бурова, 1933	Владимирова, 1934	Смирнов, 1935

[1] Кроме того, P_2O_5=0. 8%; повидимому, материал был нечистый. [2] Cl и F нет. [3] Кроме того, SO_3=0.06%; Cl следы, TR_2O_3 и P_2O_5 нет. [4] Cl, SO_3, TR_2O_3 нет.

Канкринитизация, хотя далеко не так распространена, как натролитизация, все же встречается нередко, и особенно отмечается при микроскопическом изучении. При этом обычно процесс идет только по периферии зерен нефелина или по трещинам и почти никогда не доходит до конца. Характерны наблюдавшиеся в породах, а изредка и в пегматитах, желтые каемки канкринита на границе выделений нефелина в местах его соприкосновения с полевым шпатом или, реже, с эгирином.

Образование содалита за счет нефелина наблюдается главным образом в Ловозерских тундрах. Образование содалита также начинается по периферии зерен нефелина. Оторочки содалита вокруг нефелина наблюдаются преимущественно в шлифах. В верховьях р. Мотчисуай и р. Муруай, по наблюдению В. И. Герасимовского, встречаются зерна содалита, при разбивании которых обнаруживается, что внутренняя их часть состоит из нефелина.

Включения. Нефелин всегда содержит многочисленные включения мельчайших микроскопических иголочек эгирина, иногда разбросанных без всякой ориентировки, иногда ориентированных параллельно оси *c* нефелина (табл. VII, фото 3), нередко они располагаются параллельно граням нефелина и придают ему зональное строение (табл. VII, фото 2). И. С. Ожинский описывает случай скопления точечных включений эгирина в центре зерен нефелина. Включения эгирина часто настолько мелки, что практически даже при отборке для химического анализа весь эгирин не удается извлечь из нефелина, при процессе же промышленного обогащения нефелиновой руды неотделимый полностью эгирин повышает содержание Fe и понижает качество руды для ряда отраслей промышленности. Эти включения обусловливают зеленый цвет нефелина.

Довольно часты включения зерен апатита более или менее идиоморфных. Изредка наблюдаются в нефелине пегматитов включения полевого шпата — микропертита. В. Гакман отмечает включения жидкости.

Условия нахождения и парагенезис. Содержание нефелина в породах колеблется в широких пределах: в хибинитах в среднем нефелина около 36%, он идиоморфный, содержит сравнительно мало игл эгирина, иногда образует крупные зерна (размерами в несколько сантиметров); в фойяитах — около 25%; в среднезернистых эгириновых нефелиновых сиенитах — около 22%, не идиоморфный; в неравномернозернистых слюдяных, слюдяно-эгириновых, роговообманковых и астрофиллитовых нефелиновых сиенитах, связанных между собой переходами, содержится 18—20% нефелина, причем характерно прорастание полевого шпата идиоморфным нефелином. В луявритах Ловозерских тундр нефелина 22—27%.

Породы ийолит-уртитового ряда в основном состоят из нефелина и пироксена, дают целый ряд разновидностей и переходов от якупирангитов с 5—10% нефелина через ийолиты, содержащие 30—50% нефелина, до уртитов с содержанием до 75—90% нефелина. Нефелин в них идиоморфный, иногда, особенно вблизи апатитовых месторождений, образует крупные выделения (нефелиновые порфиры и ийолит-порфиры).

В апатитовом рудном теле содержание нефелина сильно колеблется и влияет на качество руды. Так, в пятнистой разности апатитовой руды нефелина содержится 13—20%, в нижних горизонтах руды — сетчатой и полосчатой разности — нефелин находится в количестве до 30—40%.

В жильных выделениях нефелин очень распространен и встречается почти повсеместно. В пегматитах хибинитов сопровождается обычно микроклином, эвдиалитом, эгирином I и II, энигматитом, лампрофиллитом, реже ринколитом (ловчорритом) и др. В идиоморфных, иногда в крупных выделениях до 30—35 см; изредка в призматических кристаллах (контакты Маннепахка, Часначорра).

В пегматитах фойяитов нефелина много, особенно в роговообманково-полевошпатовых жилах; также нередки крупные выделения. Сопровождается полевым шпатом, эвколитом, арфведсонитом, эгирином II, энигматитом и др. Местами сильно цеолитизирован или полностью замещен натролитом.

Среди выделений сахаровидного альбита нефелин образует идиоморфные включения, иногда хорошие кристаллы, отличается сильным блеском и очень незначительным содержанием эгирина.

В многочисленных пегматитах слюдяных и других неравномернозернистых нефелиновых сиенитов как преобладающий минерал нефелин образует жильные месторождения нефелино-полевошпатового типа, содержащие крупные сплошные неправильные выделения нефелина (до нескольких кило весом), часто в сопровождении натролита. Кроме того, наблюдается в юкспорито-пектолитовых месторождениях, ловчорритовых (ринколитовых) жилах с арфведсонитом или эгирином, с эвдиалитом и др.

Нефелин менее обычен для выделений астрофиллита с эгирином или полевым шпатом, и еще реже отмечается в цирконо- или ильменито-полевошпатовых скоплениях центральных частей.

Часто в пегматитах сопровождается натролитом, образовавшимся за счет нефелина и связанным с ним переходами.

Характерно в общем раннее выделение нефелина и в породах, и в пегматитах, одновременное или несколько предшествующее полевым шпатам; несколько раньше его начал кристаллизоваться

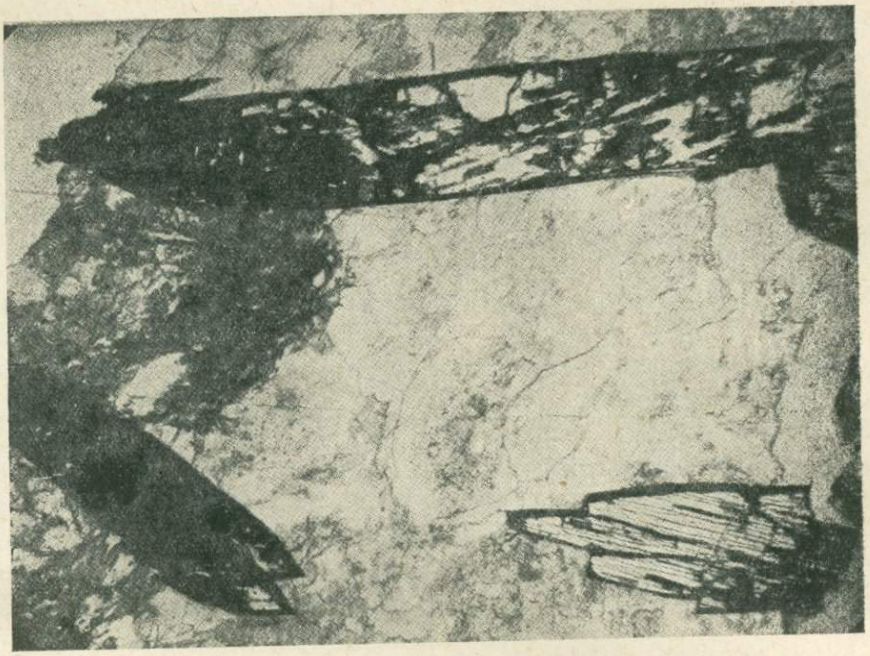


Фото 1. Кристаллы шизолита в уссингите. × 25. Николи ||.

Фото 2. Зональный нефелин в ийолите. Южный отрог Кукисвумчорра. × 25. Николи ||.

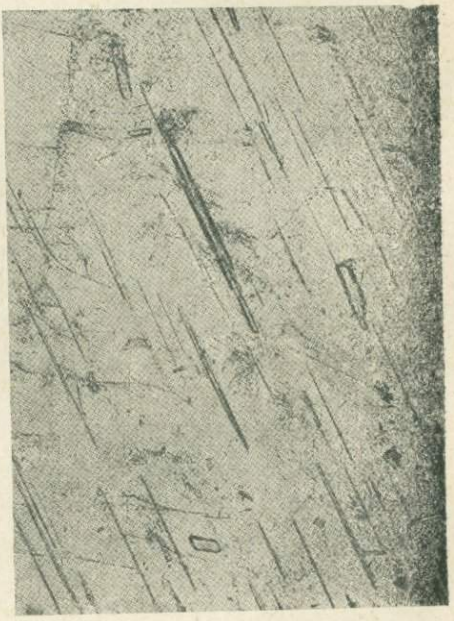


Фото 3. Ориентированные иглы эгирина в нефелине. × 46. Николи ||.

лишь эгирин I генерации, и мало распространенный апатит I генерации.

В пегматитах Ловозерских тундр имеет меньшее значение, чем в хибинских, и отчасти уступает место содалиту.

Промышленное значение. В виду отсутствия крупных скоплений нефелина в пегматитах и высокого содержания темноцветных железистых минералов в большинстве разновидностей нефелиновых сиенитов, для промышленного использования только имеют значение: 1) уртиты, 2) апатито-нефелиновые породы и 3) нефелиновые пески.

1. Ийолит-уртитовые породы в виде мощной дуги протягиваются от Куэльпора через Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр, Эвеслогчорр и далее на восток до Ньоркпахка. Эти породы отличаются непостоянством состава, главную массу дуги слагают ийолиты, но наблюдаются и уртиты с высоким содержанием нефелина. Однако несмотря на большие запасы уртитов, таких уртитов, которые отвечали бы кондиционным требованиям (больше 26% Al_2O_3 и меньше 3% Fe_2O_3) среди них мало. Промышленный интерес пока имеет лишь месторождение Ийолитового отрога Расвумчорра.

2. Нефелиновые пески накопляются в виде кос и валов у устьев ряда рек на восточном берегу озера Имандры, и обязаны своим происхождением механическому выветриванию хибинитов. Состав этих песков приблизительно отвечает составу материнской породы; в основном они состоят из полевых шпатов и нефелина (85—90%) и содержат примесь цветных минералов, главным образом эгирина. Дешевизна добычи и близость к железной дороге являются существенными достоинствами этого сырья, годного для использования в керамической и стекольной промышленности.

3. Наиболее реальным нефелиновым сырьем являются апатито-нефелиновые породы. При их обогащении на апатит получаются нефелиновые хвосты, в свою очередь легко поддающиеся обогащению и представляющие прекрасное нефелиновое сырье.

КАНКРИНИТ — CANCRINITE

$\{3\,Na_2Al_2Si_2O_8 \cdot 2\,[(Ca,\ Na_2)\,CO_3,\ CaSO_4,\ H_2CO_3] \cdot nH_2O$; гексагон. с.; уд. в. 2.5; тв. 5—6$\}$.

(Э. М. Бонштедт)

1890. Ramsay W. Fennia, **11**, 2, *200, 210.* [Краткие указания на содержание канкринита в хибинских породах].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *203—364.* [Указания на отдельные находки канкринита в пегматитах].

1932. Куплетский Б. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 2, *51, 58, 63, 65.* [Содержание канкринита в различных породах Кукисвумчорра].

1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск.., 3, *47.* [Указание на канкринит в пегматитах Кукисвумчорра].

1935. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск. 8, *101* и др. [Указание на канкринит в пегматитах Юкспора].

1935. Ожинский И. С. Зап. Мин. общ., **64**, 2, *355—414.* [Краткая характеристика канкринита из ловчорритовых месторождений].

Канкринит в Хибинских и Ловозерских тундрах наблюдается в очень незначительном количестве. Минералогически почти не изучен.

Цвет желтый, блеск стеклянный до жирного. Микроскопическое изучение показывает, что в основном канкринит состоит из отдельных мелких индивидуумов, которые не имеют какой-либо выдержанной ориентировки. Оптически ничем особым по сравнению с обычным канкринитом не характеризуется. Двупреломление 0.025—0.030 (Ожинский).

Первичный канкринит иногда отмечается петрографами как один из акцессорных минералов пород, но в этом виде он характерен только для фойяитов центральных частей; так, на Кукисвумчорре местами встречаются канкринитовые сиениты, содержащие до 15% канкринита (Куплетский).

Обычно наблюдается как вторичный минерал по нефелину. Процесс канкринитизации нефелина очень часто отмечается при микроскопическом изучении как пород, так и пегматитов. Обычно изменение начинается с периферии и по трещинам, но не заходит далеко.

Микроскопически процесс наблюдается очень редко, канкринит в таком случае образует желтые оторочки или прожилки в зернах нефелина. В пегматитах вторичный канкринит обычно сопровождается шпреуштейном.

Минералогические находки канкринита единичны и сконцентрированы главным образом также в центральных районах, где среди астрофиллито-полевошпатовых скоплений иногда встречаются выделения до 1—1.5 см желтого канкринита.

Иногда канкринит наблюдается и как спутник пектолита. В шлифах канкринита из астрофиллитовых выделений наблюдается много натролита, то окаймляющего его, то расположенного по трещинам, в которых натролит образует неправильные внедрения внутрь скоплений канкринита. Повидимому, канкринит, образовавшийся за счет нефелина, являясь неустойчивым в свою очередь, иногда переходит в натролит типа шпреуштейна.

СОДАЛИТ (ГАКМАНИТ) — SODALITE (HACKMANITE)

($p Na_2Al_2Si_2O_8 . NaCl$, Na_2S; куб. с.; уд. в. 2.2—2.3; тв. 5.5—6)

(*В. И. Герасимовский*)

1901. Borgström I. H. Geol. For. Förh., **23**, 210, *563—566*. [Характеристика содалита „гакманита" из тавита Ловозерских тундр, химический анализ, физические свойства].

1925. Лабунцов А. Н. Тр. Геол. и мин. Музея Акад. Наук, **5**, 2, *17—32*. [Об образовании бергманита и натролита за счет содалита].

1926. Бонштедт Э. М. Изв. Акад. Наук, *1193*. [Краткое указание на замещение нефелина содалитом].

1927. Лабунцов А. Н. Тр. Мин. музея Акад. Наук, **2**, *92—95*. [Образование анальцима по содалиту].

1927. Гуткова Н. Н. Доклады Акад. Наук, сер. А, *149*. [Краткое указание на содержание содалита на Аллуайве в Ловозерских тундрах].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**. [Указания на находки содалита и его парагенезис].

1933. Щербина В. В. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3,*68*. [О тавите Ловозерских тундр].

1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *101*. [Краткое указание на содержание в породах Юкспора].

1934. Герасимовский В. И. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 7, *5—47*. [Характеристика содалита юго-восточной части Ловозерских тундр. Химический анализ, замещение уссингитом].

1937. Герасимовский В. И. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, **10**. [Характеристика содалита уссингитовых месторождений].

Рамзай при изучении новой горной породы—тавита из Луяврурта обнаружил, что содалит, являющийся главным минералом ее, содержит в своем составе серу. Боргстрём произвел химический анализ этого содалита и нашел в нем около 0.39% серы. На этом основании он пришел к заключению, что содалит необходимо рассматривать как изоморфное соединение содалита и белого ультрамарина, и назвал его гакманитом в честь петрографа, работавшего на Кольском полуострове совместно с Рамзаем.

В виду того, что окончательно еще не выяснено, весь ли содалит в Ловозерских и Хибинских тундрах содержит серу, в нижеследующей статье употребляется термин содалит.

Содалит в Хибинских тундрах находится в небольшом количестве как один из второстепенных минералов некоторых горных пород и пегматитовых образований. Минералогически не изучен и, повидимому, при описаниях даже не всегда отмечен. В Ловозерских тундрах содалит широко распространен и содержится в значительном количестве как главный породообразующий минерал в некоторых жильных породах (содалитовых сиенитах и тавитах).

Физические и химические свойства. Содалит встречается главным образом в зернах величиною от 1 мм до 1 см, редко

более. В хорошо образованных кристаллах наблюдается редко. Кристаллы являются в виде ромбических додекаэдров обычно несколько удлиненными по оси симметрии третьего порядка (от 1—2 мм до 1.5 см в поперечнике и до 5 см в длину).

Спайность в некоторых месторождениях (Пункаруайв, Ньоркпахк) совершенная, что для содалита вообще необычно. Окрашен в различные оттенки серого цвета, зеленоватый, синеватый, или светло-желтоватый. Для содалита ряда месторождений Хибинских и Ловозерских тундр очень характерна в свежем изломе ярко-розовая или малиновая окраска, быстро исчезающая при дневном освещении, но в темноте сохраняющаяся. Блеск на плоскости спайности стеклянный, в изломе жирный. Обычно непрозрачен, но иногда в мелких осколках полупрозрачен. Твердость 5.5—6. Излом неровный или раковистый. Удельный вес, определенный автором с помощью пикнометра, 2.285—2.286. Удельный вес содалита, частично затронутого процессом цеолитизации, 2.247. Боргстрём для гакманита из Ловозерских тундр приводит удельный вес 3.32—3.33, но, вероятно, здесь опечатка в 1-й цифре.

Содалит в шлифе бесцветен, а в разностях, подвергшихся разрушению, имеет светлосерую или грязноватосерую окраску, иногда с буроватым оттенком. Изотропен. Показатель преломления, по автору, равен 1.487—1.488, по Боргстрёму составляет 1.4868.

В табл. 27 приводятся химические анализы (в %) Ловозерского содалита (гакманита); а именно: анализ № 1 — из тавита; анализ № 2—из содалито-нефелинового шлира (восточный склон горы М. Пункаруайв), содалит светлосерого и серого цвета с хорошо выраженной спайностью; анализ № 3 — из уссингитового месторождения (восточной склон горы М. Пункаруайв), содалит светлосерого цвета с желтоватым оттенком. Материал, взятый для этого анализа, был загрязнен натролитом (продуктом распада содалита). Этим можно объяснить повышенное процентное содержание SiO_2 и пониженное Al_2O_3 и Na_2O.

Спектроскопическое изучение содалита, выполненное С. А. Боровиком (на материале, взятом для химического анализа № 2), обнаружило содержание в нем следующих элементов, помимо установленных химическим путем: Li, Ga (средние линии), Mn, Ti и Ni (слабые линии).

Условия нахождения и парагенезис. В генетическом отношении в Хибинских и Ловозерских тундрах можно выделить два типа содалита: первичный и вторичный. Вторичный содалит образовался за счет распада нефелина под влиянием постмагматических процессов. В пегматитовых образованиях долины р. Мотчисуай,

Таблица 27

Химические анализы содалита Ловозерских тундр

Компоненты	Тавапока	Гора Пункаруайв	
	№ анализов		
	1	2	3
SiO_2	36.99	36.69	43.00
TiO_2	—	нет	—
Al_2O_3	31.77	31.40	29.72
Fe_2O_3	0.17	0.85	следы
FeO	—	нет	—
CaO	0.05	0.19	следы
MgO	—	0.03	0.26
MnO	—	следы	—
Na_2O	25.84	25.96	20.26
K_2O	0.16	0.23	0.44
$H_2O_{+110^\circ}$	—	0.30[1]	5.73
$H_2O_{-110^\circ}$	—	0 04	
$\Sigma(Ce, Y)_2O_3$	—	нет	—
Cl	6.44	5.64	2.52
F	—	нет	—
S	0.39	0.38	0.25
Сумма	101.81	101.71	102.18
$-SO-Cl_2$	1.64	1.39	0.57
	100.17	100.32	101.61[2]
Уд. в.	3.32—3.33(?)	2.285—2.286	2.247
Аналитик	Л. Боргстрём	М. Владимирова	Т. Бурова

верховьев р. Муруай, встречаются иногда зерна содалита, при разбивании которых видно, что внутренняя часть их состоит из нефелина. Переход нефелина в содалит можно видеть и микроскопи-

[1] Есть CO_2.

[2] Высокую сумму этого анализа (101.51%), вероятно, можно объяснить тем, что при прокаливании вместе с Cl и H_2O летела и часть щелочей, в связи с чем повысилась цифра потери прокаливания, а, следовательно, и общая сумма анализа получилась повышенной.

чески—в шлифах содалит образует оторочки вокруг зерен нефелина (образцы с гор Пункаруайв, Нинчурт и из долины р. Чинглусуай).

Э. М. Бонштедт отмечает, что в ущелье Рамзая элеолит отчасти изменен и превращен в содалит. Н. Н. Гуткова считает, что содалит зоны перекристаллизованных нефелиновых сиенитов и фойяитов горы Юкспор образуется за счет микроклин-пертита (последнее мало вероятно).

Количественные взаимоотношения между первичным и вторичным содалитом в Хибинских и Ловозерских тундрах пока не ясны. Признаком, отличающим первичный содалит от вторичного, явится, может быть, отсутствие ярко-розовой или малиновой окраски в свежем изломе у вторичного содалита.

Содалит в Хибинских тундрах довольно распространен, но он встречается в пегматитовых образованиях в незначительном количестве (западный склон Маннепахка, восточный склон Тахтарвумчорра, на перевалах Партомпора, в ущельях Намуайва, Рамзая и Лопарского, на Ньоркпахке и Кукисвумчорре и др.). Реже наблюдаются крупные выделения содалита (лопаритовая жила Ньоркпахка); содержится и в некоторых горных породах: перекристаллизованных и слюдяных нефелиновых сиенитах, в фойяитах и др. (Кукисвумчорр, Юкспор, Рисчорр и др.). Вообще распространение содалита в Хибинах слабо прослежено.

В Ловозерских тундрах содалит встречается часто и иногда в значительном количестве как в пегматитах, так и в породах. В пегматитовых выделениях содалит иногда является главным слагающим минералом (содалито-нефелиновое выделение на склоне горы М. Пункаруайв, содалитовый шлир верховьев р. Муруай и др.). Но главная масса содалита в Ловозерских тундрах сосредоточена в жильных горных породах: содалито-нефелиновом сиените и тавите; в последнем он является главным породообразующим минералом. Содалито-нефелиновый сиенит и тавит наблюдаются как в пластовых, так и в секущих жильных выделениях, а часто и в форме шлирообразных выделений от нескольких сантиметров в диаметре до 10 м и более на Маннепахке и его отрогах, на Сенгисчорре, Ангвундасчорре и Аллуайве.

В качестве одного из второстепенных минералов содалит находится и в других породах Луяврурта — фойяите, пойкилитовом нефелиновом сиените, а иногда и в разновидностях луяврита.

Изменение. Под влиянием гидротермальных растворов содалит разрушается и переходит:

1) в бергманит — смесь натролита с диаспором или гидраргиллитом — Нептунитовая лощина Маннепахка (Хибинские тундры), северный перевал Таваиока (Луяврурт) (А. Лабунцов);

2) в анальцим — контакты Маннепахка, Нептунитовая лощина (Хибинские тундры), северный перевал Таваиока, северо-западный и юго-западный цирки Ангвундасчорра (А. Лабунцов);

3) в уссингит — восточный склон горы Пункаруайв, долина Чинглусуай (Луяврурт) и др. (В. Герасимовский);

4) в натролит — наиболее распространенное явление. Обычно почти во всех шлифах, где находится содалит, наблюдается и процесс его распада с образованием натролита.

УССИНГИТ — USSINGITE

($Na_2Al_2Si_6O_{16}\cdot 2NaOH$; триклин. с.; уд. в. 2.46; тв. 6—7)

(В. И. Герасимовский)

1925. Бонштедт Э. М. Доклады Акад. Наук, сер. А, *17—19*. [Краткое описание физических свойств, химический анализ уссингита из осыпи Аллуайва].

1936. Герасимовский В. И. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 7. [Краткое описание физических свойств и парагенезис уссингита в юго-восточной части Луяврурта].

1936. Чирвинский П. Н. Природа, 8, *95*. [Указание на находку в апатитовом руднике].

1937. Герасимовский В. И. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 10. [Основная работа. Описание физических и химических свойств, парагенезис и различные месторождения].

В 1923 г. минералогическим отрядом Академии Наук уссингит впервые обнаружен в Союзе, в Ловозерских тундрах, в россыпи цирка Южного Аллуайва.

Отряду Ленинградского геолого-разведочного треста в 1923 г. удалось найти первое в мире коренное месторождение уссингита в юго-восточной части Луяврурта на горе Пункаруайв.

Уссингит в Ловозерских тундрах — минерал редкий и за исключением горы Пункаруайв, где он образует с содалитом самостоятельные пегматитовые образования, его выделения единичны. В Хибинских тундрах найден лишь в апатитовом руднике и установлен микроскопически в шлифах из трех месторождений.

Физические и химические свойства. В кристаллах не известен и представляет собой плотный зернистый минерал. На основании оптического изучения (см. ниже) уссингит — минерал триклинной сингонии, но близок к моноклинной.

Рентгеновское изучение для определения сингонии, в виду отсутствия кристаллографических форм и невозможности установки минерала, к сожалению, выполнить нельзя.

В шлифах наблюдается несовершенная спайность по двум направлениям, а иногда и двойники.

Результаты их измерений на федоровском столике следующие:

	B_2	P_1	P_2
n_g	87°	36°	54°
n_m	85°	54°	76°
n_p	6°	89—90°	40°

$B_2 : P_1 = 89—99°$ $B_2 : P_2 = 45°$ $P_1 : P_2 = 72°$.

B_2 совпадает с полюсом шва. Спайность P_1 лучше спайности P_2. Двойниковая плоскость срастания (010) перпендикулярна к направлению лучшей спайности (001).

Цвет розовато-фиолетовый, в порошке белый, с плохо уловимым сиреневым оттенком. Блеск слабо жирный, до стеклянного, на плоскости спайности — слабо перламутровый. Непрозрачен. Твердость 6—7. Излом неровный. Удельный вес, определенный пикнометром, 2.457—2.460. Перед паяльной трубкой минерал легко плавится в пузыристую массу белого цвета.

Уссингит в шлифах бесцветен. Показатели преломления его, определенные иммерзионным способом, следующие: $n_g = 1.545$; $n_m = 1.509$; $n_p = 1.504$; $n_g - n_p = 0.041$; $2V = 35—39°$. Знак положительный. Уссингит в HCl и HNO_3 растворяется легко, а в H_2SO_4 — плохо. С кислотами HCl и HNO_3 желатинирует.

В табл. 28 приводятся химические анализы уссингита из Ловозерских тундр и для сравнения анализ гренландского уссингита.[1]

Спектроскопическое изучение уссингита, выполненное С. А. Боровиком, обнаружило содержание в нем, помимо установленных химическим путем, следующих элементов: Ga (сильная линия) около 0.01%, Ti, Mn, Ni (средние линии), Li, Cu, Fe (слабые линии), Mg (очень слабая линия) и Rb(?).

На основании данных химического анализа, эмпирическая формула уссингита: $2Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot H_2O$. Учитывая же его образование из содалита, представляется вполне возможным допустить для него формулу: $Na_2Al_2Si_6O_{16} \cdot 2NaOH$. Согласно Бёггильду, формула уссингита: $HNa_2Al_5(SiO_3)_8$.

Условия нахождения и парагенезис. Уссингит является минералом вторичным, образовавшимся путем замещения содалита (гакманита).

В месторождениях уссингита среди последнего находятся отдельные разобщенные участки содалита неправильной формы от микроскопических размеров до 10—20 см величины, причем наблю-

---

[1] Böggild O. B. Ussingit, ein neues Mineral von Kangerdluarsuk. Ztschr. Krist., 1914, **54**, *120*.

Таблица 28

Химические анализы уссингита

Компоненты	Гора Пункаруайв			Гора Аллуайв	Гренландия
	%	%	Молек. колич.	%	%
SiO_2	59.30	59.15	0.986	59.17	58.74
Al_2O_3	17.30	17.15	0.170	17.67	17.73
CaO	0.33	0.28	0.006		
Na_2O	19.09	19.08	0.308	19.66	19.91
K_2O	0.90	0.83	0.009		
$H_2O_{+110^\circ}$	3.40		0.189	3.80	4.19
$H_2O_{-110^\circ}$	0.30		0.016		
S	0.08—0.09		—	—	—
Cl	0.05—0.04		—	—	—
F	нет		—	—	—
Сумма	100.74	100.31	—	100.30	100.57
—O=S, Cl_2	0.06	0.06	—	—	—
	100.68	100.25	—	—	—
Уд. в.	2.457—2.460		—	—	2.495
Аналитик	В. Герасимовский		—	Н. Вревская	C. Christensen

даются постепенные переходы от содалитовых участков в уссингит (табл. XVII, фото 3, стр. 445). В шлифах, приготовленных из этих содалитовых участков, обычно всегда можно видеть также замещение содалита не только уссингитом, но и натролитом.

В Ловозерских тундрах наблюдается тесная парагенетическая связь уссингита со следующими минералами: содалитом, шизолитом, стенструпином, эрикитом, сфалеритом, галенитом, нептунитом и натролитом. Кроме того, в месторождениях уссингита встречаются эвдиалит, микроклин, нефелин, мурманит, эгирин, арфведсонит и рамзаит, которые преимущественно, за исключением мурманита, приурочены к краевым частям уссингитовых месторождений.

В Ловозерских тундрах уссингит приурочен к породам, содержащим содалиты, и известен в следующих местах.

На горе М. Пункаруайв известно 5 коренных месторождений, приуроченных к фойяиту, содержащему содалит. Четыре из них имеют неправильную форму до 1.5 м в диаметре, а пятое — в виде двух прожилков мощностью до 45 см сечет эвдиалитовый шлир, залегающий в фойяите. Кроме того, известно несколько уссингитовых россыпей на перемычке горы Пункаруайв.

В долине р. Чинглусуай — небольшие зерна уссингита наблюдаются в краевых частях пегматитовых скоплений среди содалитового сиенита.

В южном цирке Аллуайва уссингит найден с россыпи.

Уссингит в Хибинских тундрах был обнаружен в трех шлифах из следующих мест: 1) Хибинпахкчорр — эвколитовая жила, 2) ущелье Рамзая — образец из осыпи, 3) Южный отрог Кукисвумчорра — лампрофиллитовая жила.

По указанию П. Н. Чирвинского найден в апатитовом руднике Кукисвумчорра.

Замещение содалита уссингитом, повидимому, обусловлено воздействием постмагматических процессов, которые в Ловозерских тундрах имели широкое развитие. Уссингит, повидимому, образовался в конце надкритической и в начале гидротермальной фаз, одновременно со сфалеритом, галенитом, нептунитом и натролитом.

ГРАНАТ — GARNET

$[R''_3\ R'''_2 (SiO_4)_3$; кубич. с.]

(Э. М. Бонштедт)

1890. Ramsay W. Fennia, **3**, 7, *48*.
1894. Ramsay W. u. Hackman V. Fennia, **11**, 2, *141* и *167*.
1923. Куплетский Б. М. Доклады Акад. Наук, сер. А, *8*.
1925. Гуткова Н. Н. Изв. Акад. Наук, *128*.
1930. Куплетский Б. М. Тр. Мин. музея Акад. Наук, **1**, *134*.

Гранат в Хибинских тундрах с несомненностью не установлен. В результате микроскопического изучения неоднократно упоминается ближе неопределенный буроватый минерал, который, быть может, является даже не гранатом, а шпинелью или же перовскитом.

ОЛИВИН — OLIVINE

[$(Mg, Fe)_2, SiO_4$; ромбич. с.; уд. в. 3.3; тв. 6.5—7]

(Э. М. Бонштедт)

1894. Ramsay W. u. Hackman V. Fennia, **11**, 2, *161*, *175*.
1932. Куплетский Б. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 2, *64*.
1932. Щербина В. В. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *72*.
1935. Лупанова Н. П. Тр. Аркт. инст., **23**, *96* и *100*.

Оливин отмечается петрографами лишь микроскопически в составе тингуаитов, мончикитов и тералитов.

ЦИРКОН — ZIRCON

($ZrSiO_4$; тетрагон. с.; уд. в. 4.6; тв. 7—8)

(Е. Е. Костылева)

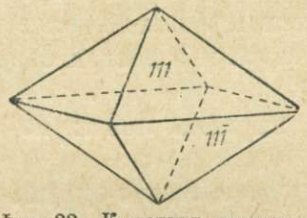
1922. Бонштедт Э. М. Изв. Акад. Наук, *341—358.* [Описание месторождений и кристаллографическое изучение различных хибинских цирконов].

1933. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **6,** *202—210.* [Описание коренного месторождения циркона в долине Тульи].

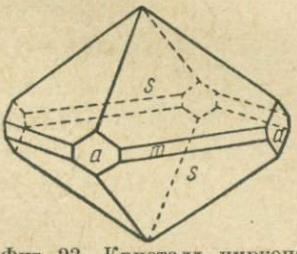
1934. Костылева Е. Е., Владимирова М. Е. Минералогия Союза, сер. А, 2, *26, 64, 70.* [Сводка данных по циркону вообще и хибинскому в частности].

1934. Кравченко Г. Т. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *108—127.* [Описание циркона из месторождения долины Тульи, анализ].

Циркон является довольно распространенным жильным минералом особой группы полевошпатовых жил, распространенных главным образом в районе массивов Кукисвумчорра и Поачвумчорра Хибинских тундр. В Ловозерских тундрах очень редок.



Фиг. 22. Кристалл циркона пирамидального типа, по Е. Костылевой.



Фиг. 23. Кристалл циркона пирамидального типа, по Э. Бонштедт.

Физические и химические свойства. Наблюдаются два типа кристаллов. I тип бипирамидальный (фиг. 22 и 23). Главное развитие принадлежит основной бипирамиде *s* (111), слабо развиты *m*(110) и *a*(100); второстепенные формы слабого развития: ρ(221), λ(131) и π(331); единично наблюдалась новая форма (771). Результаты измерения 9 кристаллов на гониометре Гольдшмидта (по Э. Бонштедт) приведены в табл. 29.

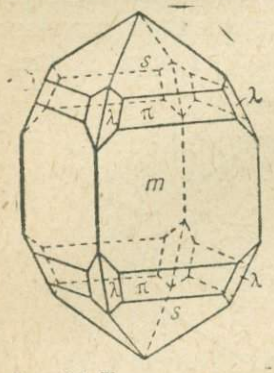
Грани *s* (111), дающие ясный сигнал, дают слабые лучи в 5 направлениях. Кристаллы описываемого типа носят очень часто скелетные фигуры роста: грани (111) образованы в таких случаях лишь по краям, в середине же на глубине содержится много мелких кристаллов, в параллельном положении, которые настолько малы, что различаются лишь при очень сильном увеличении или при

Таблица 29

Полярные координаты кристаллических форм циркона

Буквенные обозначения	Индексы	Число измерений	Пределы колебаний		Средние данные измерения		По Гольдшмидту	
			φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ
s	(111)	12	45°19′—44°39′	42°16′—42°02′	44°59′35″	42°09′44″	45°00′	42°09′
π	(331)	4	45°02′—44°51′	69°54′—69°31′	44°51′15″	69°40′45″	45°00′	69°47′
λ	(131)	3	18°34′—18°20′	63°49′—63°42′	18°25′40″	63°45′40″	18°26′	63°43′
ρ	(221)	1	—	—	45°00′	61°15′	45°00′	61°05′
—	(771)	1	—	—	45°24′	81°07′	45°00′[1]	81°02′[1]

измерении на гониометре. Призматический тип пользуется наибольшим распространением. Кристаллы обычно небольшие, но достигают 1—2 см в поперечнике (табл. VIII).



Фиг. 24. Кристалл циркона призматического типа из контактов Лявочорра, по Э. Бонштедт.

II тип призматический, характеризуется сильным развитием вертикального пояса: пинакоида *a* (100) и призмы *m* (110). Бипирамида *s* (111) развита слабее, чем в первом типе. Этого типа кристаллы наблюдались в контактной породе Лявочорра и в песках берега Пай-Кунъявр (фиг. 24).

Спайность у циркона ясная по *m* (110) и *s* (111).

Цвет светлобурый и желто-бурый, реже наблюдаются кристаллы слабо-желтоватые и светломолочно-кофейного цвета и темнобурые; еще реже наблюдались зеленоватые кристаллы (Пирротиновое ущелье). Иногда кристаллы зональные, внутри более темные, снаружи светлее. Блеск алмазный до стеклянного, в изломе несколько жирный; непрозрачны, лишь в краях просвечивают. Черта белая. Твердость 7—8. Уд. вес 4.50—4.56. Некоторые кристаллы слабо действуют на фотографическую пластинку.

Оптически циркон характеризуется обычным для него высоким двупреломлением и большим показателем преломления. Оптические константы не определялись.

Анализы циркона из двух месторождений Кукисвумчорра приведены в табл. 30 (стр. 265).

Состав циркона удовлетворительно отвечает теоретической формуле $ZrSiO_4$.

Кристаллы циркона с Кукисвумчорра в натуральную величину.

Таблица 30

Химические анализы циркона Хибинских тундр (в %)

Компоненты	Кукисвумчорр	
	плато	цирконовый отрог
SiO_2	31.03	32.65
ZrO_2	66.08	65.56
TiO_2	следы	нет
ThO_2	0.50	0.52
TR_2O_3		
Fe_2O_3		0.13
CaO	0.24	0.24
Потеря при прокал.	0.22	0.30
Сумма	98.07	99.40
Аналитик	В. Быкова	

Условия нахождения и парагенезис. Главный район распространения циркона в Хибинах это—массив Кукисвумчорра с прилегающими к нему западными и восточными цирками. Цирконовые месторождения наблюдаются в виде элювиальных осыпей мощного развития, случайных осыпей и коренных жил. Кроме Кукисвумчорра, цирконовые месторождения известны на Южном Поачвумчорре в ряде мест на плато и на склонах; на Хибинпахкчорре на юго-восточном склоне; на Айкуайвентчорре и Ловчорре (Пирротиновое ущелье).

Главный район распространения циркона на Кукисвумчорре приурочивается к зоне слюдяных разностей нефелинового сиенита и к фойяитам. Остальные месторождения на Айкуайвентчорре и в Пирротиновом ущелье Ловчорра находятся в хибинитах. Парагенезис циркона в месторождениях, находящихся во всех указанных выше породах, очень однообразен: главные минералы цирконсодержащих месторождений — микроклин-пертит, альбит, эгирин, ильменит; второстепенные или в некоторых месторождениях главные — флюорит, натролит, лепидомелан, рамзаит, катаплеит.

Цирконсодержащие месторождения принадлежат к особой группе полевошпатовых жил, не связанной с той или другой разновидностью нефелинового сиенита, но встречающейся во всех типах

пород. Эти месторождения приурочиваются к местам тектонических нарушений и образованы как в результате выноса флюидного расплава магмы по линиям тектонических нарушений, так и вследствие перекристаллизации образованных в хибините и фойяите эвдиалит- и эвколитсодержащих выделений под влиянием внедрения более молодых слюдяных разностей нефелинового сиенита. В большинстве случаев циркон является вторичным и образуется за счет эвдиалита.

Изменения циркона не наблюдалось.

Промышленное значение. В виду незначительного распространения циркон не имеет промышленного значения.

АНДАЛУЗИТ — ANDALUSITE

(Al_2SiO_5; ромбич. с.; уд. в. 3.2; тв. 7.5)

(Э. М. Бонштедт)

1924. Куплетский Б. М. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, **4**, 4, *132*.
1925. Куплетский Б. М. Тр. Мин. музея Акад. Наук, **1**, *134*.

Наблюдается лишь при микроскопическом изучении в роговиковой породе на контакте микропегматита с гнейсом на Валепахке и в контактно-измененных роговиковых породах Юкспора. В первом случае сопровождается белой слюдой, шпинелью, корундом, силлиманитом, цоизитом и рудными зернами. Образует широкие призмочки с отличной спайностью под углом около 90°. Погасание прямое; слабо окрашен, плеохроизм: по n_p розоватый, по n_m и n_g бесцветный; $n_p > n_m = n_g$; $2V = -85°$.

На Юкспоре андалузит наблюдался в перекристаллизованной породе с соссюритовым веществом, гранатом, альбитом, цоизитом и др. Образует призмочки, местами пойкилитически прорастает **альбит.**

СИЛЛИМАНИТ — SILLIMANITE

(Al_2SiO_5; ромбич. с.; уд. в. 3.2; тв. 6—7)

(Э. М. Бонштедт)

1924. Куплетский Б. М. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, **4**, 4, *132*.

Силлиманит наблюдался всего один раз в роговиковой породе в контакте микропегматита с гнейсом на Валепахке.

Образует бесцветные тонкие призмочки, имеющие как бы волокнистое сложение с волнистым погасанием. $2V = 26—27°$.

Знак главной зоны положительный.

ЦОИЗИТ — ZOISITE

($HCa_2Al_3Si_3O_{13}$; ромбич. с.; уд. в. 3.3; тв. 6—6.5)

(Э. М. Бонштедт)

1924. Куплетский Б. М. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, **4**, 3, *96*.
1924. Куплетский Б. М. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, **4**, 4, *131—132*.
1930. Куплетский Б. М. Тр. Мин. музея Акад. Наук, **1**, 134.

Цоизит отмечен лишь микроскопически в виде отдельных зерен измененной черной породы с раковистым изломом в осыпях Вудъяврчорра, в роговиковой породе на контакте с гнейсом на Валепахке и в роговиковой породе Юкспора. В последнем случае образует светлозеленые иголочки с высоким двупреломлением, положительным знаком главной зоны и слабым двупреломлением.

ЭПИДОТ — EPIDOTE

[$HCa_2(Al,Fe)_3Si_3O_{13}$; моноклин. с.; уд. в. 3.3—3.5; тв. 6—7]

(Э. М. Бонштедт)

1923. Куплетский Б. М. Доклады Акад. Наук, *9*.
1924. Куплетский Б. М. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, **4**, 3, *86, 95*.

Эпидот отмечен лишь микроскопически как вторичный продукт в мелких псевдоморфозах пирротиновых пород Рисчорра, а также изредка в хибинитах Тахтарвумчорра и Вудьяврчорра.

ГРУППА ЦЕОЛИТОВ — ZEOLITES

Из группы цеолитов в Хибинских и Ловозерских тундрах известны: 1) фошалласит, 2) апофиллит, 3) гейландит, 4) шабазит, 5) анальцим, 6) натролит: а) шпреуштейн, б) бергманит, 7) мезолит, 8) томсонит, 9) гидронефелит, 10) ранит (?).[1]

Самым широким распространением пользуется натролит и его разновидности (шпреуштейн), в меньшем количестве распространен анальцим и еще реже встречается шабазит. Остальные цеолиты встречены в ничтожных количествах в единичных месторождениях.

ФОШАЛЛАСИТ — FOSHALLASITE

($3CaO \cdot 2SiO_2 \cdot 3H_2O$; ромбич. или моноклин. с.; уд. в. 2.5; тв. 2.5 — 3)

(П. Н. Чирвинский)

1936. Чирвинский П. Н. Сборник в честь 50-летия научной деятельности В. И. Вернадского, *757—763*.

Новый минерал назван фошалласитом по имени двух минералов, к которым он близок — *фош*агита и центр*алласита*. Обнаружен

[1] Под этим названием в Хибинских тундрах А. Н. Лабунцовым (Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *324*) был указан минерал, представляющий собою продукт изменения нефелина или нефелиновый шпреуштейн, но со значительным содержанием CaO. Ни минералогически, ни химически этот минерал не изучался.

впервые в 1934 г. Д. Н. Михалевым и М. С. Афанасьевым в районе Ловчорритового рудника на Юкспоре.

Фошалласит образует нежные чешуйчатые аггрегаты, иногда сферолиты, последние хорошо видны в микроскопических шлифах. Система ромбическая или моноклинная. Гониометрические измерения не производились. Кристаллы вытянуто-таблитчатые. Наиболее развитая грань, принятая за (100), с сильной штриховкой. По этой же грани весьма совершенная спайность. Вытянутость по ребру (100):(010). Твердость 2.5 — 3. Удельный вес приблизительно 2.5. Кристаллики под микроскопом обычно кажутся белыми и малопрозрачными. Тонкие пластинки водяно-прозрачны и бесцветны. Блеск перламутровый. Острая отрицательная биссектриса перпендикулярна к (100). Угол оптических осей малый: $2V = 12 — 18°$, иногда почти одноосен. $n_g — n_p$ составляет около 0.018, разница $n_g — n_m$ очень мала. Очень легко растворяется на холоду в минеральных кислотах. Химический анализ И. Д. Борнеман-Старынкевич дал такие цифры: SiO_2 32.65%, R_2O_3 1.89%, CaO 45.45%, Na_2O 0.40%, H_2O (ниже 110°) 0.16%, потеря при прокаливании 16.66% при сумме 97.21%. Ввиду того, что для анализа был отобран материал, не содержащий примеси кальцита, потерю при прокаливании можно приравнять к воде. Содержание окиси натрия и полуторных окислов объясняется проще всего небольшой примесью мезолита (или натролита), очень тонкими прожилками расположенного в зальбандах фошалласитовых жилок и при отборке на глаз трудно отличимых по цвету. За вычетом примеси мезолита, состав приближается к формуле $3CaO \cdot 2SiO_2 \cdot 3H_2O$, которая требует SiO_2 35.1%, CaO 49.1%, H_2O 15.8%.

Фошалласит образует жилки по трещинам отдельности. Жилки обычно измеряются долями миллиметра и сравнительно редко достигают 1—2 мм толщины. Фошалласит парагенетически связан с ловчорритом и вудъявритом; сопровождается мезолитом и кальцитом. Генезис его — гидротермальный.

АПОФИЛЛИТ — APOPHYLLITE

[$Ca(H, K)_2(SiO_3)_2 \cdot nH_2O$; тетрагон. с.; уд. в. 2.3 — 2.4; тв. 4.5 — 5]

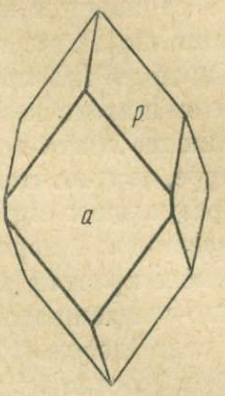
(Н. Н. Гуткова)

1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *38, 47.*
1935. Ожинский И. С. Зап. Мин. общ., **64,** 2, *390.*

Апофиллит встречен только в двух месторождениях: на Кукисвумчорре в Жильной долине и на Тахтарвумчорре в ловчорритовой жиле. В первом случае образует мелкие кристаллики с блестящими гранями (111) и (100) (фиг. 25), сидящие в пус-

тотах натролита. Наблюдался в жильном выделении роговообманково-микроклинового типа, содержащего кроме главных минералов — микропертита, нефелина и роговой обманки — второстепенные минералы — астрофиллит, эвколит, ринколит, апатит, эгирин и др. Условия нахождения аналогичны с апофиллитом из нефелиновых сиенитов Норвегии по Брёггеру.

На Тахтарвумчорре апофиллит наблюдался с натролитом же среди эгирина в ловчорритовой жиле.



Фиг. 25. Кристаллы апофиллита с формами a (100) и p (111) из полевошпато-роговообманковой жилы Жильной долины Кукисвумчорра, по Э. Бонштедт.

ГЕЙЛАНДИТ — HEULANDITE

($H_4CaAl_2Si_6O_{18}\cdot 3H_2O$; моноклин. с.; уд. в. 2.2; тв. 3.5 — 4)

(Н. Н. Гуткова)

1927. Лабунцов А. Н. Тр. Мин. музея Акад. Наук, **2**, *99*.

Гейландит встречен единично на юго-восточном склоне Иидичвумчорра в осыпи среди хибинита. Образует мелкие желтовато-бурые кристаллики до 2 мм величины, включенные в пластинчатый кальцит. Наблюденные формы c (001), b (010), t (201), s ($\bar{2}01$), m (110).

ШАБАЗИТ — CHABAZITE

[$(Ca,Na_2)Al_2Si_4O_{12}\cdot 6H_2O$; тригон. с.; уд. в. 2.1; тв. 4.5]

(Н. Н. Гуткова)

1927. Лабунцов А. Н. Тр. Мин. музея Акад. Наук, **2**, *99*.

Шабазит имеет очень ограниченное распространение в Хибинских тундрах; в Ловозерских тундрах не найден.

Физические и химические свойства. Габитус кристаллов обычный для шабазита—ромбоэдрический, близкий к кубическому. Кристаллы обычно мелкие от 0.1 до 0.3 см, в редких случаях достигают до 0.5—0.7 см, образованы только ромбоэдрами ($10\bar{1}0$). Преобладают двойники прорастания по (0001).

Цвет шабазита белый или же шабазит бесцветен. Черта белая. Блеск стеклянный. Просвечивает, иногда полупрозрачен. Твердость 4.5. Спайность несовершенная по ромбоэдру. Излом неровный. Другие свойства — обычные для этого минерала.

Показатели преломления шабазита определены на шабазите из апатитового рудника Кукисвумчорра: $n_g = 1.484$; $n_p = 1.479$; $n_g - n_p = 0.005$ (Гуткова).

Условия нахождения и парагенезис. В Хибинских тундрах шабазит встречен в нескольких месторождениях и почти всегда в ассоциации с натролитом. Он образовался позже натролита. Шабазит наблюдался: 1) на контактах Маннепахка и в Нептунитовой лощине в небольших пустотах в эвколите, в ассоциации с натролитом и иголочками эгирина III; 2) на Китчепахке, где мелкие кристаллики шабазита покрывают кристаллики натролита; 3) на Кукисвумчорре, на Апатитовой горе в руднике вместе с натролитом и эгирином, образующими прожилки в нефелиновом сиените и в апатито-нефелиновой породе верхних горизонтов; наблюдаются корочки из мелких кристаллов шабазита на натролите; 4) на Юкспоре в нефелино-полевошпатовом месторождении в незначительном количестве в виде довольно крупных кристалликов в пустотах натролита и 5) в 3-м западном цирке Кукисвумчорра в осыпях, где в случайных кусках с сильно шпреуштейнизированным розоватым нефелином наблюдались сростки мельчайших кристалликов шабазита в жилках белого мезолита.

Шабазит образовался, повидимому, всюду как побочный продукт, при образовании натролита из нефелина.

АНАЛЬЦИМ — ANALCITE

($Na_2Al_2Si_4O_{12}\cdot 2H_2O$; кубич. с.; уд. в. 2.2; тв. 5.5)

(*Н. Н. Гуткова*)

1927. Лабунцов А. Н. Тр. Мин. музея Акад. Наук, 2, *91—98*. [Генезис и описание месторождений].

1928. Хибин. и Ловоз. Тундры, 2, *286—287, 344—346, 363—364*. [Описание различных месторождений анальцима].

1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *45—46*. [Описание месторождений на горе Юкспор].

1934. Гуткова Н. Н. Отчет о работе юго-восточного Хибинского отряда Кольской экспедиции 1933 г. (рукопись), *19—25*. [Генезис и описание месторождений анальцима на Китчепахке].

Физические свойства. Анальцим обычно в Хибинских и Ловозерских тундрах выделяется в виде кристаллов величиной от 0.3 см до 3.5 см в диаметре. Крупные кристаллы его представлены только трапецоэдром (211). Грани кристаллов чаще матовые и покрыты землистой массой, реже блестящие.

Спайность совершенная по кубу. Цвет анальцима Хибинских тундр обычно белый, реже бесцветный и красноватый. Блеск изредка стеклянный, обычно матовый. Просвечивает по краям. Твердость около 5.5. Излом неровный. Хрупок. Перед паяльной трубкой легко и спокойно сплавляется в прозрачное стекло. Легко разлагается кислотами. В HCl разлагаясь дает иловатый кремнезем.

В шлифе анальцим часто окрашен в буроватый цвет благодаря железистым продуктам разложения. Показатель преломления (по определению автора иммерзионным методом) колеблется в пределах от 1.483 до 1.489.

Микроскопическое изучение показывает, что анальцим Хибинских и Ловозерских тундр редко представляет однородную массу, обычно он сильно изменен. В шлифах в значительных количествах присутствует натролит, часто эгирин, затем гидраргиллит. Участки неизмененного анальцима обычно бесцветны и изотропны, иногда обладают слабым двупреломлением.

Химические анализы анальцима не произведены, так как не представлялось возможным отделить анальцим от натролита.

Условия нахождения и парагенезис. Пегматитовые выделения с анальцимом наблюдались среди разнообразных пород как Хибинских, так и Ловозерских тундр.

В генетическом отношении намечаются 2 типа месторождений анальцима: 1) анальцим первичный и 2) анальцим вторичный. Первичный анальцим наблюдается в пегматитовых жилах, не измененных гидротермальными явлениями, что указывает на очень раннее эпимагматическое образование анальцима. Парагенезис его обычно следующий: эгирин I и II, альбит, нептунит, эвколит, реже лопарит и рамзаит. Главные месторождения первичного анальцима: 1) контакты Маннепахка, альбито-эгирино-анальцимовая жила, проходящая в контактах между хибинитом и зеленой кремнистой породой, 2) Нептунитовая лощина Маннепахка — в элювиальной россыпи этой лощины анальцим встречается вместе с эгирином I, микроклином, нефелином, эгирином II, нептунитом, натролитом и др.

Анальцим вторичный наблюдается в пегматитовых жилах, подвергшихся гидротермальному воздействию; за счет разрушения более ранних главных минералов, как нефелин, содалит, эгирин, эвдиалит и др., образуются более поздние, вторичные минералы — анальцим, натролит, шпреуштейн, эгирин III и др. Вторичный анальцим выделяется в виде мелкокристаллических аггрегатов и кристаллов или же белой землистой массы, выполняющей пустоты в эгирине II, образовавшиеся на месте существовавшего ранее содалита. Иногда он заполняет в эгирине II пустоты неправильной формы, тесно проникает эгирин, и между обоими минералами существуют незаметные переходы. Вторичный анальцим встречен в Хибинских тундрах в цеолитных выделениях Китчепахка, в ринколитовой жиле Тахтарвумчорра, в анальцимо-полевошпатовых месторождениях Юкспора и ущелья Ферсмана и др., в Ловозерских тундрах — на северном перевале Таваиока, на Пункаруайве, на Ангвундасчорре и др.

Первичный анальцим образовался, повидимому, в конце пегматитовой фазы из остаточной магмы, богатой Al, Si, Na и H_2O. Образование вторичного анальцима за счет содалита, а также эгирина идет по следующим схемам (по А. Н. Лабунцову).

1) Из содалита:

$$\underset{\text{содалит}}{2(3Na_2Al_2Si_2O_8 \cdot 2NaCl)} + nH_2O = \underset{\text{анальцим}}{3(Na_2Al_2Si_4O_{12} \cdot 2H_2O)} + 3(Al_2O_3 \cdot nH_2O) + 4NaCl + 6NaOH.$$

Al_2O_3 и H_2O входят в состав белой землистой массы, сопровождающей анальцим; NaCl и NaOH выносятся.

2) Из эгирина:

$$\underset{\text{эгирин}}{Na_2Fe_2Si_4O_{12}} + Al_2O_3 \cdot nH_2O + 2H_2O = \underset{\text{анальцим}}{Na_2Al_2Si_4O_{12} \cdot 2H_2O} + Fe_2O_3 \cdot mH_2O.$$

Генезис анальцима согласно этим схемам отличается от генезиса анальцима в щелочных породах в Южной Норвегии и Гренландии, где, по данным Брёггера и Уссинга, анальцим образуется из нефелина и содалита путем воздействия на эти первичные минералы некоторого количества свободной кремнекислоты с выделением водной окиси железа.

Изменение. Иногда анальцим разрушается составлением пустот, отвечающих кристаллографическим очертаниям анальцима. Наиболее обычно изменение его в натролит: кристаллы анальцима нередко оказываются внутри состоящими из натролита, т. е. образуют псевдоморфозы натролита по анальциму. Иногда стенки пустот после анальцима выстилаются мелкими кристаллами натролита, на которые в свою очередь отлагаются мельчайшие кристаллики шабазита. Этот процесс образования натролита по анальциму был прослежен на образцах с Китчепахка.

НАТРОЛИТ — NATROLITE

($Na_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 2H_2O$; ромбич. с.; уд в. 2.25—2.26; тв. 5.5)

(Н. Н. Гуткова)

1922. Ферсман А. Е. Изв. Акад. Наук, *494*. [Указание на время образования шпреуштейна].

1925. Лабунцов А. Н. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, **5**, 2, *2—32*. [Основная работа по натролиту: распространение, парагенезис; химические анализы, кристаллографическое описание; образование шпреуштейна, бергманита].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры **2**, *280—287*. [Описание месторождений собственно натролита и шпреуштейна].

1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОСП, сер. Кольск., **8**, *27—43*. [Описание месторождений горы Юкспор и их генезис].

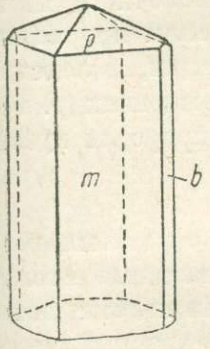
1934. Гуткова Н. Н. Отчет о работе юго-восточного Хибинского отряда Кольской экспедиции 1933 г. (рукопись), *19—25*. [Описание анальцима и натролита горы Китчепахк и генезис этих месторождений].

1935. Ожинский И. С. Зап. Мин. общ., **64**, *2.390*. Оптические константы натролита из ловчорритового месторождения Тахтарвумчорра].

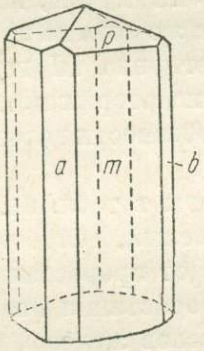
Натролит является очень распространенным минералом в Хибинских и Ловозерских тундрах. В зависимости от состава и условий образования различаются следующие его разновидности: 1) собственно натролит, 2) шпреуштейн и 3) бергманит.

Собственно натролит

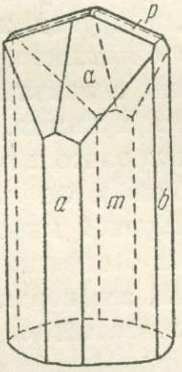
Физические и химические свойства. В Хибинских и Ловозерских тундрах натролит встречается в разнообразных выделениях: он образует кристаллы или же лучистые, шестоватые, игольчатые, волокнистые, зернистые или плотные аггрегаты.



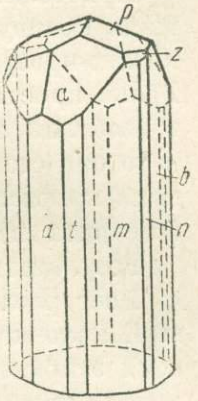
Фиг. 26. Распространенный тип кристаллов натролита с формами *m* (110), *b* (010), *p* (111), по А. Лабунцову.



Фиг. 27. Распространенный тип кристаллов натролита с формами *a* (100), *m* (110), *b* (010), *p* (111), по А. Лабунцову.



Фиг. 28. Естественный кристалл натролита из цеолитовой жилы Поачвумчорра, по А. Лабунцову.



Фиг. 29. Естественный кристалл натролита из цеолитовой жилы Поачвумчорра, по А. Лабунцову.

Кристаллы собственно натролита вытянуты по оси *c* и, как было отмечено, имеют главным образом призматический и столбчатый облик (табл. XV, фото 2 и 3). Величина кристаллов от 0.1 мм до 10 см при диаметре в 2 см. В месторождении по р. Гакмана кристаллы достигают 20—25 см длины и 10 см в диаметре. Двуконечные кристаллы редки.

Наблюденные формы: *a* (100), *b* (010), *m* (110), *n* (120), *t* (210), *p* (111), *z* (331), *s* (551), *y* (131), β (311), *α* (511). Наиболее распространенными формами являются пирамиды (111), (511), (311), призмы (110), пина-

коиды (100) и (010). Наиболее обычный тип кристаллов дан на фиг. 26 и 27. Значительно реже наблюдаются кристаллы, изображенные на фиг. 28 и 29, отличающиеся более богатыми формами (в пустотах натролита в цеолитной жиле Поачвумчорра). В горизонтальном сечении кристаллы обычно псевдотетрагональные, редко наблюдаются пластинчатые в направлении оси *b* (натролито-флюоритовое месторождение Поачвумчорра). На гранях призм, главным образом (110), и пирамиды (111) наблюдаются следы разъедания и штриховки. Кроме того, грани призм и пинакоидов на некоторых кристаллах имеют ступенчатое развитие. В месторождении на склоне Юкспора к долине р. Вуоннемиок наблюдаются двойниковые сростки кристаллов по призме (110), размером до 15 см длиной и около 1 см в диаметре, каждый индивидуум сросток обладает хорошо образованной головкой.

Спайность совершенная по призме (110), несовершенная по (010).

Кристаллы натролита в некоторых месторождениях (флюоритовая жила Поачвумчорра, месторождение 175 в ущелье Гакмана и др.) водяно-прозрачны, в других же они мутны, или молочного цвета. Грани кристаллов блестящие, или же иногда кристаллы прорастают в изобилии тонкими волокнами эгирина III генерации, вследствие чего они становятся мутными. В некоторых месторождениях (р. Гакмана) кристаллы натролита и в особенности головки проросли кубами флюорита величиной в 0.1 м.

Результаты измерений приведены в табл. 31.

Цвет различный: бесцветный, белый, голубовато-сероватый, розовый, молочно-белый, зеленоватый (от прорастания мелкими иголочками эгирина), желтоватый (от прорастания мелкими иглами ринколита), бурый (от присутствия окислов железа), мясо-красный (месторождение 214 на р. Гакмана, а также на Ньоркпахке). Черта белая. Блеск стеклянный, у волокнистых аггрегатов — шелковистый. Твердость 5.5. Излом раковистый до неровного, хрупок, удельный вес 2.25 — 2.26 (определение Т. А. Буровой). Перед паяльной трубкой тускнеет и спокойно сплавляется в прозрачное стекло. Легкоплавкий. Оптические свойства — обычные для натролита (табл. 32). Химические анализы хибинского натролита сведены в табл. 33.

Условия нахождения и парагенезис. Натролит в Хибинских и Ловозерских тундрах является очень распространенным минералом. В зависимости от условий образования можно выделить следующие типы месторождения натролита (А. Н. Лабунцов).

1) Заполнение трещин натролитом в нефелиновом сиените и в различных жильных образованиях; структура этого натролита игольчато-волокнистая, волокна натролита ориентированы перпендикулярно к стенкам трещины. Иногда не вся трещина выполнена натро-

Таблица 31

Сводная таблица измерений кристаллов натролита

Буквенные обозначения	Индексы	Число измерений кристаллов[1]	Число граней	Колебание измерений у Н. Н. Гутковой		Измерения А. Н. Лабунцова[2]		Теоретические, по Гольдшмидту	
				ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ
a	100	9	18	89°59′—90°03′	89°58′—90°02′	89°40′—89°53′	89°45′—89°53′	90°	90°
b	010	9	18	89°55′—90°01′	359°55′— 0°3′	89°40′—89°53′	0	90°	0
m	110	9	36	89°56′—90°03′	45°29′—45°39′	89°40′—89°53′	45°10′—45°12′	90°	45°33′
n	120	7	21	89°51′—90°06′	26°52′—27°09′	89°40′	27°28′	90°	27°
t	210	4	8	89°53′—90°07′	63°30′—63°58′	89°40′	63°29′	90°	63°52′
p	111	9	36	26°42′—26°51′	45°25′—45°40′	26°51′—27°02′	45°13′—45°16′	26°42′	45°33′
β	311	9	28	48°30′—48°48′	71°40′—71°59′	грань отсутствует		48°34′	71°53′
a	511	9	36	61°15′—61°30′	78°43′—79°0′	61°10′—61°34′	78°41′—79°10′	61°20′	78°54′
z	331	7	20	56°21′—56°43′	45°30′—45°46′	56°29′	45°10′	56°28′	45°33′
s	551	3	5	66°40′—66°59′	54°15′—45°47′	грань отсутствует		68°19′	45°33′
y	131	2	4	48°26′—48°21′	18°51′—19°03′	„	„	48°06′	18°46′

[1] Число измерений кристаллов и число граней относятся к измерениям Н. Н. Гутковой.

[2] А. Н. Лабунцов, 1925, *31*.

Таблица 32

Оптические свойства натролита
(по данным Гутковой)[1]

Месторождения	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$
Река Гакмана	1.485	1.476	1.474	0.011	$+61.5°$
Юкспор	1.487	1.479	1.476	0.011	$+62°$
Поачвумчорр	1.490	1.481	1.478	0.013	$+63°$
Китчепахк	1.486	1.477	1.474	0.012	$+60°$
„	1.485	1.477	1.473	0.012	$+61°$
Тахтарвумчорр[2]	1.493	—	1.480	0.013	$+68°$

Таблица 33

Химические анализы натролита
(в %)

Компоненты	Юкспор р. Гакмана		Кукисвумчорр	Поачвумчорр
	бесцветный	розовый		
SiO_2	47.10	47.29	47.52	44.80
Al_2O_3	27.00	28.40	26.64	27.80
Fe_2O_3	—	следы	—	—
CaO	0.11	0.87	2.03	0.10
MgO	0.12	не определялось		
Na_2O	15.80	13.76	12.97	15.80
K_2O	0.08	не определялось		
Потеря при прокал.	9.60	9.57	9.56	10.50
Сумма . . .	99.81	99.89	98.72	99.00
Уд. в.	2.260	2.25	не определялся	
Аналитик и год выполнения анализа	Н. Влодавец, 1931		Г. Черник, 1922	В лаборатории Горного института, 1922

[1] Определение показателей преломления производилось в натровом свете.
[2] По Ожинскому.

литом, и в таком случае на концах игольчатых аггрегатов можно наблюдать грани формы (111). Нередки случаи отложения вместе с натролитом кремня, который выделился позднее натролита и занимает центральные части трещин.

2) Гидротермальные жилы с натролитом; натролит выделяется в верхних частях пегматитовых жил разнообразных типов (полевошпато-нефелинового, эгирино-микроклинового, цирконо-ильменито-полевошпатового и т. д.). Он образуется в последней стадии пегматитового процесса при участии гидротермальных растворов. В этих типах месторождений натролит самой разнообразной структуры в виде шестоватых аггрегатов, плотных аггрегатов, спайных кристаллических образований или правильных кристаллов. Парагенизис его, кроме главных и ранних минералов, присущих данным типам, — эгирин III, флюорит, ильменит, циркон, нептунит, анальцим. Эти месторождения в Хибинских тундрах распространены в периферической части, в массивах Китчепахк, Ловчорр, Айкуайвентчорр, Маннепахк, Путеличорр (зона хибинитов), а также и во внутренних частях: на Кукисвумчорре, Поачвумчорре (зона трахитоидного и пойкилитового нефелинового сиенита), где натролит связан с эгирино-микроклиновыми жилами (типом 1—4). В зоне слюдяных нефелиновых сиенитов месторождения натролита имеют очень широкое распространение на Эвеслогчорре и Юкспоре, особенно в типе 18—нефелиново-полевошпатовом; кроме того, натролит наблюдался в типе юкспорито-пектолитовом (пустоты пектолита в крупных радиальнолучистых аггрегатах натролита на Юкспоре) и в цирконо-ильменитовом; иногда (долина Лопарская) натролит бывает пронизан мельчайшими иглами ринколита. В зоне фойяитов натролит наблюдался в группе роговообманково-микроклиновых месторождений, в эвколито-астрофиллитовых и др. жилах. Необходимо отметить, что образование крупных месторождений натролита приурочивается главным образом к местам наиболее сильных тектонических нарушений — перевалам, циркам и т. д.

В Ловозерских тундрах натролит тоже имеет значительное распространение, наблюдается в пегматитовых выделениях различных типов и встречается во многих местах: в Аллуайве, на Ангвундасчорре, на перевале Таваюка, на Пункаруайве и др., главным образом в эвдиалито-рамзаитовых, в нептунитовых и уссингитовых месторождениях.

3) Натролит в пустотах как самих разновидностей нефелинового сиенита, так и в различных минералах разнообразных месторождений, как нефелин, эвдиалит, эвколит, эгирин и др.; отложения натролита в пустотах есть результат местного гидротермального

воздействия. Натролит разнообразной структуры—плотный, лучистый, пористый, игольчато-волокнистый и кристаллический. Кристаллики до 0.5 см величины, не богаты формами.

Образование натролита повсюду в Хибинских и Ловозерских тундрах связано с переработкой гидротермальными растворами, главным образом нефелина, отчасти содалита и в некоторых случаях—кали-натровых полевых шпатов, богатых натрием.

В результате происходивших реакций, по А. Н. Лабунцову, получаются одновременно с натролитом гидронефелит, в случае переработки нефелина, и NaCl, NaOH и гидраргиллит, в случае образования из содалита.

Шпреуштейн — Sprеustein

Шпреуштейн представляет собою продукт неполного изменения нефелина в натролит и состоит из смеси главным образом натролита и гидронефелита.

Физические свойства непостоянны, так как он представляет смесь минералов, а не является однородным веществом. Блеск жирный. Цвет разнообразный: серовато-белый, красновато-серый, желтовато-розовый; последние два цвета преобладают.

Главная масса шпреуштейна состоит из натролита с различным содержанием гидронефелита, который иногда замещен диаспором или гидраргиллитом и кремнем. Изредка в шлифах наблюдаются анальцим и томсонит. Шпреуштейн, замещая нефелин, встречается во всех разновидностях нефелиновых сиенитов, слагающих Хибинские и Ловозерские тундры, а также в жилах, линзах и шлирах.

А. Н. Лабунцов намечает две генерации шпреуштейна — I и II. По его мнению, первоначально происходила гидратизация нефелина, сопровождавшаяся образованием гидронефелита и переходом натролита в раствор. При малом количестве воды натролит отлагался здесь же, образуя тонкую смесь гидронефелита с натролитом — в результате получился гидронефелитовый шпреуштейн, или шпреуштейн I.

При образовании шпреуштейна II, имевшем, очевидно, место при более значительном участии воды, происходило разложение гидронефелита на гидраргиллит, кремень и NaOH; кроме того, освобождались входившие в нефелин окислы калия, кальция и железа. При постепенном понижении температуры до 300—200° эти окислы могли реагировать между собою. В конечном счете получался шпреуштейн II, в главной массе состоящий из натролита, проникнутого мельчайшими, часто микроскопическими, выделениями вто-

ростепенных минералов — гидраргиллита, аморфной водной окиси алюминия, анальцима, эгирина III, томсонита, флюорита, кремня и др. В каком виде выделяется NaOH, неясно; весьма вероятно, что частично он замещает Ca во флюорите или же дает алюминат натрия, уносимый растворами. Шпреуштейн I и II нередко встречаются вместе и дают взаимные переходы.

Шпреуштейн распространен в Хибинских тундрах в Нептунитовой лощине Маннепахка, на Юкспоре, склонах Иидичвумчорра, на плато Южного Часначорра, в ущелье Географов, на плато Тахтарвумчорра, на Китчепахке, в Умбозерском перевале, Партомпоре, Кукисвумчорре и в Ловозерских тундрах — Аллуайв, Сенгисчорр, Ангвундасчорр и др. Последовательность выделения минералов, генетически и температурно связанных с образованием шпреуштейна, по А. Е. Ферсману, следующая:

400°	Халцедон	шпреуштейн I
	Гидронефелит	
	Натролит плотный	
	Анальцим	
300°	Флюорит	шпреуштейн II
	Эгирин III	
	Гидраргиллит	
200°	Натролит (кристаллич.) . .	шпреуштейн III
	Томсонит	
100°	Кальцит	
	Кремень	

Бергманит — Bergmanite

Бергманит есть продукт неполного изменения содалита в натролит; он представляет тончайшую смесь натролита с диаспором или гидраргиллитом и резорбированными остатками содалита. Процесс бергманитизации развит значительно меньше, чем процесс образования шпреуштейна.

Физические свойства непостоянны. Структура плотная, цвет такой же, как у шпреуштейна. По внешнему виду бергманит похож на шпреуштейн. Очень часто сохраняется кристаллическая форма содалита, что дает возможность рассматривать бергманит как псевдоморфозу натролита по содалиту. Микроскопическое изучение бергманита показывает, что он состоит в основном из тонковолокнистой массы натролита с гидраргиллитом и с отдельными зернами содалита, сильно резорбированного по краям. В некоторых случаях даже при микроскопическом изучении очень трудно отличить бергманит от шпреуштейна.

По данным А. Н. Лабунцова, бергманит встречен в Нептунитовой лощине Маннепахка Хибинских тундр. В этом месторождении можно проследить все стадии перехода содалита в бергманит, сопровождающийся здесь сероватым микроклином, волокнистым зеленым эгирином, нефелином с переходами в шпреуштейн, натролитом, ильменитом, апатитом и содалитом.[1] В Ловозерских тундрах бергманит встречен в эвколито-содалитовой жиле северного перевала Таваиока. Здесь главная часть месторождения сложена эвкслитом, в котором заключены кристаллы и сростки содалита (величиной от 1—5 см). Содалит большею частью свежий и только наружная часть этих кристаллов перешла в бергманит.

МЕЗОЛИТ — MESOLITE

($Na_2Ca_2Al_6Si_9O_{30}\cdot 8H_2O$; моноклин. с.; уд. в. 2.29; тв. 5)

(Н. Н. Гуткова)

1927. Лабунцов А. Н. Тр. Мин. музея Акад. Наук, **2**, *99—100*.
1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *282—283*.

Мезолит встречен в Хибинских тундрах в двух местах:

1) в натролитовой жиле на Поачвумчорре розово-желтый мезолит покрывает волосистыми корочками до 3 мм толщины стенки пустот в натролите или кристаллики натролита. Жила сложена микроклином, нефелином, эгирином II и III, ильменитом, халькопиритом, флюоритом, натролитом и мезолитом, из которых последним выделялся мезолит;

2) в 3-м цирке Кукисвумчорра в прожилках в нефелиновом сиените мезолит вместе с шабазитом дает волосистые скопления десь он тоже выделяется последним.

ТОМСОНИТ — THOMSONITE

($(Ca,Na_2)Al_2Si_2O_8\cdot 2.5H_2O$; ромбич. с.; уд. в. 2.3; тв. 5—5. 5)

(Н. Н. Гуткова)

1925. Лабунцов А. Н. Тр. Геол. и Мин. музея Акад. Наук, **5**, 2, *19—21*.
1935. Ожинский И. С. Зап. Мин. общ., **64**, 2, *365, 378*.

Томсонит наблюдался лишь микроскопически как один из второстепенных минералов шпреуштейна, образовавшегося за счет разрушения нефелина. По И. С. Ожинскому, у томсонита из шпреуштейна ловчорритового месторождения Вудъяврчорра $n_g - n_p = 0.008$, $2V = 51°$.

---

[1] Содалит в описываемых образованиях с бергманитом обычно заключен в эвколит и эниматит и наблюдается в виде ромбических додекаэдров до 1 см величиной.

ГИДРОНЕФЕЛИТ — HYDRONEPHELITE

($HNa_2Al_3Si_3O_{12} \cdot 3H_2O$; уд. в. 2.26; тв. 5)

(Н. Н. Гуткова)

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *278—280.* [Генезис, описание месторождений и оптика].

Гидронефелит встречен макроскопически только во флюоритовой жиле Иидичвумчорра. Эта жила мощностью в 3 см прослеживается на 2 метра, простирание широтное. Сложена флюоритом (8—9 см ширины); от хибинита отделяется зальбандом гидронефелита с небольшим количеством сфена, альбита и эгирина. Микроскопически отмечены циркон и апатит. Гидронефелит образует столбчатые кристаллики длиной до 2 мм, а шириной около 1 мм. Кроме того, микроскопически наблюдается иногда совместно с натролитом (см. Шпреуштейн и Натролит).

ГРУППА СЛЮД — MICA GROUP

(Е. Е. Костылева)

Из группы слюд в Хибинских и Ловозерских тундрах известны: серицит, биотит, лепидомелан и литиевая слюда — вероятно, тайниолит.

СЕРИЦИТ — SERICITE

1935. Лупанова Н. П. Тр. Аркт. инст., **23**, *105, 106, 108.*

Устанавливается часто микроскопически в породах как вторичный минерал по нефелину в виде редких чешуек; является побочным продуктом при шпреуштейнизации пород.

БИОТИТ — BIOTITE

В первоначальной хибинской минералогической и петрографической литературе упоминается неоднократно как для пород, так и для жильных выделений.

За последнее время детальные химические анализы и оптическое изучение определенно устанавливают принадлежность слюд в жилах и в породах к лепидомелану. Таким образом, в жильных выделениях биотит отсутствует. Имеются многочисленные указания на биотит в породах, но нельзя с достоверностью утверждать, что эти указания не относятся к лепидомелану.

ЛЕПИДОМЕЛАН — LEPIDOMELANE

(Алюмоферрисиликат калия и магния; моноклин. с.; уд. в. 3.0—3.2; тв. 3)

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, 1 и 2. [Многочисленные указания на содержание лепидомелана (биотита) в различных породах и пегматитах].

1932. Куплетский Б. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 2. [Анализ, оптика и парагенезис лепидомелана на Кукисвумчорре].

1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3. [Описание месторождений с лепидомеланом на Кукисвумчорре].

1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8. [Описание месторождений на Юкспоре, анализ].

1934. Кравченко Г. Т. Там же, 117 и др. [Описание месторождения с лепидомеланом на Кукисвумчорре. Описанная кратко слюда из верховьев р. Тульи, повидимому,— измененный лепидомелан].

1937. Иванов Б. В. Материалы к исследованию слюд Хибинских тундр. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, **10**, *37—47*. [Основная работа. Оптика, анализ].

Лепидомелан пользуется довольно большим распространением в Хибинских тундрах. Встречается в идиоморфных пластинчатых выделениях, иногда достигающих 15—20 см в поперечнике. В Ловозерских тундрах редок.

Физические и химические свойства. Хорошо образованных кристаллов не дает, но часто встречается в пластинчатых идиоморфных выделениях и табличках гексагонального габитуса. Величина кристаллов до 20 см в поперечнике.

Цвет в свежем состоянии от темнокоричневого, иногда с бронзовым оттенком, до почти черного с зеленоватым оттенком. Черта бесцветная. Блеск на плоскостях спайности сильный, металловидный. Твердость 3. Спайность весьма совершенная по (001). Удельный вес не определялся. В пламени паяльной трубки тонкие листочки оплавляются в магнитный шарик. Плавкость 4.5—5.

В шлифе цвет лепидомелана обычно коричневый, иногда оранжево-желтый; редко светложелтый. Показатели преломления, определенные Б. В. Ивановым иммерзионным способом, и углы оптических осей, измеренные им на микроскопе и вычисленные по Mallard, приведены в табл. 34. Двупреломление $n_g - n_p$ колеблется в пределах от 0.050 до 0.78. Плеохроизм очень резкий: по n_p светло-коричневый, по n_g темнобурый, зеленовато-бурый; $r < v$.

Химические анализы лепидомелана сведены в табл. 35.

Из анализов видно, что по высокому содержанию Fe_2O_3 и MgO лепидомелан Хибинских тундр близок к составу типичного лепидомелана. Пересчет анализов (в %), по Куницу, дает:

	Кукисвумчорр	Рисиок
$KH_2AlFe_3(SiO_4)_3$	61.02	71.74
$KH_2AlMg_3(SiO_4)_3$	38.98	28.20

формула по Махачки $(OH, F)_{2.4}(K, Na)_{1.1}(Mg, Fe, Mn, Ti)_{3.3}(Si, Al)_4O_{10}$

Таблица 34

Оптические свойства лепидомелана Хибинских тундр

(по Б. В. Иванову)

Месторождения	Показатели преломления			Угол оптических осей $2E$
	n_g	n_p	$n_g - n_p$	
Тахтарвумчорр, биотитовые россыпи . . .	1.660	1.610	0.050	25—30°
Поачвумчорр, с ильменитом	1.623	1.575	0.048	—
То же	1.675	—	—	25—30°
Юкспор, эвдиалито-лепидомелановое месторождение	1.666	—	—	25—30°
То же	1.666	1.611	0.055	25—30°
Кукисвумчорр, I западный цирк	1.686	1.610	—	25—30°
„ II „ „	1.686	—	—	23—25°
„ III „ „	1.675	—	—	20—23°
„ плато	1.685	—	—	23—25°
„ осыпь ниже выс. 580 м . .	1.666	—	—	20—23°
„ Южный отрог, западн. склон	1.675	1.623	0.052	20—23°
„ Цирконовая перемычка . . .	1.681	1.623	0.058	23—25°
„ верховье долины Рисиока .	1.675	1.623	0.052	30—33°

Условия нахождения и парагенезис. В качестве породообразующего минерала лепидомелан пользуется большим распространением в слюдяных нефелиновых сиенитах. Кроме того, он образует часто крупные порфировидные вкрапленники в апатито-нефелиновой породе. В пегматитовых выделениях лепидомелан встречается в слюдяных нефелиновых сиенитах и реже в хибините. В зависимости от вмещающей породы меняется и парагенезис этого минерала в жильных выделениях: в хибинитах крупнопластинчатый лепидомелан в полевом шпате встречается в коренных осыпях на Тахтарвумчорре, на Поачвумчорре — в полевошпато-ильменитовых жилах вместе с пластинчатым ильменитом; в слюдяных нефелиновых сиенитах, в их жильных выделениях, лепидомелан встречается в парагенезисе: эвдиалит, ловчоррит, пектолит, юкспорит, сфен, эгирин. В последнем случае лепидомелан образует удлиненные пластинчатые выделения среди волокнистых или удлиненных аггрегатов остальных минералов.

Выделяется лепидомелан довольно рано, в конце полевого шпата до эвдиалита и пектолита. Нередко лепидомелан образуется в результате изменения (лепидомеланизации) эгирина и роговых обманок.

Таблица 35

Химические анализы лепидомелана Хибинских тундр

Компоненты	Лепидомелан неизмененный				Лепидомелан измененный	
	Кукисвумчорр, Южный отрог		Долина Рисиока		Кукисвумчорр, цирконовая жила	Юкспор, нефелин. жила
	%	Молек. отношение	%	Молек. отношение	%	%
SiO_2	36.53	0.5058	35.35	0.5862	33.14	34.28
TiO_2	6.09	0.0760	3.70	0.0462	5.05	2.08
Al_2O_3	8.99	0.0879	7.96	0.0779	11.05	9.61
Fe_2O_3	4.41	0.0276	9.89	0.0619	21.17	32.77
FeO	19.91	0.2771	19.91	0.2771	11.39	2.90
MnO	0.75	0.0105	1.11	0.0156	1.40	4.86
CaO	—	—	—	—	1.45	0.61
MgO	9.03	0.2239	7.02	0.1741	4.35	2.02
BaO	0.58	0.0037	0.09	0.0066	—	—
Na_2O	0.83	0.0134	0.50	0.0081	0.70	1.67
K_2O	8.98	0.0933	9.00	0.0955	6.24	4.84
F	1.25	0.0658	0.90	0.0474	0.27	—
Cl	0.01	—	—	—	—	—
Потеря при прокал.	2.20	0.1221	3.66	0.2031	2.60	3.90
$H_2O_{-105°}$	0.83	—	1.39	—	1.69	—
CO_2	0.27	—	—	—	—	—
Сумма	100.66	—	100.48	—	100.50	99.54
$-O=F_2$	0.55	—	0.38	—	0.06	—
	100.11	—	100.10	—	100.44	—
Аналитик	В. Егоров				Т. Бурова	

Изменения. Лепидомелан легко подвергается изменению, изученному на двух месторождениях: в цирконо-полевошпатовой жиле Цирконового отрога в долине Тульи, где сильно развит процесс лимонитизации и в нефелино-полевошпатовой, сильно натролитизированной жиле Юкспора. Изменения лепидомелана произошли в последние моменты образования жил. Измененный лепидомелан зеленовато-черного и матово-зеленого цвета, иногда со ржавыми натеками

по трещинам и менее совершенной спайностью. При сильном разрушении лепидомелан легко рассыпается при прикосновении.

Показатель преломления измененного лепидомелана, согласно определению Б. Иванова, повышается до $n_g = 1.698$ (Кукисвумчорр) и $n_g = 1.730$ (Юкспор). Интерференционная фигура на спайности сильно изменена, гиперболы изогнуты. Как показывают анализы (табл. 35), при изменении лепидомелана происходит окисление FeO в Fe_2O_3, накапливается CaO, увеличивается немного Al_2O_3 и MnO и уменьшается содержание MgO и K_2O.

Сравнение с иностранными месторождениями. Сравнение химического состава хибинского лепидомелана с лепидомеланом других щелочных массивов — Ильменских гор и Норвегии (Ланге зундфьорд)—показывает, что хибинский лепидомелан характеризуется пониженным количеством Al_2O_3 и повышенным содержанием TiO_2.

ЛИТИЕВАЯ СЛЮДА (ТАЙНИОЛИТ?) — LITHIUM-MICA (TAINIOLITE ?)

(Э. М. Бонштедт)

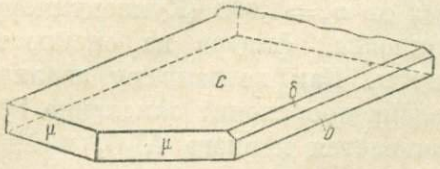
1926. Fersman A. E. N. Jb. Min., A, BB. **55**, *42*. [Краткое указание на находку тайниолита в Хибинских тундрах].

Несколько мелких кристалликов слюдистого минерала наблюдалось совместно с нептунитом в Нептунитовой лощине Маннепахка (Хибинские тундры). Цвет розовый, блеск стеклянный. Прекрасная спайность по одному направлению, по которому кристаллики значительно уплощены; в другом направлении вытянуты, имеют вид небольших тонких полосочек (в длину не более 1.5 мм). Кристаллики были ориентировочно измерены на двукружном гониометре (точные измерения невозможны в виду несовершенства граней). Сравнение измеренных углов и вычисленных с помощью сетки Вульфа с данными для слюд, а главное для тайниолита, описанного Флинком,[1] заставили предположить, что хибинские кристаллики могут быть тайниолитом. Если предполагаемый тайниолит устанавливать аналогично с тайниолитом — удлинение по оси a и уплощение по базису, то формы его получают следующие индексы: c (001), b (010), μ (111) δ (027) (фиг. 30). Грани b и δ покрыты штриховкой, параллельной оси a.

	Данные измерения	Данные Флинка для тайниолита
$b : c$	90°	90°00′
$\delta : c$	43.5°	43°33′
$b : \mu$	57°40′	60°27′
$c : \mu$	81°	81°28′
$\mu : \mu'$	64°40′	60°15′

[1] Flink G. Medd. om Grönl., 1901, **24**, *115—120*.

Листочки минерала, отщепленные по спайности (001), под микроскопом обнаруживают почти прямое затемнение параллельно (010). В сходящемся свете наблюдается выход острой биссектрисы. Оптически отрицательный, 2V большой. Плоскость оптических осей параллельна (010). Качественно определен Li.



Фиг. 30. Кристалл литиевой слюды с формами c (001), b (010), δ (027) и μ (111) из Нептунитовой лощины Маннепахка.

Минерал содержится в натролите совместно с нептунитом, выделяясь после нептунита, немного раньше или одновременно с натролитом. Чрезвычайная бедность материала не позволяет с несомненностью установить природу минерала; как по оптическим свойствам, так и по развитию форм ближе всего минерал подходит к литиевым слюдам.

ХЛОРИТ — CHLORITE

(Водный Mg-Fe-алюмосиликат; моноклин. с.; уд. в. 2.7; тв. 2—2.5)

(Э. М. Бонштедт)

1923. Куплетский Б. М. Доклады Акад. Наук, сер. А, *9*.
1924. Куплетский Б. М. Тр. Геол. и Мин. музея Акад. Наук, **4**, 4, *131*.
1935. Ожинский И. С. Зап. Мин. общ., **64**, 2, *392*.

Отмечен лишь микроскопически как вторичный продукт в пирротиновой породе Рисчорра и в контактах Лестивары и Валепахка. Хлоритоподобный минерал указывается Ожинским в шлифе из ловчорритового месторождения Тахтарвумчорра.

СЕРПЕНТИН — SERPENTINE

($H_4Mg_3Si_2O_9$; моноклин. с.; уд. в. 2.5)

(Э. М. Бонштедт)

1935. Лупанова Н. П. Тр. Аркт. инст., **23**, *96*, *100*.

Отмечен Н. П. Лупановой микроскопически как продукт замещения оливина в мончиките Поачвумчорра.

САПОНИТ — SAPONITE

(Гидросиликат Mg, с некоторым содержанием Al_2O_3; моноклин. с.?; уд. в. 2.2—2.3; тв. 1.25)

(П. Н. Чирвинский)

Литература о хибинском сапоните, встреченном недавно при работах на Кукисвумчорре, отсутствует. Минерал изучен П. Н. Чирвинским и В. А. Егоровым.

Свежий, только что взятый из выработки по цвету и по консистенции напоминает свиное сало или твердое сливочное масло. После высыхания становится хрупким и напоминает каменный мозг (каолин), за который, повидимому, прежде и принимался. Наощупь жирен. К языку не липнет подобно родственному с ним сепиолиту. Твердость немногим более 1; поэтому легко чертится ногтем. Излом раковистый. На вид аморфный. Цвет снежно-белый. Блеск слабый, жирный. Залегает гнездами и тонкими изменчивой мощности жилами. При микроскопическом исследовании в капле воды можно убедиться, что мы имеем дело с очень тонкозернистым аггрегатом бесцветных анизотропных пластинок и сферолитов. Сферолиты имеют обычно размеры 0.01—0.02 мм. Знак их главной зоны отрицательный. Показатель преломления по иммерзионному способу около 1.52. Двупреломление приблизительно 0.013 (такое двупреломление характерно для гидроталькита).

Химический состав сапонита (в %; анализ В. А. Егорова, 1935):

SiO_2	43.02
TiO_2	нет
Al_2O_3	8.26
Fe_2O_3	0.08
TR_2O_3	следы
MnO	0.01
CaO	3.29
SrO	нет
MgO	22.05
Na_2O	нет
K_2O	0.62
$H_2O - 110°$	15.66
$H_2O + 110°$	7.18
Сумма	100.17

Образовался минерал гидротермально, вероятно, за счет составных частей биотита (лепидомелана), эгирин-авгита и др.

КАОЛИН — KAOLINITE

($H_4Al_2Si_2O_9$; моноклин. с.; уд. в. 2.6; тв. 2)

(А. Н. Лабунцов)

Каолин и процессы каолинизации полевых шпатов и других алюмосиликатов в Хибинских тундрах могут считаться отсутствующими, только в крайне редких случаях, в гидротермальную фазу, повидимому, при содержании углекислоты в гидротермальных рас-

творах, имели место начальные стадии каолинизации полевого шпата, выражающиеся в появлении на последнем незначительной толщины слоя каолинового вещества (например, в натролитовой жиле близ ферсманитовой жилы в долине 3-го северного притока Вуоннемиока), или еще реже — перенос и отложение глинистого вещества среди цеолитов (например, в цеолитовой жиле Китчепахка, Хибин. и Ловоз. тундры, 1928, *287*).

Что касается химического выветривания, с которым обычно бывает связана каолинизация полевых шпатов, то этот фактор почти не проявил себя, а выветривание полевых шпатов и др. минералов выражено почти исключительно в механическом их разрушении под влиянием главным образом морозного выветривания и действия воды и ветра.

ЦИРКОНО-, ТИТАНО- И НИОБОСИЛИКАТЫ И НИОБАТЫ

РОЗЕНБУШИТ — ROSENBUSCHITE

(Цирконо-титано-силикат Na и Ca; моноклин. с.; уд. в. 3.3; тв. 5—6)

(Е. Е. Костылева)

1894. Ramsay W. u. Hackman V. Fennia, **11**, 2, *213*.

Единично отмечается Рамзаем в умптеките между выделениями полевых шпатов в виде радиально-шестоватых аггрегатов бесцветного сильно преломляющего минерала с высоким двупреломлением. Двуосный. Погасание прямое к удлинению, по которому идет n_p.

ВЁЛЕРИТ — WÖHLERITE

(Ниобо-цирконо-силикат Ca и Na; моноклин. с.; уд. в. 3.42; тв. 5.5—6)

(Е. Е. Костылева)

1923. Черник Г. П. Доклады Акад. Наук, сер. А, *37—39*. [Химический анализ].

1924. Куплетский Б. М. Тр. Геол. и Мин. музея Акад. Наук, **4**, 3, *85*. [Микроскопические включения в породе].

1928. Куплетский Б. М. Тр. Инст. по изуч. Севера, **39**, *112*.

Указаний на нахождение вёлерита в жильных выделениях Хибинских и Ловозерских тундр нет, за исключением указания Г. П. Черника на нахождение им в 1923 г. вёлерита в лампрофиллитовой жиле Иидичвумчорра в незначительных выделениях, им нацело выбранных и использованных для анализа.

В породах отмечается Б. М. Куплетским единично как редкая микроскопическая составная часть в меланократовой разности нефелинового сиенита на Вудъяврчорре и Ловчорре. Углы погасания, плеохроизм, двупреломление отвечают вёлериту; угол оптических осей очень мал и не подходит к даваемому для вёлерита.

ЛОВЕНИТ — LÅVENITE

(Цирконо-силикат Na, Ca и др.; моноклин. с.; уд. в. 3.5; тв. 6)

(Е. Е. Костылева)

1894. Ramsay W. u. Hackman V. Fennia, **11**, 2, *123, 146* и *212*.
1924. Куплетский Б. М. Тр. Геол. и Мин. музея Акад. Наук, **4**, 3, *100*.
1925. Куплетский Б. М. Тр. Геол. и Мин. музея Акад. Наук, **5**, 3, *50*.
1928. Куплетский Б. М. Тр. Инст. по изуч. Севера, **39**, *118*.
1932. Куплетский Б. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., **2**, *17*.

В жильных выделениях ни в Хибинских, ни в Ловозерских тундрах не обнаружен. Отмечается в незначительном количестве лишь микроскопически в следующих породах: в некоторых лейстовых разностях хибинита; в нефелинсиенитовом порфире; в умптеките; в контакных породах Северного Лявочорра; в пирротиновой породе Кукисвумчорра.

$n_p > n_m > n_g$. Угол погасания от 7 до 22°. $2V$ — около 84°, знак главной зоны +.

ЭВДИАЛИТ И ЭВКОЛИТ — EUDIALYTE AND EUCOLITE

$[6(R'_2,R'')SiO_3 + Zr(SiO_3)_2$; тригон. с.; уд. в. 2.84—2.98, тв. 5—5.5]

(Е. Е. Костылева)

1890. Ramsay W. Fennia, **3**, 7, *42*. [Некоторые данные по оптике эвдиалита].
1894. Ramsay W. u. Hackman V. Fennia, **11**, 2, *116*.
1897—1899. Ramsay W. Fennia, **15**, 2, 8—9. [Распространение эвдиалита в породах Ловозерских тундр].
1893. Ramsay W. N. Jb. Min., **8**, *722—730*. [Первые данные кристаллографического и оптического изучения эвдиалита Хибинских тундр].
1923. Сб. Хибин. массив. Тр. Сев. научно-пром. эксп., 16, *72*. [Два анализа эвдиалита Г. П. Черника].
1925. Черник Г. П. Изв. Акад. Наук, *711—720*. [Химический анализ эвдиалита с Пуличорра].
1927. Костылева Е. Е. Нерудные ископаемые, **3**, *639—644*. [Краткое описание месторождений эвдиалита Хибин. и Ловозерских тундр с промышленной точки зрения].
1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *218—226; 231—238; 248—255; 351—355*.
1929. Костылева Е. Е. Тр. Мин. музея Акад. Наук, **3**, *169—222*. [Основная работа, ряд анализов, вывод формулы, типы кристаллов, оптическое изучение месторождения].
1930. Костылева Е. Е. Хибин. апатиты, **2**, *371—374*. [Описание месторождений].
1930. Zachariasen W. H. Cbl. f. Min., **7**, *315—317*. [Вычисление формулы на основе анализов хибинских эвдиалитов и эвколитов, опубликованных А. Е. Ферсманом эвдиалитовых пород в цирке Сенгисчорра].
1933. Салье Е. А. Хибин. апатиты, **6**, *100—101*. [Предварительные результаты разведок циркониевых руд в Ловозерских тундрах].
1933. Влодавец В. И. Хибин. апатиты, **6**, *101—103*. [Месторождения эвдиалитовых пород в юго-западной части Ловозерских тундр].
1933. Костылева Е. Е. Хибин. редкие элементы, **5**, *148*. [Описание эвдиалита, как руды на цирконий, в породах и в жилах, процесс изменения эвдиалита].

1933. Башилов И. Я. Хибинские редкие элементы, 5, *153*. [Технологическое и экономическое описание эвдиалита как сырья для извлечения циркония].

1933. Покровский С. Д. и Салье Б. А. Хибин. редкие элементы, 5, *163* [Обзор типов месторождений эвдиалитов в Хибинских и Ловозерских тундрах].

1935. Покровский С. Д. Хибин. апатиты, 8, *29*. [О месторождениях эвдиалита в Ловозерских тундрах].

1935. Влодавец В. И. Хибин. апатиты, 8, *36*. [Краткое описание эвдиалитовых пород юго-западной части Ловозерских тундр].

1935. Антонов Л. Б. и Котельников В. И. Хибин. апатиты, 8, *63*. [Подробное описание месторождений эвдиалитовых пород в южной части Ловозерских тундр, типы руды, минералогический состав].

1935. Смирнов Г. Ф. Хибин. апатиты, 8, *90*. [Результаты опытов по обогащению эвдиалитовой породы].

1935. Башилов И. Я. Хибин. апатиты, 8, *102*. [Технология эвдиалита].

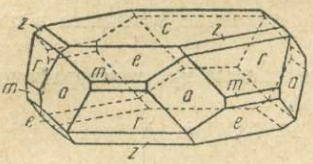
1935. Жирнова Н. А. Хибин. апатиты, 8, *113*. [Об извлечении Керамическим институтом окиси циркония из ловозерских эвдиалитов].

1935. Селиванов Б. П. Сфен, эвдиалит и эгирин Кольского полуострова перед лицом черной металлургии. Хибин. апатиты, 8, *154*.

1936. Kunitz W. N. Jb. Min., A, **70**, 3, *425—429*. [Оптическое изучение и два анализа эвколита из Хибинских тундр].

1936. Бурова Т. А. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **2**, *15—37*. [Данные содержания Nb и Ta в эвдиалитах].

Эвдиалит и эвколит являются крайними членами одного изоморфного ряда. Эвдиалит по составу более натриевый, оптически положительный, эвколит более кальциевый, оптически отрицательный. В 1929 г. мною выделен промежуточный по своим свойствам член, названный мезодиалитом (оптически изотропный).



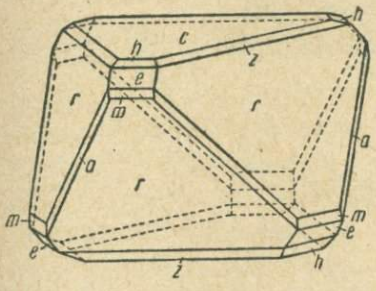
Фиг. 31. Естественный кристалл эвдиалита типа 1. Поачвумчорр, Хибинские тундры.

Физические свойства. Сист. тригональная, класс L^33L^23Pc. Имеет следующие формы: *c* (0001), *m* (10$\bar{1}$0), *a* (11$\bar{2}$0), *r* (10$\bar{1}$1), *z* (10$\bar{1}$4), *e* (01$\bar{1}$2), *s* (02$\bar{1}$1), *h* (01$\bar{1}$5), *t* (21$\bar{3}$1). Различным развитием тех или других форм создаются следующие 5 типов кристаллов.

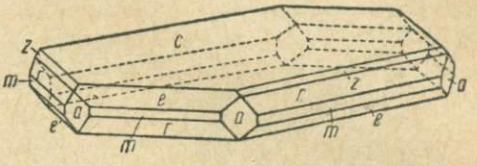
Тип 1 (фиг. 31). Таблитчатые кристаллы гексагонального облика с очень хорошо развитым базопинакоидом *c* (0001) и почти одинаковым развитием положительных и отрицательных ромбоэдров. После базопинакоида наиболее хорошо развиты в виде длинных граней ромбоэдры *r* (10$\bar{1}$1), *z* (10$\bar{1}$4), *e* (01$\bar{1}$2); слабо развиты *m* (10$\bar{1}$0), *a* (11$\bar{2}$0) и *s* (02$\bar{2}$1).

Эвколиты в этом типе не наблюдались. Из среднего значения (0001):(10$\bar{1}$1) = 67°35′, измеренного на четырех кристаллах, вычисляется отрезок осей $a:c = 1:2.0993$.

Тип 2 (фиг. 32). Таблитчатые кристаллы тригонального облика с сильно развитым c (0001) и хорошо развитым ромбоэдром r ($10\bar{1}1$) при очень слабом развитии или полном отсутствии граней призмы. Из других форм заметно развит ромбоэдр z ($10\bar{1}4$). Очень слабо развиты e ($01\bar{1}2$) и призмы m ($10\bar{1}0$) и a ($11\bar{2}0$).



Фиг. 32. Естественный кристалл эвколита типа 2. Перевал Лопарский, Хибинские тундры.



Фиг. 33. Естественный кристалл эвколита типа 3. Хибинпахкчорр, Хибинские тундры.

В этом типе наблюдались только эвколиты Хибинских тундр, и для эвколита этот тип наиболее обычен. Из угла (0001):($10\bar{1}1$), измеренного для трех различных месторождений, вычисляется отрезок осей (табл. 36).

Таблица 36

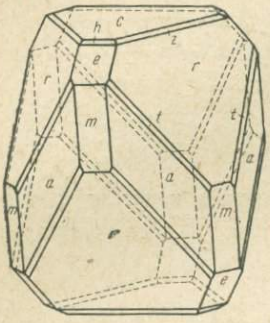
Отношение осей кристаллов эвколита

Месторождения	(0001) : ($10\bar{1}1$)	Число кристаллов	$a : c$
Перевал Лопарский, эвколито-сфеновое месторождение	67°34′22″	2	1:2.0935
Северный перевал Партомчорра	67°42′50″	2	1:2.1120
Перевал Лопарский, эвколито-альбитовое месторождение	67°38′27″	3	1:2.1046

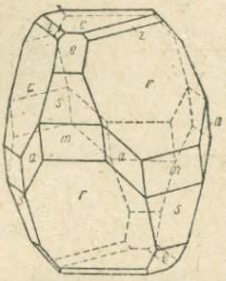
Тип 3 (фиг. 33). Тонкопластинчатые кристаллы с преобладающим базопинакоидом c (0001) и слабо развитыми гранями ромбоэдров: r ($10\bar{1}1$), z ($10\bar{1}4$), и призм m ($10\bar{1}0$) и a ($11\bar{2}0$). Этот тип очень редок, наблюдался только у эвколитов месторождения Хибинпахкчорра.

Тип 4 (фиг. 34 и 35). Удлиненные по вертикальной оси кристаллы со слабо развитым базопинакоидом c (0001) (иногда отсутствует), с сильно развитыми гранями главного ромбоэдра r ($10\bar{1}1$) и довольно хорошо развитыми призмами m ($10\bar{1}0$) и a ($11\bar{2}0$). Кроме того, присут-

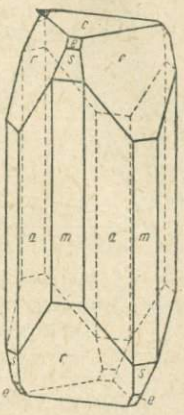
ствуют: z $(10\bar{1}4)$, e $(01\bar{1}2)$ и h $(01\bar{1}5)$. Характерно для данного типа присутствие скаленоэдра t $(21\bar{3}1)$ в виде узких граней. При измерении наблюдаются сильные лучи роста от r $(10\bar{1}1)$ к t $(\bar{2}131)$ и m $(10\bar{1}0)$. Кристаллы этого типа наблюдались среди эвколитов Хибинских тундр и среди эвдиалитов Ловозерских тундр.



Фиг. 34. Кристалл эвколита типа 4 из Хибинских тундр.



Фиг. 35. Кристалл эвдиалита типа 4 из Ловозерских тундр



Фиг. 36. Кристалл эвдиалита типа 5 из Ловозерских тундр.

Отношение $a:c$ вычислялось из угла $(0001):(10\bar{1}1)$ для двух месторождений (табл. 37).

Таблица 37

Отношение осей кристаллов эвколита и эвдиалита

Месторождения	$(0001):(10\bar{1}1)$	Число кристаллов	$a:c$
Перевал Лопарский	67°42′21″	4	1:2.1116
Юго-Западный цирк Ангвундасчорра . . .	67°51′20″	3	1:2.1280

Тип 5 (фиг. 36). Длиннопризматические тонкие кристаллы, сильно удлиненные по вертикальной оси; базопинакоид c (0001) развит слабо или отсутствует; хорошо развиты призмы m $(10\bar{1}0)$ и a $(11\bar{2}0)$, ромбоэдр r $(10\bar{1}1)$. Кроме того, встречаются формы t $(21\bar{3}1)$, z $(10\bar{1}4)$, e $(01\bar{1}2)$ и s $(02\bar{2}1)$. Этот тип наблюдается, главным образом, у кристаллов эвдиалита, обогащающего породы в Ловозерских тундрах.

Из угла $(0001):(10\bar{1}1) = 67°52′20″$ вычисляется $a:c = 1:2.1292$.

Результаты измерений кристаллов по отдельным типам сведены в табл. 38.

Среднее значение отрезка по *c* из всех вычисленных и приведенных выше = 2.1105, что близко к отрезку осей по Миллеру = 2.1116.

Общая гномоническая проекция форм во всех описанных выше типах кристаллов эвдиалитовой группы сведена на фиг. 37. Лучи роста заметно выражены лишь в сильно призматических кристаллах типа 4 и 5.

Различные типы кристаллов обусловливаются не химическим составом, а условиями кристаллизации, временем выделения и парагенезисом: раннему выделению отвечает пластинчатый и таблитчатый типы кристаллов, более позднему — призматические типы. Пластинчатым и таблитчатым кристаллам отвечает несколько меньший отрезок по *c*, призматические кристаллы имеют несколько больший отрезок по *c*.

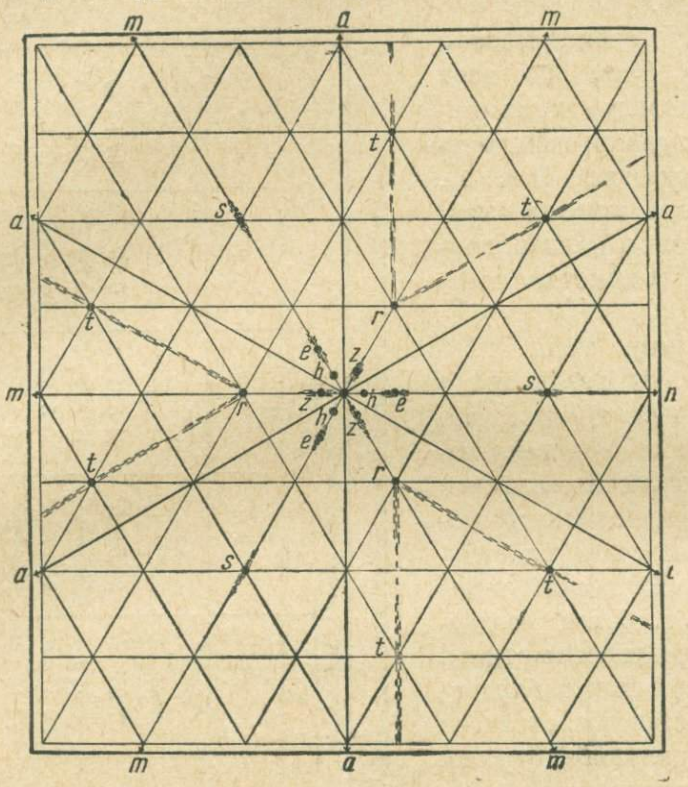
Спайность неясная. Цвет разнообразный: малиновый, розово-красный различных оттенков, буро-красный, бурый, желто-бурый, светложелтый. Эвдиалиту и мезодиалиту чаще свойственны более малиновые и красные цвета, эвколиту — более бурые. В Хибинских тундрах эвдиалит и мезо-

Таблица 38

Полярные координаты эвдиалитов и эвколитов различных типов

Буквенные обозначения	Индексы	Наблюденные средние значения φ и ρ								Теоретические значения φ и ρ, по Гольдшмидту	
		тип 1		тип 2		тип 4		тип 5			
		φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ
c	(0001)	—	0°01′	—	359°57′	—	—	—	—	30°00′	67°42′
r	(10$\bar{1}$1)	29°57′	67°35′	29°49′50″	67°28′	29°54′05″	67°51′20″	30°15′	67°52′20″	30°00′	67°42′
z	(10$\bar{1}$4)	30°02′	31°16′	29°39′40″	31°15′40″	29°35′20″	31°29′20″	30°02′40″	31°33′40″	30°00′	31°22′
e	(01$\bar{1}$2)	30°04′	50°31′	30°04′30″	50°37′40″	29°47′20″	50°50′20″	29°57′00″	50°51′00″	30°00′	50°35′
s	(2$\bar{1}\bar{1}$1)	30°03′	78°17′	29°52′	78°18′	29°36′30″	78°14′20″	29°54′	78°19′20″	30°00′	78°24′
m	(10$\bar{1}$0)	29°50′	89°53′	—	—	29°50′40″	90°07′	29°55′15′	89°59′	30°00′	90°00′
q	(11$\bar{2}$0)	359°21′	89°55′	—	—	0°14′	90°05′30″	0°12′	89°27′30″	00°00′	90°00′
t	(21$\bar{3}$1)	—	—	—	—	—	—	11°01′47″	81°15′11″	10°53′	81°11′

диалит наблюдаются малиновых, розовых, розово-красных, вишнево-красных оттенков и почти не отличимы друг от друга; мезодиалит в парагенезисе с энигматитом всегда грязнобурого, красно-бурого цвета, приближается по цвету к эвколиту; эвколит в Хибинских тундрах всегда с буроватыми и коричневатыми оттенками. В Лово-



Фиг. 37. Гномоническая проекция форм эвдиалито-эвколитового ряда Хибинских и Ловозерских тундр.

зерских тундрах эвдиалит и мезодиалит имеют чаще желто-бурые и коричневатые оттенки, реже светлорозовые, вишневые и красные.

Черта бесцветная. Блеск от стеклянного до полужирного; реже прозрачны и полупрозрачны, обычно прозрачны лишь в тонких краях. Излом то мелкозернистый, то неровный. Твердость 5 — 5.5.

Удельный вес по определению автора растет от эвдиалитов к эвколитам непрерывно (табл. 39).

Перед паяльной трубкой легко сплавляются в светлозеленое стекло, в закрытой трубке выделяют воду.

В шлифах минерал или бесцветный, или слабо окрашен в желтоватый и розоватый цвет; сильно зональный, зональность выражается

Таблица 39

Удельные веса минералов эвдиалитового ряда

Минералы	Хибинские тундры	Ловозерские тундры	Юкспор	Кольский полуостров
Эвдиалит	2.84 —2.878	2.856—2.90	2.85	2.873
Мезодиалит	2.88 —2.927	2.882—2.917	2.98	—
Эвколит	2.941—2.98	—	—	2.921
Метод определения	Тяжелые жидкости		Пикнометр	—
Автор	Е. Костылева		Н. Гуткова	В. Куниц

в чередовании слоев, отличающихся высотой интерференционной окраски; у мезодиалитов различные слои и участки обладают меняющимся оптическим знаком. Иногда наблюдается структура песочных часов. Показатель преломления в общем растет от оптически положительных членов к оптически отрицательным. Показатели преломления при белом свете, определенные иммерзионным методом (Е. Костылевой), таковы:

Хибинские тундры

Эвдиалит — 1.594 — 1.599
Мезодиалит — 1.601 — 1.608
Эвколит — 1.609 — 1.620

Ловозерские тундры

Эвдиалит — 1.592 — 1.598; 1.607; 1.614
Мезодиалит — 1.601 — 1.603

Показатели преломления, определенные на рефрактометре Abbé-Pulfrich, на ориентированных, шлифованных пластинках, даны в табл. 40.

Таблица 40

Показатели преломления минералов эвдиалитового ряда

Минералы	Оптический знак	Средний n	n_p	n_g
Эвдиалит	+	1.6040	—	—
		1.6058	—	—
Мезодиалит	±	1.6123	—	—
Эвколит	—	—	1.6175	1.6215

Двупреломление меняется от нуля или близкого к нулю для промежуточных разностей — мезодиалитов, до +0.008 для эвдиалитов

и —0.0066 для эвколитов. Нередко в разрезах, перпендикулярных к оптической оси, наблюдается аномальная двуосность с крестом, заметно расходящимся на гиперболы.

Явление дисперсии наблюдается главным образом у мезодиалитов при белом свете и выражается в аномальной интерференционной окраске некоторых слоев или участков кристаллов.

Плеохроизм иногда отсутствует совершенно, иногда очень резко выражен. Наблюденные цвета плеохроизма: по n_g ясно малиновый, по n_p бледнее (эвдиалит и мезодиалит); по n_g розовый, по n_p светло-желтый (мезодиалит); по n_g ясно-желтый, по n_p бледнее (эвколит).

Спайность микроскопически наблюдается в нескольких направлениях: лучше всего по c (0001), затем по призме, неясная спайность по ромбоэдрам: z $(10\bar{1}4)$, r $(10\bar{1}1)$ и h $(01\bar{1}5)$.

Химические свойства. Легко растворяется в кислотах; желатинирует при нагревании. Химические анализы показывают значительные колебания в содержании: Si, Zr, Ca, Na, Fe, как видно из анализов (табл. 41 и 42).

Пересчет анализов указывает, что минералы эвдиалитового ряда могут быть рассматриваемы как продукты присоединения к изоморфным метасиликатам: $(Ca,Mn,Fe,Mg)SiO_3$ и $(Na_2,H_2,K_2)SiO_3$ частицы комплексного ангидрида $ZrO_2 \cdot 2SiO_2$.

Эвдиалит отличается преобладанием компонента $R_2'SiO_3$, эвколит — преобладанием компонента $R''SiO_3$, мезодиалит — приблизительно равным соотношением обоих компонентов.

Для всего ряда можно дать такую общую эмпирическую формулу:

$$6\,(R'',R_2')\,SiO_3 + Zr\,(SiO_3)_2,$$

где $R'' = Ca$, Mn, Fe, Mg; $R_2' = Na_2$, K_2, H_2.

Редкие земли, вероятно, замещают Ca в компоненте $R''SiO_3$, а Cl замещает O.

Zachariasen (1930) и Kunitz (1936) для анализов (12) и (13) дают формулу:

$$Na_4CaFeZrSi_6O_{18}\,(OH,Cl) \text{ или } (Na,Ca,Fe)_6\,Zr\,Si_6O_{18}\,(OH,Cl).$$

Условия нахождения и парагенезис. Минералы эвдиалитового ряда широко распространены в обоих массивах (см. карту, фиг. 38).

а) В Хибинских тундрах по петрографическим зонам минералы эвдиалитового ряда распределяются следующим образом: эвдиалит и мезодиалит связываются с пегматитовыми выделениями в хибинитах, реже в неравномернозернистых нефелиновых сиенитах, в луявритах, уртитах и нефелино-апатитовой породе; при этом

Химические анализы минералов эвдиалитового ряда

Таблица 41

Компоненты	Ловозерские тундры		Хибинские тундры								
	Ангвундасчорр		Лявочорр		Лявочорр	Юкспорлак	Путеличорр	Перевал Лопарский		Хибиншахкчорр	
	%	молек. колич.	%	молек. колич.	%	%	%	%	молек. колич.	%	молек. колич.
	№ анализов										
	1		2		3[1]	4[1]	5[1]	6		7	
SiO_2	50.09	0.8	49.43	0.8197	47.20	46.57	47.63	48.22	0.804	48.24	0.804
TiO_2	0.39	0.004	1.51	0.06	2.20	1.01	1.81	0.27	0.003	0.41	0.005
ZrO_2	12.82	0.10	15.30	0.120	12.95	14.49	11.91	12.05	0.098	13.88	0.109
Nb_2O_5	0.54	—	не определялись								
Ta_2O_5	0.06	—									
Fe_2O_3	0.60	0.003	—	—	—	—	1.54	—	—	—	—
Ce_2O_3	2.12	—	0.52	—	—	—	— [2]	1.17	—	1.75	—
$(La,Pr,Nd)_2O_3$							—	1.10	—		—
$(Y,Er)_2O_3$							—	0.58	—		—
FeO	1.79	0.024	5.01	0.069	6.06	7.25	7.21	5.33	0.075	6.08	0.084
MnO	2.31	0.032	0.28	0.04	0.94	1.20	1.43	3.00	0.042	2.01	0.027
MgO	следы	—	—	—	0.09	0.05	0.02	0.32	0.008	0.88	0.021
CaO	8.90[3]	0.15	12.29[3]	0.219	9.82	12.26	12.10	10.33[3]	0.184	10.92[3]	0.194
Na_2O	15.55	0.250	13.30	0.214	17.27	13.82	12.97	13.24	0.213	12.81	0.206
K_2O	0.62	0.006	—	0 017	0.64	0.48	0.71	0.51	0.006	0.58	0.006
Cl	0.74	0.02	1.66	0.047	1.00	1.21	0.96	1.35	0.037	0.20	0.006
S	следы	—	—	—	—	—	—	0.04	—	—	—
H_2O	3.06	0.17	1.05	0.058	0.89	0.91	1.07	1.32	0.07	1.27	0.07
Сумма	99.65		100.35		99.06	99.25	99.36	98.83		99.03	
$-0=Cl_2$	0.15		0.37		0.22	0.27	0.21	0.30		0.04	
	99.50		99.98		99.84	98.98	99.15	98.53		98.99	
Уд. в.	2.855		2.84		2.86	2.84	—	2.952		2.986—2.995	
Оптический знак	+		+			+		—		—	
Аналитик	Н. Влодавец		И. Борнеман-Старынкевич		Г. Черник			Н. Влодавец			

[1] Анализы 3, 4 и 5 при выводе формулы не принимались во внимание, как вызывающие при пересчетах сомнение.
[2] Ce_2O_3 меньше 1%. [3] CaO + SrO.

Химические анализы минералов эвдиалитового ряда

Таблица 42

Компоненты	Ловозерские тундры				Хибинские тундры					
	Маннепахк		Юкспор [1]		Юкспор [2]		Нептунитовая лощина		Долина Гакмана	Каскаснью-наюк
	%	молек. колич.	%	молек. колич.	%	молек. колич.	%	молек. колич.	%	%
	№ анализов									
	8		9		10		11		12	13
SiO_2	51.23	0.853	48.44	0.8065	48.03	0.7997	48.05	0.800	46.97	47.54
TiO_2	0.56	0.007	0.24	0.0030	0.23	0.0030	0.44	0.005	1.28	0.85
ZrO_2	13.98	0.114	11.84	0.1095	10.48	0.0987	11.66	0.095	13.62	14.10
Nb_2O_5	не опр.		1.62	—	1.53	—	не опр.		0.34	0.47
Ta_2O_5			0.04	—	0.06	—				0.32
Fe_2O_3	0.67	0.004	0.63	0.0040	0.86	0.050	—	—	—	1.37
$\Sigma(Ce, Y)_2O_3$	1.68	0.005	2.62	—	2.92	—	2.54	—	0.34	7.12
FeO	3.39	0.047	3.15	0.0443	4.56	0.0642	6.15	0.085	6.36	0.91
MnO	2.50	0.035	3.11	0.0438	3.03	0.0420	2.91	0.042	1.32	—
MgO	0.27	0.007	следы	—	следы	—	1.67	0.041	—	11.36
CaO	9.62	0.172	9.16	0.1663	11.31	0.2029	10.33	0.184	12.13	—
SrO	следы	—	1.38	0.0133	0.40	0.0030		—	—	13.07
Na_2O	11.16	0.180	12.53	0.2020	11.38	0.1835	12.32	0.198	14.12	0.29
K_2O	0.69	0.007	0.51	0.0054	0.90	0.0090	0.89	0.009	—	1.43
Cl	1.26	0.036	1.11	—	1.26	—	1.32	0.036	не опр.	—
S	—	—	0.07	—	0.08	—	—	—	—	1.16
H_2O	2.88	0.160	2.98 [3]	0.1100	2.52 [3]	0.1400	0.50	0.029	не опр.	
Сумма	99.89	—	99.43	—	99.55	—	98.78	—	—	(99.99) [4]
$-O=Cl_2$	0.27	—	0.25	—	0.26	—	0.30	—	—	—
	99.62	—	99.18	—	99.29	—	98.48	—	—	—
Уд. в.	—	—	2.85	—	2.98	—	2.98	—	2.87	2.921
Оптический знак	—	—	+ и —	—	+ и —	—	—	—	—	—
Аналитик	В. Егоров		Т. Бурова				И. Борнеман-Старынкевич		В. Куниц	В. Куниц

[1] Розовая разновидность. [2] Коричневая разновидность. [3] Потеря при прокаливании. [4] В оригинале В. Куница дана сумма 100.18%; в обоих анализах В. Куница минерал назван „эвдиалитом", но оптический знак указан отрицательный.

Фиг. 38. Схематическая карта распространения эвдиалита, эвколита и катаплента.

1—эвдиалит, *2*—эвколит, *3*—катаплент, *4*—эвдиалитовые породы.

эвдиалиты наблюдаются в шлировидных и жильных выделениях, в уртитах и луявритах. Эвколит приурочен главным образом к фойяиту.

Парагенезис эвдиалита и мезодиалита: полевой шпат, нефелин, эгирин I и II, энигматит, роговая обманка, ринколит, лампрофиллит. Эвдиалит и мезодиалит часто присутствуют в одном и том же месторождении и парагенезисе, и розовые их разности макроскопически неотличимы друг от друга. Наиболее типичен для мезодиалита парагенезис с энигматитом, мезодиалит принимает тогда грязнобурый, кирпичный цвет и по своим свойствам является весьма типичным. Для эвколита наблюдается парагенезис: микроклин, нефелин, сфен, астрофиллит, роговая обманка, альбит, энигматит.

Район распространения эвдиалита (вместе с мезодиалитом) охватывает всю внешнюю зону Хибинских гор, сложенную наиболее ранним по возрасту хибинитом, именно массивы Тахтарвумчорр, Часначорр, Вудъяврчорр, Лявочорр, Путеличорр, Маннепахк, Иидичвумчорр, Китчепахк и Коашва. Наиболее характерные здесь сочетания минералов, или ассоциации, следующие: эвдиалито-энигматитовые, эвдиалито-эгириновые, эвдиалито-лампрофиллитовые с ринколитом. В более поздних по возрасту неравномернозернистых нефелиновых сиенитах эвдиалит встречается в минералогически бедных эгириновых разностях на Юкспоре, на западных отрогах Кукисвумчорра и др. В незначительных количествах — в ловчорритовых жилах Юкспора, Кукисвумчорра и Вуоннемиока; с лепидомеланом — на Кукисвумчорре.

Эвколит распространен главным образом во внутренней части Хибинских тундр, сложенной одновременными с хибинитами фойяитами. Это следующие массивы: Юкспор (восточные склоны), Кукисвумчорр (склоны в долину Тульи), Рисчорр, Партомчорр, Каскаснюначорр, Ньоркпахк (южные цирки). Главные жильные типы, с которыми связан эвколит, это — эвколито-сфеновый тип, эвколито-астрофиллитовый, эвколито-альбитовый, эвколито-энигматитовый типы роговообманково-микроклиновой группы.

В Хибинских тундрах по времени выделения наиболее ранними являются эвдиалит и мезодиалит, которые выделяются в конце полевого шпата и нефелина, одновременно с эгирином I и энигматитом. Время выделения отвечает фазам $B-C$. Эвколит выделяется несколько позже, одновременно с астрофиллитом, роговой обманкой, сфеном. Время его выделения отвечает фазам $C-D$.

б) В Ловозерских тундрах эвдиалит и мезодиалит являются очень распространенными, эвколит не известен. Главные жильные выделения связываются со следующими породами: с

луявритами (эвдиалитовыми, мурманитовыми и нормальными) и с содалитовыми фойяитами.

В жильных выделениях в луяврите, нормальном и эвдиалитовом, эвдиалит находится в следующем парагенезисе: микроклин, эгирин, рамзаит — главные минералы; роговая обманка, нефелин, содалит, нептунит, натролит, анальцим, шабазит — второстепенные. Пегматитовые выделения этого парагенезиса были встречены в районе развития указанных пород в долинах, цирках и на плато Ангвундасчорра и Сенгисчорра; в перевале Таваиока.

В мурманитовых луявритах эвдиалит в пегматитовых выделениях встречается в парагенезисе с мурманитом и лампрофиллитом, например на Пункаруайве и Суолуайве.

В содалитовых сиенитах, распространенных на Пункаруайве, Суолуайве, в долине Чинглусуайя, эвдиалит наблюдается в пегматитовых выделениях в парагенезисе с мурманитом, рамзаитом, лопаритом, иногда лампрофиллитом и молибденовым блеском.

Кроме выделений в пегматитовых жилах, в Ловозерских тундрах эвдиалит содержится в породах, образуя эвдиалитовые породы промышленного значения: эвдиалитовый луяврит, с содержанием эвдиалита от 5 до 30%, и жильный эвдиалитовый луяврит с содержанием эвдиалита до 75%. Выходы эвдиалитового луяврита значительной площади известны во многих местностях: на г. Аллуайв, Маннепахк и др.

Жильный эвдиалитовый луяврит залегает в виде неправильных жил и шлиров мощностью до 4 м в нормальном и эвдиалитовом луяврите. Эвдиалит образует кристаллы и зерна до 2—3 мм вместе с полевым шпатом, эгирином, редким лампрофиллитом, мурманитом, молибденовым блеском. Протяжение этих жил иногда достигает 200—300 м. Встречены в районе Чивруай, на г. Страшемпахк, в цирке Сенгисчорра и др.; имеют промышленное значение.

Время выделения отвечает фазам *B—C* диаграммы А. Е. Ферсмана.

Изменение. Все члены эвдиалитового ряда являются неустойчивыми и легко изменяются. Изменения, происходящие при высоких температурах, следующие: а) изменение эвдиалита в катаплеит, наблюдаемое в Хибинских тундрах на Кукисвумчорре, Поачвумчорре, Ловчорре; б) изменение эвдиалита в циркон, наблюдаемое также в Хибинских тундрах на Кукисвумчорре, Поачвумчорре и Ловчорре.

Изменение эвдиалита в катаплеит относится к фазам *E—F*. Эвдиалит в этом случае иногда сохраняется в виде разрушенных и не вынесенных остатков, иногда его нет, что указывает, повидимому,

на то, что катаплеит, образовавшийся за счет эвдиалита, был вынесен и отложился в другом месте.

Изменение эвдиалита в циркон идет также двумя путями: 1) циркон образуется за счет эвдиалита в виде мелких пирамидальных кристалликов, заключенных в измененном и разрушенном иногда нацело эвдиалите; примером могут служить циркон цеолитной жилы Поачвумчорра; 2) циркон не сопровождается эвдиалитом, — в этом случае циркон, возможно, также образовался за счет эвдиалита, но был отложен из растворов на некотором расстоянии от исходного минерала. Таковы цирконы в полевошпатовых жилах Кукисвумчорра и Поачвумчорра.

Более позднее разрушение эвдиалита, идущее при низких температурах, ведет к образованию бурой пористой массы, в которой накапливаются ZrO_2 и Fe_2O_3 и выносятся SiO_2 и щелочи.[1]

Промышленное значение. Эвдиалит имеет в Ловозерских тундрах промышленное значение как руда на цирконий, так как других, более богатых цирконием, руд в СССР неизвестно. Практический интерес имеют не его выделения в пегматитовых жилах, а породы, обогащенные эвдиалитом, именно эвдиалитовый луяврит и жильный эвдиалитовый луяврит. Работы по поискам и разведкам эвдиалитовой руды в Ловозерских тундрах, произведенные в 1930—1935 гг. отрядами Академии Наук, треста Апатит и Ленинградского геолого-разведочного треста, показали значительное развитие как эвдиалитовых луявритов, так и жильных эвдиалитовых луявритов, в которых запасы эвдиалита очень значительны. В 1936 г. добыто значительное количество руды для пробных заводских и лабораторных опытов по получению двуокиси циркония.

Методики обогащения руды и извлечения химически чистой окиси циркония из концентрата находятся в стадии разработки.

ТИТАНО-ЭЛЬПИДИТ — TITANO-ELPIDITE

[$Na_2(Zr,Ti)Si_6O_{15}\cdot 3H_2O$; ромбич. с.; уд. в. 2.53 — 2.56; тв. 6.5]

(*Е. Е. Костылева и А. Н. Лабунцов*)

1926. Лабунцов А. Н. Доклады Акад. Наук, сер. А, *39—42*. [Основная работа; оптика, кристаллография, анализ, месторождения].

1927. Лабунцов А. Н. Тр. Геол. и Мин. музея Акад. Наук, **2**, *96*. [Описание месторождений].

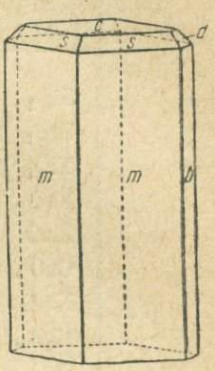
1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *345*. [Описание месторождений].

1934. Костылева Е. Е. Цирконосиликаты. Минералогия Союза, сер. А, 6. [Сводка всех данных изучения цирконосиликатов в СССР, в том числе и эльпидита].

[1] Г. Черник в 1925 г. устанавливает вынос ZrO_2 при выветривании эвдиалита. Этот вывод вызывает сомнение.

Титано-эльпидит, впервые найденный в Хибинских тундрах и описанный в 1926 г. А. Н. Лабунцовым, является титансодержащим эльпидитом, откуда и получил свое название.

Физические и химические свойства. Минерал образует коричневато-или розовато-желтого цвета удлиненные кристаллики до 5 мм длины или шестоватые сростки. Главными, наиболее развитыми гранями являются: (110), (010) и (001); грани (111) и (011) слабо развиты и не всегда полностью присутствуют (фиг. 39).



Фиг. 39. Криста титано - эльпидита из Хибинских тундр с формами m (110), b (010), c (001), s (111), d (011).

Результаты измерения на двукружном гониометре Гольдшмидта показаны в табл. 43 (для сравнения приведены φ и ρ для гренландского эльпидита).

Спайность совершенная по a (100). Цвет коричневатый и розовато-желтый. Блеск слабый, жирный. Непрозрачен, а в тонких осколках полупрозрачен. Черта белая. Твердость около 6.5. Удельный вес (определение пикнометром) — 2.533—2.560.

В шлифе прозрачен, бесцветен; $n_g = 1.698$, $n_m = 1.686$, $n_p = 1.681$ (иммерзионным способом, в обыкновенном свете); $n_g - n_p = 0.017$. Оптический знак отрицательный. Ориентировка эллипсоида: $n_g = a$; $n_p = b$; $n_m = c$. Плоскость оптических осей параллельна ab; $2V = 42—43°$. Дисперсия осей заметная: $r < v$. Плеохроизм: по n_m желтый, по n_p бесцветный.

Таблица 43

Полярные координаты кристаллических форм эльпидита и титано-эльпидита

Буквенные обозначения	Индексы	Титано-эльпидит, Хибинские тундры		Эльпидит, Нарсарсук, Гренландия [1]	
		φ	ρ	φ	ρ
c	001	—	0°00′	—	0°00′
b	010	0°00′	90°00′	0°00′	90°00′
a	100	90°00′	90°00′	90°00′	90°00′
m	110	62°56′	90°00′	62°39′	90°00′
n	120	—	—	44°11′	90°00′
s	111	62°56′	47°03′	—	—
d	011	0°00′	44°15′	0°00′	44°20′
g	102	—	—	90°00′	43°48′

В кислотах нерастворим, при нагревании выделяет воду. Качественный анализ и для сравнения анализ эльпидита из Гренландии приведены в табл. 44.

Условия нахождения. Минерал очень редкий. В Хибинских тундрах титано-эльпидит встречен в нескольких месторождениях в наружной краевой части хибинита, а именно: 1) в осыпях западной

[1] Flink G. Medd. om Grönl., 1901, **24**, *146—154*.

Таблица 44

Анализы титано-эльпидита и эльпидита

(в %)

Компоненты	Титано-эльпидит из Хибинских тундр, Юмъечорр	Эльпидит из Гренландии
SiO_2	значительное	59.44
ZrO_2	около 20, Ti > Zr	20.48
TiO_2		следы
FeO	нет	0.14
MnO	1	нет
CaO	нет	0.17
Na_2O	много	10.41
K_2O	—	0.13
H_2O	9.1	9.61
Cl	—	0.15
Сумма	—	100.53
Аналитик и год выполнения анализа	И. Борнеман-Старынкевич, 1926	Линдстрем, 1894

части перевала Юмъечорра находятся шестоватые сростки кристалликов в пустотах среднезернистого нефелинового сиенита и сопровождаются анальцимом, альбитом и марганцовыми окислами; 2) в западных контактах Маннепахка он встречен: а) в микроклино-анальцимовой жиле с нептунитом и лопаритом; редкие мелкие коричневато-серые кристаллики найдены в пустотах между кристаллами анальцима, совместно с альбитом; б) в анальцимо-нептунитовой жиле найдены мелкие выделения коричневатого волокнистого титано-эльпидита; ассоциирует с нептунитом, анальцимом, альбитом, пиролюзитом, в псевдоморфозах — по неизвестному минералу, повидимому, шизолиту, и с редким прозрачным сфалеритом; 3) в западных контактах Тахтарвумчорра встречены мелкие боченкообразные розовато-желтые кристаллики в пустотах нефелинового сиенита.

В Ловозерских тундрах на южном склоне Куамдеспахка найдены кристаллики и сростки розовато-желтого титано-эльпидита в пустотах в линзовидной цеолитовой жиле с анальцимом, натролитом, альбитом и корочками окислов марганца.

Характерным для парагенезиса титано-эльпидита является совместное его нахождение с анальцимом, альбитом и окислами марганца. По времени образования титано-эльпидит возник позже анальцима, натролита и альбита; но иногда почти прозрачный тонкопластинчатый альбит — одновременного и несколько более позднего образования, чем кристаллики титано-эльпидита.

Сравнение. Титано-эльпидит Хибинских тундр является титановой разновидностью эльпидита. Присутствие титана вызывает отличия кристаллографические и оптические. Хибинский титано-эльпидит не содержит форм (120) и (102); новая форма для него (111). В оптическом отношении отличие в ориентировке плоскости оптических осей, несколько большее значение показателей преломления, больший угол оптических осей; кроме того, удельный вес титано-эльпидита несколько меньше.

КАТАПЛЕИТ — CATAPLEITE

[$(Na_2,Ca)ZrSi_3O_9 . 2H_2O$; гексагон. с.; уд. в. 2.73; тв. 5—6]

(Е. Е. Костылева)

1932. Костылева Е. Е. Изв. Акад. Наук, *1109—1125.* [Описание катаплеита из разных месторождений Хибинских тундр, анализы, оптика].

1933. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **6**, *202—210.* [Описание катаплеитовой жилы Кукисвумчорра].

1935. Бруновский Б. К. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, **6**, *33—44.* [Определение структуры катаплеита].

1935. Костылева Е. Е. Цирконосиликаты. Минералогия Союза, сер. А, 6. [Сводка всех данных изучения цирконосиликатов и описание месторождений их].

1936. Бурова Т. А. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **2**, *35.* [Содержание Nb_2O_5 в катаплеите].

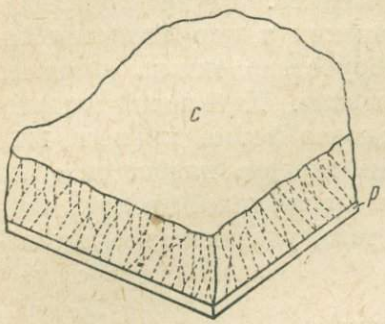
В Хибинских тундрах катаплеит является мало распространенным минералом, еще более редок он в Ловозерских тундрах.

Физические и химические свойства. Система гексагональная, правильно образованные крупные кристаллы редки. Величина кристаллов обычно около 3—4 см в поперечнике при 0.8 см толщины. Кристаллы гексагонального облика сильно таблитчатые, с преобладающим базопинакоидом *c* (0001) и с подчиненными гранями призмы *a* $(10\bar{1}0)$ и бипирамиды *p* $(10\bar{1}1)$ (фиг. 40). Базопинакоид *c* (0001) сильно блестящий с ясно выраженными фигурами роста в виде ряда скорлуповатых граней очень слабого наклона к оси *z*. Грани *p* $(10\bar{1}1)$ и *a* $(10\bar{1}0)$ наблюдались в виде узких слабо блестящих полосок. Пластинчатые аггрегаты катаплеита достигают 6—7 см в поперечнике. Двойники не наблюдались.

Рентгеновское изучение (Бруновский, 1934) подтвердило принадлежность катаплеита к гексагональной сингонии: размеры — ячейки

$a = 7.39$Å; $c = 10.05$Å, откуда вычисляется отношение осей $a:c = 1:1.36$. Пространственная группа D^4_{6h}. Число молекул в элементарной ячейке 2.

Спайность совершенная по c (0001), слабая по p ($10\bar{1}0$). Цвет очень различный: почти бесцветный, светложелто-розовый, буроватый, красновато-коричневый, темнобурый. Черта белая. Блеск на спайных плоскостях стеклянный, в изломе очень слабый, почти матовый, непрозрачен, реже прозрачен в тонких пластинках. Твердость 5 — 6. Излом неправильный. Удельный вес, определенный пикнометром, 2.73.



Фиг. 40. Естественный кристалл катаплеита из катаплеито-натролитовой жилы Жильной долины Кукисвумчорра.

В шлифе бесцветный, одноосный, в сходящемся свете разрезы параллельные (0001) дают крест, почти не распадающийся на гиперболы. Оптический знак +; $n_g = 1.6245$; $n_p = 1.5961$; $n_g - n_p = 0.0284$.

Перед паяльной трубкой сплавляется в белую эмаль, с бурой сплавляется в прозрачный перл. В колбочке выделяет воду. Легко разлагается без желатинирования. Имеются два анализа катаплеита (табл. 45), сделанные Е. Е. Костылевой.

Таблица 45

Химические анализы катаплеита Кукисвумчорра

Компоненты	Темнокоричневый			Светложелтый		
	Жильная долина			Цирконовая перемычка		
	%	молек. колич.		%	молек. колич.	
SiO_2	44.77	0.7454		44.10	0.7342	
TiO_2	0.28	0.0036	0.2458	0.43	0.0054	0.2574
ZrO_2	29.85	0.2422		31.06	0.2520	
$(Al, Fe)_2O_3$	1.02	—		0.83	—	
MnO	0.03	—		—	—	
CaO	3.72	0.0664		3.40	0.0606	
MgO	0.26	0.0050	0.2480	0.03	—	0.2535
Na_2O	10.29	0.1658		10.36	0.1670	
K_2O	1.02	0.0108		2.44	0.0259	
Потеря при прокал.	9.56	0.5311		7.35	0.408	
Сумма	100.80	—		100.00	—	

В 1936 г. в катаплеите Жильной долины Т. А. Буровой определено 0.42% $(Nb, Ta)_2O_5$.

Согласно анализам, состав катаплеита вполне отвечает формуле $(Na_2,Ca)O \cdot ZrO_2 \cdot 3SiO_2 \cdot 2H_2O$.

Совершенно бесцветные разности катаплеита, как показывают произведенные отдельные определения на Ca, характеризуются значительно пониженным содержанием CaO (1.96%) и приближаются, таким образом, к натриевым катаплеитам Норвегии.

Условия нахождения. Катаплеит является вторичным минералом, образовавшимся за счет эвдиалита-эвколита. Образование катаплеита связывается с позднейшими процессами пневматолитическо-гидротермальных стадий. Месторождения катаплеита не приурочиваются к каким-либо определенным разновидностям пород, но обусловливаются развитием указанных выше позднейших процессов в жилах (см. карту на фиг. 38, стр. 229). Таким образом, катаплеит обнаружен в месторождениях, связанных и с фойяитами, и со слюдяными нефелиновыми сиенитами, и даже с хибинитами. Громадное большинство месторождений катаплеита установлено до сих пор на Кукисвумчорре в зоне развития фойяитов и рисчорритов, а именно: на склонах к перевалу Лопарскому, склонах, отрогах и долинах в сторону к р. Тулье, а на северных отрогах – на Эвдиалитовой и Цирконовой перемычке. Кроме того, катаплеит известен в нефелиновых сиенитах Эвеслогчорра, в долине второго левого притока Вуоннемиока и в верховьях Вуоннемиока. Единичные месторождения пока установлены в зоне хибинита, именно в Пирротиновом ущелье и на Поачвумчорре.

Главные выделения катаплеита связываются со следующими жильными типами.

1. Роговообманково-полевошпатовые выделения в зоне фойяитов. Главные минералы: полевой шпат, нефелин, роговая обманка. Второстепенные: альбит, эгирин II, астрофиллит. Наиболее крупное месторождение этого типа, содержащее катаплеит, находится в Жильной долине в верховьях Тульи. Жила содержит отдельное гнездо-вздутие, выполненное натролитом, катаплеитом, в небольшом количестве — рамзаитом, астрофиллитом и вторичной землистой слюдкой. Катаплеит в длинных пластинчатых аггрегатах, редко кристаллах, шоколадного цвета, заключен в натролите и в землистых массах вторичных продуктов. Процесс образования катаплеита за счет эвколита идет при очень высоких температурах, относясь ко времени образования астрофиллита, т. е. к фазам $E - F$.

2. Полевошпато-астрофиллитовый тип в зоне фойяитов, с эвколитом, сфеном, альбитом (фойяитовый тип). Катаплеит находится

как второстепенная составная часть, чаще в виде небольших гнезд, реже крупных скоплений. Катаплеит образует спайные светлые и светло-желтоватые и буроватые аггрегаты в промежутках между полевым шпатом и астрофиллитом, заключен в альбит, натролит, разрушенный эвколит. Сюда же должен быть отнесен находимый на Кукисвумчорре катаплеит в осыпи (в парагенезисе) с рамзаитом, ильменитом, канкринитом, сернистыми соединениями. В верховьях Вуоннемиока в Эвеслогчорре в осыпи катаплеит был встречен в парагенезисе с эвдиалитом, астрофиллитом, биотитом, флюоритом.

3. Полевошпато-цирконовые выделения в фойяитах, в слюдяных нефелиновых сиенитах и хибинитах. Катаплеит здесь редок, встречается в виде мелких пластинок в мелкокристаллическом альбите. По времени выделения катаплеит здесь очень близок альбиту, астрофиллиту, флюориту и отвечает фазам $E—F$.

Как было уже отмечено при описании эвдиалита, катаплеит является переходной стадией в процессе изменения и превращения эвдиалита и эвколита в циркон.

Сравнение с катаплеитами других месторождений. Катаплеит Хибинских тундр отличается от катаплеитов Норвегии и Гренландии принадлежностью к одноосной, гексагональной модификации при обыкновенной температуре. Хибинские катаплеиты, как и гренландские, образуются после эвдиалита, часто за счет последнего, чем отличаются от катаплеитов Норвегии, выделяющихся раньше эвколита.

ТИТАНИТ (СФЕН) — TITANITE (SPHENE)

($CaTiSiO_5$; моноклин. с.; уд. в. 3.5; тв. 5—5.5)

(Э. М. Бонштедт)

1894. Ramsay W. u. Hackman V. Fennia, **11**, 2, *116, 136, 143.* [Указание на распространенность, угол призмы, габитус, лучистое скопление и игольчатые выделения, оптическая характеристика].

1923. Хибинский массив. Тр. Сев. научно-пром. эксп., **16**, *72.* [Анализ бурого сфена из уртита].

1924. Куплетский Б. М. Тр. Геол. и мин. музея Акад. Наук, **4**, 3, *113.* [Угол затемнения, указание на необычную для титанита спайность].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *203—346.* [Описание месторождений сфена, бурого и золотистого].

1932. Фивег М. П. Тр. НИУ, **89**, *37—71.* [Описание титанита, связанного с уртитами и апатитовой рудной дугой].

1933. Лабунцов А. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *5—9.* [Распространение сфеновой породы на Часначорре].

1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *21—57.* [Описание различных типов и их парагенезиса на Кукисвумчорре].

1933. Антонов Л. Б. Хибин. редкие элементы, **5**, *107—118*. [Описание сфенового месторождения долины Лопарки, геология месторождения, результаты разведки].

1933. Granigg B. Ztschr. prakt. Geol., 1, *14—16*. [Описание нефелино-апатитовых месторождений и связанных с ними сфенов].

1934. Бонштедт Э. М. Минералогия Союза, сер. А, 3, *26—31* и *54*. [Описание различных типов хибинского сфена; уд. веса, анализы].

1934. Антонов Л. Б. Хибин. апатиты, **7**, *1—150*. [Описание рудной апатитовой и ийолитовой дуги и связанных с ними сфенов].

1934. Антонов Л. Б. Тр. НИУ, **115**. [Описание месторождения сфеновых руд].

1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8. [Описание пегматитовых выделений со сфеном на Юкспоре].

1935. Бонштедт Э. М. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, **7**, *49—78*. [Основная минералогическая работа по хибинскому сфену. Кристаллографическое, оптическое и химическое изучение различных типов].

1935. Влодавец В. И. Тр. Аркт. инст., **23**, *22*, *28*. [Химические анализы бурого и радиальнолучистого сфена].

1936. Фивег М. П. и Трусова И. Ф. Тр. НИУ, **128**, *78—93*. [Описание сфена из пятнистой разности нефелино-апатитовой породы. Оптические константы].

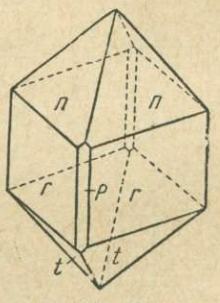
1936. Трусова И. Ф. Тр. НИУ, **128**, *93—102*. [Описание сфена из ийолит-уртитов].

1936. Бурова Т. А. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **2**, *22—23*. [Определение содержания Nb и Ta в хибинских сфенах].

1936. Чирвинский П. Н. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, **7/8**, *31—38*. [Количественная химико-петрографическая характеристика сфенсодержащих пород].

Сфен в Хибинских тундрах является одним из наиболее распространенных и важных минералов. В Ловозерских тундрах особого значения не имеет. Изучен почти исключительно только хибинский сфен.

Физические и химические свойства. Моноклинной системы. Отношение осей (в установке Деклуазо) $a:b:c=0.7512:1:0.8556$; $\beta=119°42'$. Угол призмы $110:\bar{1}\bar{1}0=66°3'$.



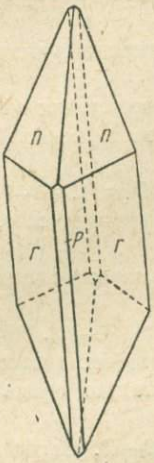
Фиг. 41. Кристалл золотистого сфена с почти равным развитием n (111) и r (110).

Кристаллы характеризуются преимущественным развитием зоны вертикальных призм, при этом наблюдается, что по мере понижения температуры образования сфенов происходит удлинение кристаллов по вертикальной оси. Намечаются три типа кристаллов. Первый тип характеризуется почти равным развитием r (110) и n (111), при подчиненном значении t ($\bar{1}11$); кроме того, всегда присутствует узкая P (100); базопинакоид y (001) чрезвычайно редок (фиг. 41). Сюда относятся высокотемпературные сфены — бурый из зоны уртитов и „золотистый“ фойяитовой зоны.

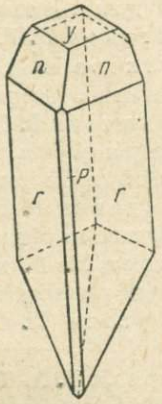
Во втором типе доминируют призмы (110) (фиг. 42, 43) и почти всегда присутствуют очень узкие (100), (111); обычен пинакоид (001);

подчиненное значение имеет ($\bar{1}11$); сфен этого типа пневматолитический, так называемый „призматический" сфен апатитовой рудной полосы.

Третий тип представляет еще более вытянутые по оси *c* игольчатые кристаллы и даже волокнистые массы — поздние сфены.

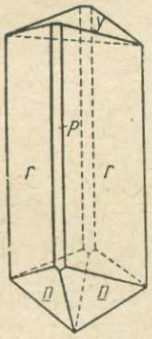


Фиг. 42. Кристалл призматического сфена из апатито-сфеновой рудной породы с формам *P* (100), *r* (110) и *n* (111).



Фиг. 43. Кристалл призматического сфена из апатито-сфеновой рудной породы, образованный формами *y* (001), *n* (111), *P* (100), *r* (110), *t* ($\bar{1}11$).

Для хибинского сфена установлены следующие формы: *y* (001), *P* (100), *r* (110), *n* (111), *t* ($\bar{1}11$), *w* ($\bar{2}21$), *f* (101), ε (011), *R* (014), *i* ($3\bar{1}\bar{2}$). Полярные координаты форм даны в табл. 46 (буквенные обозначения в таблице даны по Гольдшмидту).



Фиг. 44. Двойник призматического сфена из апатито-сфеновой рудной породы.

Кристаллы характеризуются несовершенным развитием граней, на которых нередки отпечатки соседних кристаллов сфена или других сопутствующих минералов.

Двойники наблюдались лишь у призматического сфена рудной полосы, для которого очень обычны двойники по (100), с входящим углом, образованным двумя гранями (001) на одной стороне, а на другой заканчивающиеся четырьмя гранями (111) (фиг. 44).

Рентгеновское изучение хибинского сфена не произведено.

Спайность макроскопически не выражена, под микроскопом отмечена спайность по ($\bar{1}11$), ($\bar{1}01$) и (102) (табл. IX, фото 4). Цвет чрезвычайно разнообразный, и именно цветом различаются сфены, подчиненные различным типам пород. Так, темнобурый сфен находится в уртитовой зоне;

медово-желтый или янтарно-желтый, так называемый „золотистый", встречается среди фойяитов, светлобуроватый — в хибинитах и в апатитово-сфеновых породах. Поздние игольчато-волокнистые сфены отличаются светлой окраской—таковы светложелтые, винно-желтые и розоватые разности. Весьма редким является зеленый сфен. Черта белая, только у бурых разностей слегка розоватая.

Блеск стеклянный, у бурого сфена иногда немного жирный, причем на гранях часто наблюдается характерная радужная побежалость. Светлые разности немного просвечивают, темные просвечивают лишь в осколках.

Удельные веса, определенные пикнометром, приведены в табл. 47.

По данным Л.В. Комлева, для хибинского сфена, в отличие от сфенов гранитных массивов, характерно отсутствие Th и U, вследствие чего он не радиоактивен.

Перед паяльной трубкой не плавится или только оплавляется по краям. Наиболее легкоплавок поздний розовый волокнистый сфен, который при нагревании его в пламе-

Таблица 46

Сводная таблица измерений сфена

$a:b:c = 0.7512:1:0.8556;\ \beta = 119°42'$

Буквенные обозначения	Индексы	Число измерений	Колебания измерений		Среднее значение		Вычислено		По Гольдшмидту	
			φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ
y	(001)	11	89°32'—90°15'	29°14'—30°24'	89°58'	29°41.5'	90°00'	29°42'	90°00'	29°41'
P	(100)	54	89°55'—90°15'	90°10'—89°57'	89°56'	90°04'	90°00'	90°00'	90°00'	90°00'
r	(110)	108	56°42'—57°04'	89°57'—90°08'	56°52.5'	89°58'	56°52.5'	90°00'	56°45'	90°00'
ε	(011)	1	—	—	33°12'	45°25'	33°41.5'	45°52'	33°45'	45°46'
R	(014)	1	—	—	69°09'	31°47'	69°27'	31°24'	69°29'	31°22'
f	(101)	1	—	—	—	—	90°00'	62°01'	90°00'	61°54'
n	(111)	38	65°91'—66°07'	63°49'—65°18'	65°40.5'	64°17.5'	65°33'	64°11'	65°30'	64°06'
t	($\bar{1}11$)	24	$\overline{38}$°48'—$\overline{41}$°14'	45°35'—51°10'	40°40'	$\overline{48}$°27'	$\overline{40}$°53'	48°32'	$\overline{40}$°36'	48°22'
i	($\bar{3}12$)	1	—	—	$\overline{72}$°12'	$\overline{55}$°40'	$\overline{72}$°55'	55°36'	$\overline{72}$°51'	55°22'

Таблица 47

Удельные веса хибинских сфенов

Тип	№ анализа	Навеска в г	t° определений	Уд. в.
Золотистый	1	2.7232	16	3.571
Бурый	из уртита	3.0052	15	3.548
Призматический . . .	9	2.3130	18	3.48
„ . . .	10	2.2773	17	3.543
Игольчато-волокнистый	11	2.6848	15	3.531
Радиальнолучистый .	12	2.8286	16	3.488

ни горелки почти обесцвечивается и становится желтовато-белым.

Под микроскопом светложелтоватый, светлобуроватый и лишь бурые разности характеризуются розовато-бурой окраской и сильным плеохроизмом в розовых тонах; $n_m \parallel b$, плоскость оптических осей параллельна (010), $n_g : c = 59°$ для света Na. При освещении Li и Tl наклонная дисперсия достигает 2.5°. Результаты оптического изучения хибинских сфенов, по Бонштедт, сведены в табл. 48. Показатели преломления определены методом сплавов. Определение $2V$

Таблица 48

Оптические свойства хибинских сфенов

Тип	Вмещающая порода	n_g	n_m	n_p	$2V_{Na}$	Плеохроизм
Золотистый . . .	фойяиты	> 2.092	1.970	1.950	$+17°$	едва заметн.
Бурый	уртиты	$\leqslant 2.092$	1.970	1.950	$+21—30°$	сильный
Призматический	апатито-сфеновая	$\leqslant 2.092$	< 2.016 > 1.970	< 1.950 > 1.923	$+20—22°$	„
Буро-розовый [1] .	нефелино-апатитовая	—	—	—	$+23°$ [1]	заметн.
Игольчато-волокнистый	слюдяные нефелиновые сиениты	2.092	< 2.016 > 1.970	1.950	$+19.5°$	нет

[1] Данные М. П. Фивег и И. Ф. Трусовой.

сделано на федоровском столике при свете Na, Li и Tl. Дисперсия осей значительная и достигает 3.5°.

Двупреломление $n_g - n_p$ ок. 0.14.

Химические анализы хибинских сфенов сведены в табл. 49. Не приведен анализ бурого сфена с Путеличорра, опубликованный Г. П. Черником, как требующий проверки в виду резкого расхождения его со всеми другими анализами при совершенно одной и той же оптике минерала.

Кроме полных анализов, частичные определения дали следующие результаты. В светлобуром сфене Часначорра из зоны хибинитов сумма щелочей, по определению М. Е. Владимировой, при пересчете на Na_2O достигает 2.02% при очень малом содержании калия. В желтом сфене из приконтактной полосы Т. А. Буровой определено 1.77% щелочей. Высокое содержание щелочей очень характерно для хибинских сфенов, только в сфенах, непосредственно связанных с богатой кальцием апатитовой рудной дугой, — анализы 5— 10, — содержание щелочей меньше, в остальных же содержание R'_2O доходит до 2%. В большинстве анализов Nb не определялся, однако, как показало специальное изучение Т. А. Буровой, он характерен для сфена Хибин и, повидимому, во всех анализах частичное содержание титана должно быть отнесено на счет ниобия. Повидимому, в хибинском сфене, согласно с мнением Гольдшмидта [NaNb], частично замещает [CaTi].

Условия нахождения и парагенезис. Сфен в Хибинских тундрах очень распространен, встречается повсеместно и при этом в разнообразных видах в зависимости от условий его выделения (фиг. 45). Наиболее распространены ранние сфены, среди которых можно выделить несколько разностей. Наблюдались сфены следующих типов.

а) Светлобурый сфен в виде мелких клиновидных кристалликов, известный как акцессорный минерал хибинитов, в шлировых скоплениях вблизи контакта с древними породами. На Часначорре А. Н. Лабунцовым обнаружены среди хибинита секущие жилы сфеновой породы, в которой сфен содержится в количестве до 25—30%. Спутниками его являются в данном случае эгирин, нефелин и полевой шпат, ильменит.

б) Медово-желтый, так называемый „золотистый“ сфен, характерный для зоны фойяитов, для многочисленных пегматитов и шлиров среди этих пород, а также один из характерных аксессорных минералов фойяитов. Такой же золотистый сфен наблюдается в незначительном количестве в пегматитах хибинитов с эвдиалитом и энигматитом. Обычными спутниками золотистого сфена фойяитов, помимо

Химические анализы сфе

(в

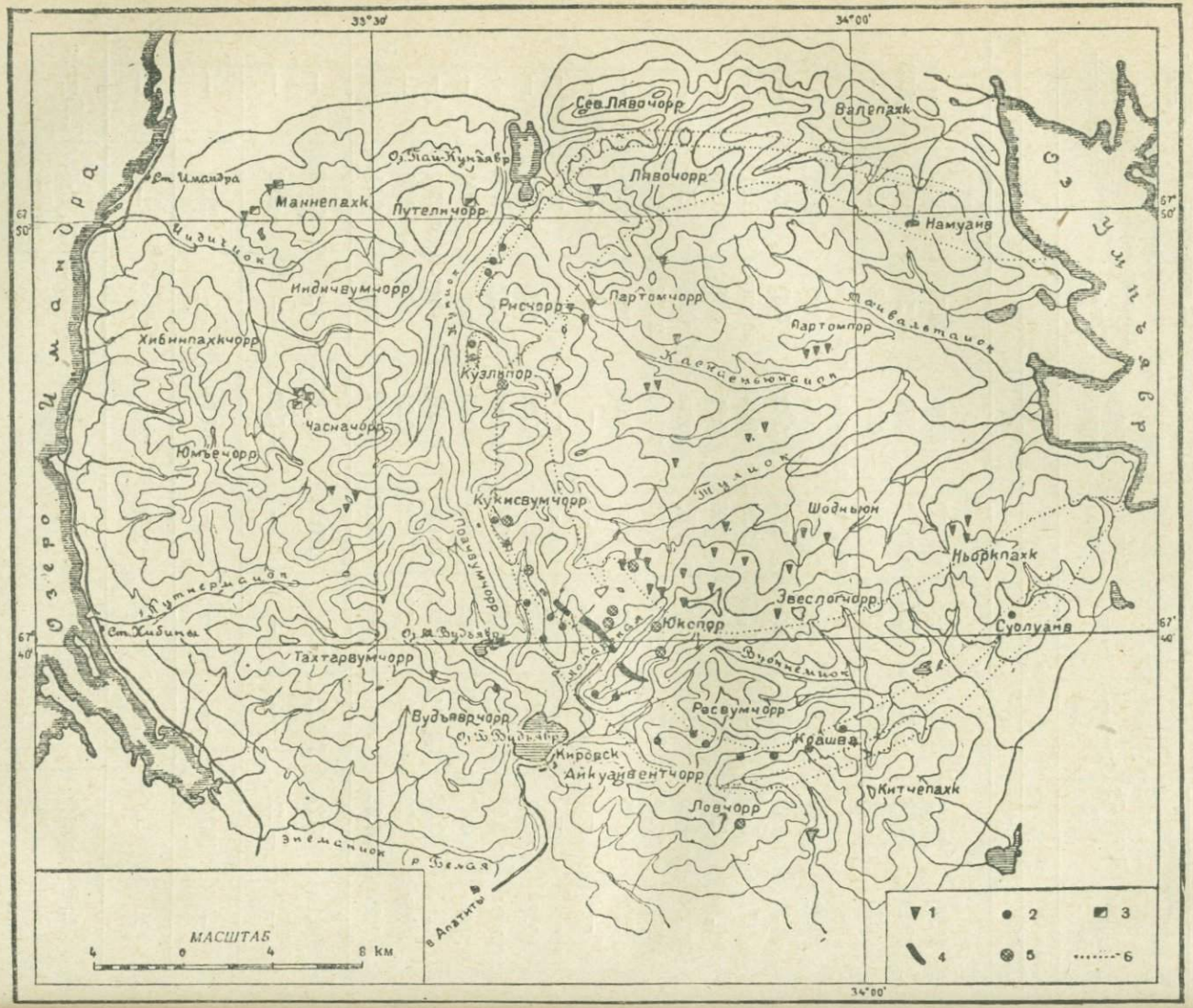
Тип и место-нахождение / Компоненты	Золотистый				Бу
					из нйолита
	Перевал Лопарский	Юкспор	Ущелье Гакмана	Кукисвум-чорр	Кукисвум-чорр
					№ ана
	1	2	3	4	5
SiO_2	29.55	—	—	29.70	30.76
TiO_2	39.52	38.52	38.39	38.20	40.34
ZrO_2	0.11	—	—	0.28	—
$(Nb,Ta)_2O_3$	не опр.	1.81	1.01	не опр.	
Al_2O_3	0.21	—	—	0.26	—
Fe_2O_3	0.60	—	—	1.26	0.10
TR_2O_3	0.23	—	—	0.40	0.17
FeO	0.55	—	—	0.38	0.02
MnO	0.13	—	—	—	0.20
CaO	27.12	—	—	27.82	27.50
SrO	нет	—	—	0.12	—
BaO	„	—	—	—	—
MgO	„	—	—	—	0.72
Na_2O	1.23	—	—	0.64	0.83
K_2O	0.21	—	—	0.02	0.11
F	0.07	—	—	0.07	—
Cl	0.03	—	—	0.29	—
Потеря при прокал.	0.22	—	—	—	—
V_2O_5	нет	—	—	0.30	—
Сумма	99.78	—	—	99.74	100.75
$-O=F_2,Cl_2$	—	—	—	— 0.11	—
	—	—	—	99.63	—
Уд. в.	3.571	—	—	—	—
Аналитик	В. Егоров	В. Бурова		Н. Влода-вец	В. Смир-нов

Таблица 49

нов Хибинских тундр

%)

рый		Призматический			Светложелтый игольчатый			Розоватый волокнистый
из уртита								
Юкспор	Кукисвум-чорр	Юкспор	Юкспор	Кукисвум-чорр	ущелье Гакмана	Южный отрог Кукис-вумчорра	Юкспор	долина Лопарская
лизов								
6	7	8	9	10	11	12	13	14
29.90	29.35	29.85	29.60	30.50	30.85	31.71	30.51	—
38.84	39.78	40.73	39.55	39.54	40.76	40.10	39.41	38.53
0.25	0.32	0.07	0.20	0.17	0.04	0.08	0.15	—
—			не определялось					
0.32	0.47	0.24	0.40	0.31	0.57	0.27	0.46	0.88
1.39	0.19	1.19	1.23	1.04	0.43	0.40	0.36	—
0.11	0.46	0.09	0.15	0.30	0.44	не опр.	0.34	—
0.53	0.33	0.36	0.40	0.25	0.21	0.18	0.21	—
следы	следы	0.05	0.05	0.05	следы	0.05	0.16	—
27.12	27.90	26.67	27.70	27.42	25.07	25.97	25.37	—
0.92	0.05	нет	нет	нет	0.10	нет	0.75	—
—	—	„	„	„	—	„	—	—
—	—	„	„	„	—	—	—	—
0.39	0.41	0.49	0.52	0.44	1.04	0.83	1.37	—
следы	0.05	0.08	0.04	0.03	следы	0.10	0.05	—
нет	0.46	нет	нет	нет	0.03	нет	0.04	—
„	0.08	следы	следы	следы	0.07	не опр.	следы	—
0.08	0.22	0.29	0.19	0.21	0.24	0.30	0.30	—
0.25	0.22	—	—	0.38	0.11	нет	0.11	—
100.10	100.29	100.11	100.03	100.64	99.96	99.99	99.59	—
—	—0.22	—	—	—	—0.02	—	0.02	—
—	100.07	—	—	—	99.94	—	99.57	—
—	—	—	3.48	3.543	3.531	3.488	—	—
Н. Влодавец		В. Егоров			Н. Вло-давец	В. Егоров	Н. Вло-давец	Т. Бурова



Фиг. 45. Карта распространения сфена в Хибинских тундрах.

1—золотистый, *2*—темнобурый и *3*—светлобурый коротко-призматические сфены; *4*—буроватый призматический рудный сфен; *5*—желтые и розовые игольчатые сфены; *6*—границы распространения пород.

лейкократовых минералов — нефелина и полевого шпата—являются эвколит, астрофиллит, арфведсонит, в меньшей степени лопарит, эгирин, энигматит и др. Золотистый сфен выделяется в призматических кристаллах, достигающих 10—12 см. Под микроскопом очень светло окрашен, почти не плеохроичен и рассечен спайностью по (111), (10$\bar{1}$) и (102). Изредка в нем содержатся мелкие включения апатита, но в общем он один из наиболее ранних минералов самих фойяитов и их шлиров.

в) Темнобурый сфен ийолит-уртитовой полосы также относится к ранним сфенам. Образует обычно малосовершенные кристаллы в среднем около 1—1.5 см и нередко выделения до 15 см и больше. Под микроскопом характеризуется сильным плеохроизмом в розово-бурых тонах. Содержится в уртитовых породах, концентрируясь главным образом в многочисленных шлировых выделениях. Спутники—нефелин, эгирин и титаномагнетит.

г) Очень редкий зеленый сфен, встречающийся в виде удлиненных призматических кристаллов-вкрапленников в мончиките Юкспора; изредка наблюдается с эгирином II в эвдиалитовых выделениях среди хибинитов, где образует мелкие, до 1—15 мм, кристаллики. Находки зеленого сфена единичны. Точному исследованию зеленый сфен не подвергался.

д) Призматический светлобурый сфен апатито-сфеновых пород. Встречается исключительно в кристаллах, вытянутых по вертикальной оси (фиг. 42—44), около 5—6 мм в длину и около 0.4—0.5 мм в поперечнике. Известны многочисленные двойники, особенно отчетливо выступающие в шлифах благодаря сильному плеохроизму минерала (табл. IX, фото 1).

Сфен этого типа характерен для верхнего контакта апатитового рудного тела, где он концентрируется в своеобразных апатито-сфеновых породах, являющихся ценной рудой на Ti, и отчасти содержится в верхних горизонтах самой пятнистой апатитовой руды, а также изредка в уртитах. В апатито-сфеновых породах сфен сопровождается главным образом апатитом и в меньшей степени—эгирином и нефелином.

е) Розоватый сфен, образующий характерные пятна в пятнистой разности апатитовой руды. Выделяется в виде округлых зерен (2—3 мм) розовато-бурого цвета с чрезвычайно интересной пойкилитовой структурой под микроскопом: они имеют ячеистое строение и заключают, как бы цементируют, многочисленные зерна апатита (табл. IX, фото 2) Этот сфен рос, повидимому, в среде уже выделившихся зерен апатита, занял промежутки, но в виду сильной кристаллизационной способности выделился в виде целых кристалликов. Эти сфеновые пятна

главным образом приурочены к верхним рудным горизонтам, и материалом для их образования, несомненно, послужил призматический сфен верхнего контакта.

ж) Радиальнолучистые сфены, выделения которых немногочисленны, приурочены к районам повышенной минерализации в связи с контактным взаимодействием различных нефелиновых сиенитов. Наблюдались: в пегматитах среди луявритов на Южном отроге Кукисвумчорра с нефелином, анортоклазом, с эгирином, арфведсонитом и отчасти с лампрофиллитом; в большой россыпи среди фойяитов в верховьях Тульи — с полевым шпатом, нефелином (почти нацело шпреуштейнизированным), разрушенным эвколитом и эгирином. Сфен этот наблюдался в виде игольчатых кристаллов светложелтого цвета, отчасти сгруппированных в радиальнолучистые розетки, отчасти расположенных без какой-либо закономерности (табл. IX, фото 3).

Радиальнолучистый сфен, вероятно, выделялся в последние моменты образования полевых шпатов, более или менее одновременно с эгирином II генерации. Частично процесс, повидимому, шел за счет разрушения титансодержащего железистого минерала, для которого к этому моменту создались неблагоприятные условия, и титан стал выделяться в форме более устойчивого в данных условиях сфена. Условия кристаллизации, повидимому, тоже были несколько своеобразными; возможно, быстрая кристаллизация могла вызвать характерные радиальнолучистые скопления.

з) Игольчато-волокнистый сфен ловчорритовых и пектолитовых выделений Юкспора и Кукисвумчорра, довольно близко примыкающий к радиальнолучистому сфену. Сфен здесь образует мелкоигольчатые, волокнистые выделения, наравне с ловчорритом заполняющие промежутки среди главных минералов—полевых шпатов, нефелина, эвдиалита и др. Повидимому, в ловчорритовых месторождениях появление волокнистого сфена связано с понижением содержания ловчоррита. Цвет сфена несколько варьирует от светлорозового до розовато-желтого. Иногда среди мелковолокнистой массы содержатся отдельные более крупные призматические кристаллики, иногда наблюдаются переходы в радиальнолучистые скопления.

Резкой границы между этими двумя типами провести нельзя; повидимому, этот поздний сфен, в зависимости от местных условий кристаллизации, давал или радиальнолучистые скопления, или еще более мелкие волокнистые массы.

и) Вторичные сфены известны как единичные находки в виде 1) желтовато-бурых радиальнолучистых скоплений на месте пластин-

ТАБЛИЦА IX

Фото 1. Призматический сфен. из сфеновой рудной породы. × 10.

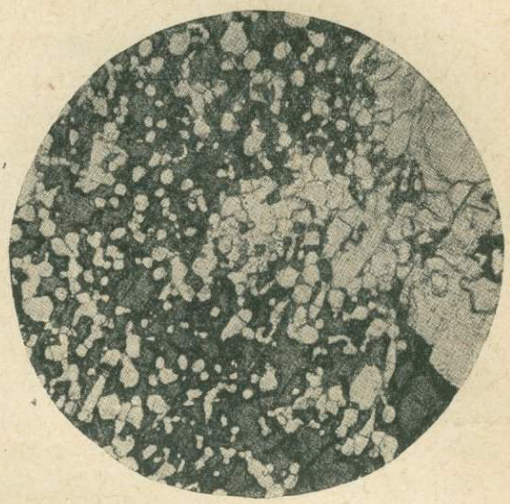


Фото 2. Сфен, образующий пятна в апатитовой руде. Светлое—апатит, темное—один индивидуум сфена, гаснущий при + николях одновременно. × 10. Николи ||.

Фото 3. Радиальнолучистый сфен. × 10.

Фото 4. Спайность по (102) и ($\bar{1}01$) у золотистого сфена. × 10.

чатых кристаллов ильменита и 2) мелких желтых кристалликов с ан-цилитоподобным веществом в пустотах натролита как продукт разрушения какого-то минерала.

В Ловозерских тундрах, как уже было отмечено, сфен имеет значительно меньшее значение. По данным О. А. Воробьевой и В. И. Герасимовского, здесь он наблюдается в качестве аксессорного минерала в пойкилитовом и нормальном нефелиновом сиените, а также в пегматитах, приуроченных к этим породам.

В последнем случае сфен находится в парагенезисе с ильменитом.

Изменение. Хибинский сфен не затронут какими-либо процессами изменения.

Сравнение со сфеном других месторождений. При сравнении анализов хибинского сфена с анализами сфена других месторождений бросается в глаза необычно высокое содержание щелочей. Повидимому, это сказалось на оптике хибинского сфена, который отличается от обычных меньшим значением $2V$ и значительно большими показателями преломления. В шлифах характерна необычная для сфена спайность под углом 87°, отвечающая $(\bar{1}01)$ и (102).

Промышленное значение. Вопрос о промышленном использовании сфена как руды на Ti впервые поставлен в связи с богатством сфеном Хибинских тундр. Титановой рудой являются апатито-сфеновые породы, содержащие вышеописанный призматический сфен. Эти породы протягиваются, как обычно в Хибинах, в виде дуги и прослежены на протяжении около 15 км в висячем боку апатитового рудного тела на Кукисвумчорре и Юкспоре. Апатитово-сфеновые породы приурочены к пятнистой разности апатито-нефелиновых пород, причем в местах сужения зоны пятнистых руд наблюдается расширение зоны сфеновой руды и наоборот. Апатито-сфеновые руды состоят главным образом из апатита, сфена, нефелина и пироксена (эгирина и эгирин-авгита), в меньшем количестве содержится магнетит; второстепенные минералы—ильменит полевой шпат, лампрофиллит, астрофиллит, энигматит и эвдиалит.

Методы обогащения и обработки руды в целях использования ее в лакокрасочной промышленности уже разработаны и проверяются в 1937 г. на опытном заводе.

Институт механической обработки путем дробления руды, удаления эгирина магнитной сепарацией и разделения сфена от апатита и нефелина флотацией добился получения концентрата с содержанием 31—32% TiO_2 при выходе 75% и содержании 2% P_2O_5 и не больше 5% Fe_2O_3.

ЭНИГМАТИТ — AENIGMATITE

($6FeSiO_3 \cdot Na_2TiO_3$; триклин. с.; уд. в. 3. 7—3.8: тв. 5.5—6)

(Е. Е. Костылева)

1894. Ramsay W. u. Hackman V. Fennia, **11**, 2, *148.* [Краткая оптическая характеристика энигматита из пород].

1923. Курбатов И.Д.Сб. Хибинский массив, *60.* [Анализ энигматита из Путеличорра].

1923. Ферсман А. Е. Изв. Акад. Наук, *278—285.* [Описание и объяснение генезиса коронитов астрофиллита вокруг энигматита].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *218—225.* [Описание эвдиалито-энигматитовых месторождений].

1929. Gossner B. и Spielberger F. Ztschr. Krist., **72**, 2, *127, 133.* [Структура, анализы, формула энигматита разных месторождений, в том числе Кольского, без детализации месторождения].

1930. Костылева Е. Е. Тр. Мин. музея Акад. Наук, **4**, *87—107.* [Описание энигматита, кристаллография, оптика, анализы].

1931. Бонштедт Э. М. Зап. Мин. общ., **60**, 2. *293.* [Замещение энигматита астрофиллитом].

1935. Влодавец В. И. Тр. Аркт. инст., **23**, *14.* [Оптические константы энигматита из хибинита].

1936. Fletscher M. Amer. Journ. of Science, **32**, 191, *341—348.* [Вычисление формулы].

В Хибинских тундрах энигматит является очень распространенным минералом, особенно в хибините, где он встречается в виде крупных выделений и кристаллов. В Ловозерских тундрах пользуется небольшим распространением.

Физические и химические свойства. Энигматит дает очень редко хорошо образованные мелкие кристаллы, обычно же он встречается или в неправильных выделениях, или в крупных кристаллах, с гранями лишь вертикального пояса. Система триклинная, класс *c*.

Углы вертикального пояса:

$(100):(010) = 89°42'$

$(010):(110) = 58°31'30''$

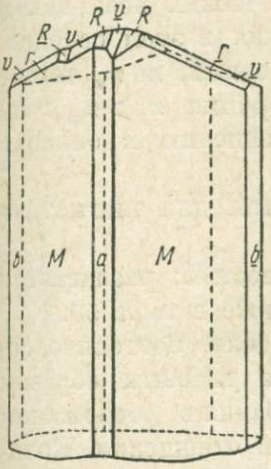
$(010):(\bar{1}10) = 57°09'$

$(110):(1\bar{1}0) = 66°19'$

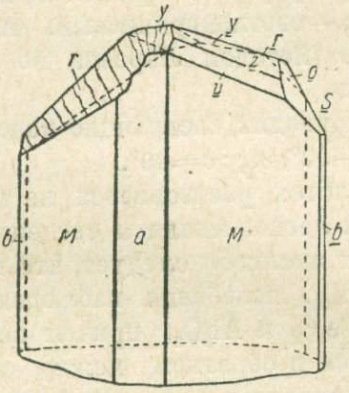
Кристаллы удлинены по вертикальной оси. Тип кристаллов дан на чертежах (фиг. 46—48). Наблюденные формы, в установке Чермака, Brögger и Soellner для амфиболов, когда направления спайности приняты за пинакоиды (110) и $(1\bar{1}0)$, следующие: *a* (100), *b* (010), *m* (110), $\mu(1\bar{1}0)$, *r* $(\bar{1}\bar{1}1)$, *R* $(\bar{1}11)$, *v* $(1\bar{3}1)$, ζ (021), ξ $(\bar{1}\bar{5}1)$, ρ $(\bar{1}\bar{5}1)$, σ (151), *o* $(\bar{3}\bar{3}1)$, *t* $(3\bar{5}1)$, τ (351), *y* (212), *x* $(3\bar{2}2)$, *z* $(3\bar{3}2)$ [1]. В новой установке и в обозна-

[1] Обозначения форм взяты по J. Soellner. N. Jb. Min., 1907, BB. **84**, *475.* Для 5 последних форм обозначения введены автором.

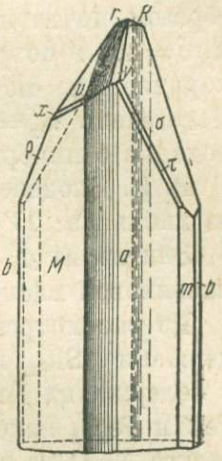
чениях Palache [1] спайности приняты за пинакоиды (100) и (010), формы получают следующие значения: n (110), t (1$\bar{1}$0), b (010), a (100), r (0$\bar{1}$1), R ($\bar{1}$01), v (2$\bar{1}$1), ζ ($\bar{1}$11), ξ ($\bar{3}$21), ρ (2$\bar{3}$1), σ ($\bar{2}$31), o (0$\bar{3}$1), s (4$\bar{1}$1), τ ($\bar{1}$41), y ($\bar{1}\bar{3}$4), q (514), l (302). Главные формы в последней установке: a (100), b (010), n (110), t (1$\bar{1}$0). Кристаллы почти всегда являются двойниками, нередко сложными; двойниковой плоскостью и плоскостью срастания



Фиг. 46 Естественный кристалл энигматита из Часначорра с полисинтетическими вростками.



Фиг. 47. Естественный двойниковый кристалл энигматита из Часначорра.



Фиг. 48. Естественный двойниковый кристалл энигматита из Лопарского перевала.

является t (1$\bar{1}$0). Кристаллы, изображенные на фиг. 47, 48, являются двойниками; кристалл на фиг. 46 является одним индивидуумом, но содержит многочисленные полисинтетические вростки.

Спайность несовершенная по (110) и (1$\bar{1}$0). Цвет черный. Черта красно-бурая. Блеск жирный; непрозрачен даже в тонких осколках. Твердость 5.5—6. Излом неправильный. Довольно хрупок; при наличии полисинтетических двойников разбивается с трудом молотком. Удельный вес (определен пикнометром) 3.732 (Путеличорр, опр. И. Д. Курбатова); 3.758 (Часначорр, опр. И. Д. Борнеман-Старынкевич), 3.792 — 3.840 (опр. B. Gossner и F. Spielberger). Перед паяльной трубкой с бурой и фосфорной солью дает реакцию на железо; сплавляется легко в черный магнитный шарик.

Цвет минерала в шлифах коричневый. Минерал мало прозрачный, что затрудняет оптическое изучение его. В разрезе параллельно (100)

[1] Ch. Palache. Crystallographic Notes on Anapaite, Aenigmatite and Eudidymite. Ztschr. Krist., 1933, **86**, *283—288*.

наблюдается часто полисинтетическое прорастание параллельных тонких пластинчатых индивидуумов, угасающих симметрично в обе стороны. Спайность по (110) и ($1\bar{1}0$) выражена ясно лишь при большом увеличении; угол погасания по отношению к спайности около 4°. В сходящемся свете наблюдается смещенный выход оптической оси, с небольшим $2V$, около 20—30°. Оптический знак +. В шлифе параллельно (010) в сходящемся свете наблюдается выход оптической нормали, очень слабо смещенный. Плоскость оптических осей таким образом почти параллельна (010). Угол погасания в этом сечении: $n_g : c = 40°$ в остром углу β. Плеохроизм: по n_g черный, по n_m темно-коричневый, по n_p — светлокоричневый. Абсорбция $n_g > n_m > n_p$. Показатель $n_m = 1.80$ (методом Ларсена по отношению к сплавам иодидов с пиперином).

В. И. Влодавец приводит следующие константы для энигматита из хибинита: $2V = +32°$, $n_p : c = 40°$.

Энигматит в кислотах растворяется не полностью; разлагается плавиковой кислотой легко. Анализы сведены ниже в табл. 50.

Из рассмотренных анализов следует, что наиболее постоянно содержание SiO_2 и TiO_2, колебания наблюдаются главным образом в содержании FeO, Fe_2O_3 и Al_2O_3, причем колебания в содержании FeO и Fe_2O_3 находятся в обратном между собой отношении. Количество Na_2O во всех анализах довольно постоянное, за исключением анализа, приводимого Госснером для энигматита с удельным весом 3.81—3.84, содержащего ясно пониженное количество Na_2O и повышенное по сравнению с остальными анализами Al_2O_3. Необходимо отметить, что анализ произведен на материале, выделенном при помощи тяжелых жидкостей, тогда как для других анализов такого выделения материала по удельному весу не производилось.

Для энигматита предложено несколько формул. В 1928 г. хибинский энигматит впервые описан Е. Е. Костылевой как метатитаносиликат особого ряда, не связанный с группой амфиболов, как до тех пор всегда принималось. На основании пересчета анализов формула энигматита была дана в виде $pR''(Si,Ti)O_3 \cdot qR_2'SiO_3$, где $R'' = Fe, Mn, Ca, Mg$; $R'_2 = Na_2, K_2, H_2$; при этом Fe_2O_3 перечислялось на FeO и предполагалось, что Al_2O_3 изоморфно замещает метасиликат $RSiO_3$.

В 1929 г. Госснер в результате исследования структуры и химического состава щелочных пироксенов и амфиболов также приходит на основании анализа 8 к выводу, что энигматит надо рассматривать как особый минерал, не относящийся к группе амфиболов, и предлагает для него формулу $6FeSiO_3 \cdot FeTiO_3$, при этом Госснер при пересчете Fe_2O_3 и часть Al_2O_3 суммирует с метасили-

Химические анализы эннгматита Хибинских тундр

(в %)

Компоненты	Путеличорр	Часначорр	Партомчорр	4-я сев. река	Жила Черника	5-я сев. река	Гора Мид-дендорфа	Кольский полуостров
	№ анализов							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	40.88	38.59	39.96	40.33	40.15	40.28	41.12	39.58
TiO_2	7.86	10.11	11.71	8.22	8.51	7.86	8.89	7.19
Al_2O_3	2.27	1.20	1.00	0.96	1.39	0.82	2.74	4.02
Fe_2O_3	3.94	9.97	1.60	6.77	6.73	5.55	5.75	4.92
FeO	34.94	29.32	33.59	31.36	30.60	31.59	28.57	34.07
MnO	0.99	2.26	2.05	2.30	2.16	3.25	3.12	2.54
MgO	0.60	2.23	1.42	1.54	2.75	1.33	1.34	0.75
CaO	1.23	0.74	0.36	0.99	0.40	0.96	0.51	2.30
Na_2O	6.25	6.07	6.85	7.47	7.53	8.36	7.07	3.72
K_2O	0.61	0.16	0.08	0.16	0.08	0.04	0.57	0.26
H_2O	0.24	не опр.	1.54	—	—	—	0.51	0.49
Сумма	99.81	100.65	100.16	100.10	100.30	100.04	100.19	99.84
Уд. в.	3.732	3.758	—	—	—	—	3.82	3.81—3.84
Аналитик и год выполнения анализа	И. Курбатов, 1922	И. Борнеман-Старынкевич, 1922	Н. Владавец, 1929	И. Курбатов с А. Игнатовой, Л. Лукошкиной, 1929			Г. Черник, 1927	Б. Госснер и Ф. Шпильбергер, 1929

катами $FeSiO_3$ и $FeTiO_3$, часть Al вводит в состав компонента $\frac{NaAlSi_2O_6}{2}$, изоморфно замещающего $FeSiO_3$.

В 1936 г. M. Fletscher из пересчета всех имеющихся в литературе анализов энигматита дал для него общую формулу: $X_4Y_{12}(Si_2O_7)_6$, где X = Na, Ca, K; Y = Fe″, Fe‴, Ti, Mg, Mn, Al; и частную формулу $Na_4Fe_9''Fe_2'''Ti_2(Si_2O_7)_6$.

В 1936 г. И. Д. Борнеман-Старынкевич предложена формула $6FeSiO_3 \cdot Na_2TiO_3$ на основании пересчета всех анализов хибинского энигматита по принципу близости ионных радиусов. Последняя формула, принятая в настоящей работе, удачно выражает генетическую связь энигматита с астрофиллитом (см. Астрофиллит).

Условия нахождения, парагенезис. В Хибинских тундрах месторождения энигматита связаны с наиболее ранними по возрасту крупнозернистыми разностями нефелиновых сиенитов, именно — с хибинитами и фойяитами. Территориально пегматитовые выделения с энигматитом в хибините приурочиваются к периферической полукольцевой зоне Хибинских тундр; в фойяите — к наружной кольцевой части массива.

Среди пегматитовых выделений хибинитов энигматит является одним из наиболее распространенных минералов и встречен в следующем парагенезисе: эвдиалит, эгирин I и II генерации, полевой шпат, нефелин, ринколит, лампрофиллит, роговая обманка, сфен. Особенно типична для энигматита ассоциация с мезодиалитом, полевым шпатом, нефелином — эвдиалито-энигматитовые выделения или „часначоррский тип", в которых энигматит образует очень крупные выделения, иногда до нескольких килограммов весом глыбы, или кристаллы. Этот тип распространен на Часначорре, Тахтарвумчорре, Вудъяврчорре, Китчепахке и Коашве, Путеличорре, Лявочорре. Энигматит в парагенезисе с эвдиалитом, лампрофиллитом, ринколитом встречается реже; эти выделения приурочиваются главным образом к трахитоидным или лейстовым разностям хибинита — например, Эвдиалитовая жила Лявочорра, жила Черника на Иидичвумчорре.

В хибините помимо указанного парагенезиса для энигматита приходилось наблюдать парагенезис с астрофиллитом, вторичным по энигматиту (Костылева, Бонштедт). Астрофиллит — очень близкий по составу к энигматиту — носит характер замещения энигматита, образуя оторочки вокруг энигматита, псевдоморфозы обрастания по энигматиту или неправильные включения листоватых аггрегатов с ясным характером замещения энигматита нацело на склонах Маннепахка, на Хибинахкчорре, на перемычке между Большим и Малым Маннепахком, в западном ущелье Ньоркпахка и др.).

Очень интересными генетически являются оторочки — „кородиты", которые наблюдались во второй северной лощине Партомчорра. Кородиты представляют собой оторочки из астрофиллита и эгирина вокруг энигматита. Наиболее распространенными являются кородиты на границе энигматита с эгирином, с двойной оторочкой вокруг энигматита: внутренней, главным образом из астрофиллита, и наружной из эгирина; оба минерала в виде игольчатых и лучистых аггрегатов расположены перпендикулярно к границам энигматита и образуют венцы вокруг выделения энигматита. Ширина обеих оторочек достигает до 2 см (табл. X). Реже встречаются кородиты только из эгирина вокруг энигматита на границе последнего с полевым шпатом. Кородиты образовались в самом ходе магматического процесса и вызваны химическим взаимодействием между энигматитом и остаточной магмой в моменты выделения эгирина II или же взаимодействием между двумя соседними минералами: энигматитом и полевым шпатом (А. Ферсман).

В фойяитах энигматит находится в несколько ином парагенезисе: эгирин, эвколит, астрофиллит, сфен, нефелин, полевой шпат, альбит. Главное распространение энигматит имеет на Юкспоре, где зона фойяитов богата жильными пегматитовыми выделениями из эгирина, эвколита, энигматита, роговой обманки, полевого шпата и нефелина в разных количественных соотношениях. Энигматит здесь образует неправильные, иногда крупные выделения, редко кристаллы.

В более поздних петрографических зонах энигматит наблюдался еще в эгириновых нефелиновых сиенитах, где он встречается в парагенезисе также с эвдиалитом и астрофиллитом, образуя эвдиалито-энигматитовый тип; как и в хибините, и в этом типе астрофиллит нередко образует оторочки—„кородиты" —вокруг энигматита.

Время выделения энигматита во всех типах жил раннее и отвечает эпимагматической и пегматоидной стадиям, определяясь фазами *B—C* диаграммы А. Е. Ферсмана.

В Ловозерских тундрах энигматит встречается в фойяитах юго-восточной части, именно на Пункаруайве. Парагенезис его: микроклин, нефелин, эгирин, эвдиалит, роговая обманка, рамзаит. Энигматит скопляется в участках жил, обогащенных эвдиалитом. Энигматит образует как неправильные выделения до 3×40 см, так и кристаллы до 3 см длины. Совместно с ним встречается астрофиллит, вторичный по энигматиту.

Изменение. Наиболее характерное изменение энигматита, как уже указывалось выше, это—изменение в астрофиллит.

Сравнение с родственными минералами. Энигматит Хибинских тундр по своим кристаллографическим, оптическим

и химическим свойствам не выявляет каких-либо особенностей и очень близок к энигматиту щелочного массива Гренландии.

АСТРОФИЛЛИТ — ASTROPHYLLITE

(Титаносиликат Fe, Mn, K, Na; моноклин. с.; уд. в. 3. 3; тв. 3)

(Э. М. Бонштедт)

1894. Ramsay W. u. Hackman. V. Fennia, **11**, 2, *148, 201.* [Указывается как продукт изменения энигматита. Акцессорный минерал нефелиновых сиенитов и в пегматитах].

1921. Костылева Е. Е. и Бонштедт Э. М. Тр. Сев. научно-пром. экспед., 10, *15—19.* [Ошибочно описан под названием лампрофиллита; месторождения, плеохроизм, указание на вторичный астрофиллит по энигматиту].

1923. Ферсман А. Е. Изв. Акад. Наук, *285.* [Описание коронитов астрофиллита вокруг энигматита].

1923. Смирнов С. С. Тр. Сев. научно-пром. экспед., 16, *58—59.* [Результаты оптического исследования астрофиллита].

1928. Куплетский Б. М. Тр. Инст. по изуч. Севера, **39**, *146—148.* [Описание астрофиллитовых нефелиновых сиенитов].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *243—251, 256—266* и др. [Описание астрофиллитовых месторождений].

1931. Бонштедт Э. М. Зап. Мин. общ., **60**, 2, *280—297.* [Основная работа по хибинскому астрофиллиту, кристаллографическое изучение, чертежи кристаллов, оптика, анализы, месторождения].

1932. Воробьева О. А. Тр. СОПС, сер. Кольск., 2, *87—99.* [Описание различных астрофиллитов и их месторождений на Эвеслогчорре и др.].

1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *41—43.* [Описание месторождений на Кукисвумчорре].

1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *49—68.* [Описание месторождений Юкспора; волокнистые минералы, описанные под названием астрофиллита, частью являются лампрофиллитом].

1936. Kunitz W. N. Jb. Min, A, **70**, *431.* [Частичный химический анализ „кольского" астрофиллита; уд. в. и показатели преломления того же материала].

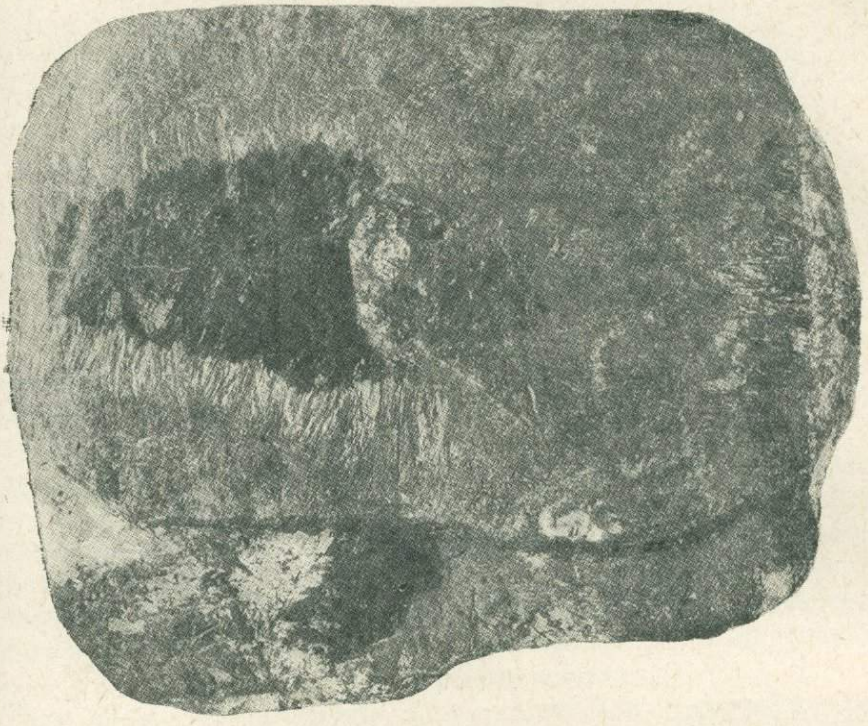
1936. Бурова Т. А. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **2**, *35.* [Определение Nb в астрофиллите].

1936. Борнеман-Старынкевич И. Д. Сборн. в честь 50-летия научн. деят. В. И. Вернадского, **2**, *735—756.* [Вывод формулы астрофиллита].

В Хибинских тундрах астрофиллит — распространенный минерал, тогда как в Ловозерских тундрах он отсутствует[1] и наблюдался всего в одном случае как продукт изменения энигматита.

Кристаллографические свойства. Форма выделений астрофиллита различная: иногда он образует пластинчатые кристаллы, иногда выделяется в виде сильно удлиненных игольчатых кристалликов, наконец, дает мелковолокнистые выделения. Пластинчатый

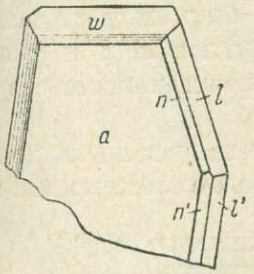
[1] Указания петрографов на содержание астрофиллита в луявритах требуют еще проверки и определения оптических констант.



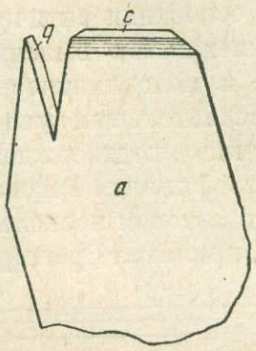
Коронит из астрофиллита вокруг энигматита. Партомпор.

астрофиллит обычно не имеет кристаллографических ограничений. Выделения его достигают нередко 6—8 см в поперечнике и даже больше.

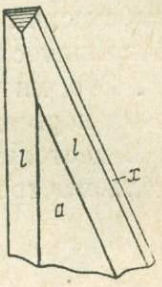
Кристаллы чрезвычайно редки и весьма несовершенны. Мелкие пластинчатые кристаллики (2—5 мм), взаимно пересекающиеся, на-



Фиг. 49. Естественный кристалл астрофиллита из Тахтарвумчорра.



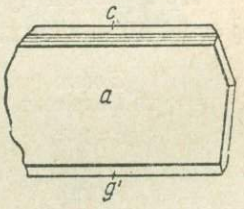
Фиг. 50. Естественный кристалл астрофиллита из Тахтарвумчорра.



Фиг. 51. Естественный кристалл астрофиллита из Лопарск. перевала.

блюдались в нескольких местах Тахтарвумчорра и Кукисвумчорра (фиг. 49—50). Иногда на крупных пластинках наблюдается развитие несовершенных, параллельно ориентированных, кристаллов, намечающихся несколькими гранями (фиг. 51).

Пластинчатого типа совершенно особые кристаллы, заключенные в альбитите, наблюдались в двух месторождениях (Пирротиновом ущелье и на вершине около Лопарского перевала): они несколько вытянуты по оси b, но все же сильно уплощены по (100) (фиг. 52).



Фиг. 52. Кристалл астрофиллита из Пирротинового ущелья.

Наконец, наравне с пластинчатым астрофиллитом не менее редко встречается и игольчатый, у которого кристаллы очень сильно вытянуты по оси b (фиг. 53; также табл. XI, фото 2 и 4). Иглы в поперечнике обычно не превышают 0.5 мм при длине 2—3 см и более.

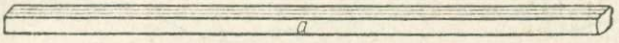
У волокнистого астрофиллита отдельные индивидуумы часто настолько малы, что с трудом различаются даже при больших увеличениях микроскопа (табл. XI, фото 3).

Кристаллы весьма несовершенны, по существу единственной измеримой формой является (100), всегда блестящая, но в виду слюдоподобной спайности нередко искаженная отщеплением листочков. Остальные грани узкие, несовершенные, матовые, обычно

исштрихованы. В игольчатых кристаллах грани, кроме (100) и ($\bar{1}$00), вообще не отличимы и сливаются в выпуклую грань, давая переходы к типичным волокнистым разностям.

Вопрос о сингонии астрофиллита в связи с несовершенным развитием кристаллов был предметом изучения ряда авторов, относивших его то к ромбической, то к моноклинической или к триклинической системе. На основании оптического изучения хибинского астрофиллита с несомненностью выяснилось (Бонштедт), что он не ромбический минерал, а моноклинический или, быть может, даже триклинический с незначительным уклонением углов α, β и γ от 90°. Это мнение получило подтверждение при рентгеновском изучении норвежского астрофиллита Госснером.[1]

В настоящей работе автором несколько изменена установка кристаллов астрофиллита, принятая Брёггером:[2] грань β с сложным инде-



Фиг. 53. Часть игольчатого кристалла астрофиллита.

ксом по Брёггеру (1.0.50) принята за c(001); за (100), как у Брёггера, принято направление совершенной спайности. В виду незначительного уклонения угла β от 90°, положительные и отрицательные пинакоиды, параллельные b, должны иметь близкие ρ, и естественно предположить, что в виду несовершенства кристаллов астрофиллита всех известных месторождений (Норвегии, Америки, Хибин и др.) при измерении, дающем колебания до 4°, различия между положительными и отрицательными формами не могли быть замечены.

При новой установке—отношение осей $a:b:c=0.987:1:1.6$ при $\beta=94°40'$ — формы получают следующие индексы:

Новые по Бонштедт	Старые по Брёггеру	Новые по Бонштедт	Старые по Брёггеру
a (100)	a (100)	q (031)	q (011)
c (001)	β (1.0.50)	l (331)	l (111)
o (110)	o (110)	l' ($\bar{3}$31)	
v (103)	—	i (231)	i (344)
g (101)	g (303)	x (493)	x (122)
g' ($\bar{1}$01)		z (162)	z (166)
w ($\bar{1}$02)	—	z' ($\bar{1}$62)	
s ($\bar{4}$03)	—		

[1] B. Gossner u. E. Reindl. Ueber die chemische Zusammensetzung titanhaltige Silikate, insbesondere von Astrophyllit. Cbl. Min., 1934, Abt. A, 6, *161—167*.

[2] W. Brögger. Pegmatite der süd-norvegischen Nephelinsyenite. Ztshr. Krist., 1890, **16**, *200—216*.

Фото 1. Пластинчатый астрофиллит. ×46.

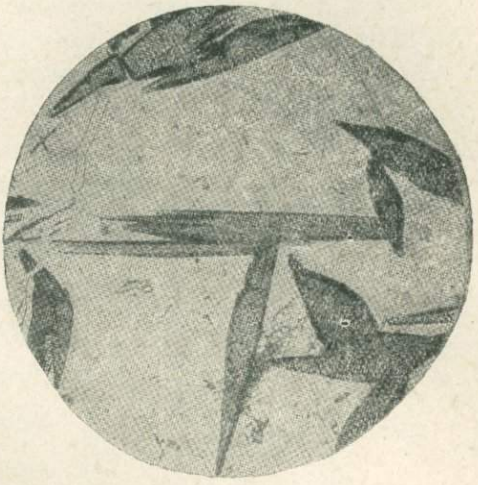


Фото 2. Игольчатые кристаллы астрофиллита в полевом шпате. ×46.

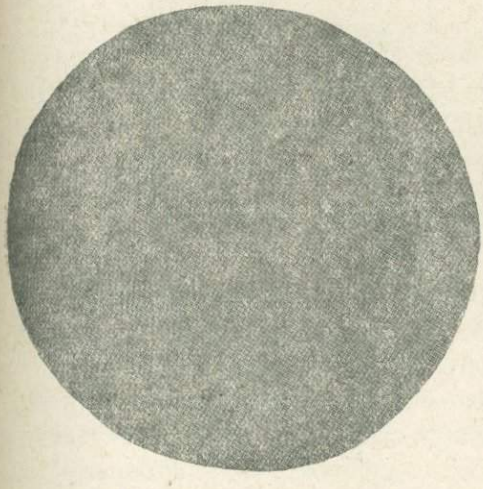


Фото 3. Волокнистый астрофиллит. ×46. Николи ||.

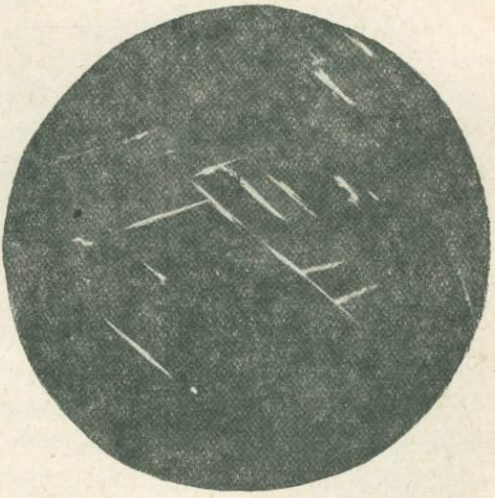


Фото 4. Иглы астрофиллита, закономерно расположенные в лепидомелане. ×46.

В новой сетке неясно только положение следующих форм Брёггера: n (655) и λ (677), первая из которых наблюдалась и на хибинском астрофиллите.

В табл. 51 приводятся углы между гранями и плоскостью совершенной спайности, вычисленные на основании нового отношения осей и для сравнения колебания измерений.

Таблица 51

Углы граней астрофиллита

Буквенные обозначения и индексы граней	Вычислено	Колебания измерений по Брёггеру и автору
c (001) : a (100)	85°20′	84°22 —86°32′
o (110) : a (100)	44°32′	ок. 45°
g (101) : a (100)	29°30′	29°02′—32°37′
g' ($\bar{1}01$) : a (100)	31°56′	
v (103) : a (100)	57°19′	57°19′—58°08′
w ($\bar{1}02$) : a (100)	64°21′	66°42′—66°43′
s ($\bar{4}03$) : a (100)	24°47′	25°08′—25°55′
q (031) : a (100)	89°05′	ок. 91°
l (331) : a (100)	44°38′	44°03′—46°19′
l' ($\bar{3}31$) : a (100)	45°34′	
i (231) : a (100)	55°46′	55°12′—55°52′
i' ($\bar{2}31$) : a (100)	57°03′	
x (493) : a (100)	65°21′	62°00′—65°49′
z (162) : a (100)	79°40′	79°00′—81°00′
z' ($\bar{1}62$) : a (100)	81°21′	

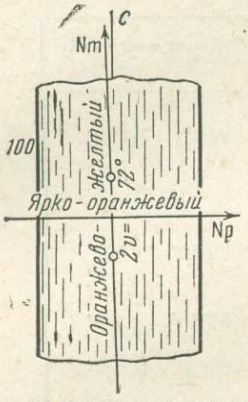
Из них на хибинском астрофиллите наблюдались следующие формы: a, c, g, g', v, w, s, q, n, l, l', i, x, z.

Физические и химические свойства. Цвет астрофиллита золотисто-бурый, бронзово-желтый, в мелких осколках просвечивает. Блеск на плоскости спайности сильный. Иногда наблюдается побежалость. Слюдоподобная спайность по одному направлению, но листочки не эластичные, а хрупкие. Твердость около 3. Удельный вес 3.28, 3.30.

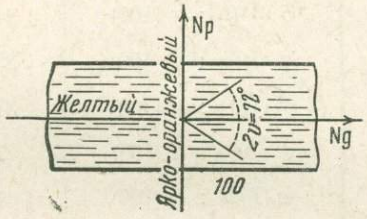
В шлифах окрашен в оранжево-желтые цвета с очень сильным плеохроизмом: по n_p ярко-оранжевый, красно-оранжевый, по n_m и n_g желтый, оранжево-желтый, $n_p > n_m > n_g$.

Плоскость оптических осей $\perp$ (010), n_g совпадает с b (см. схемы фиг. 54 и 55).

Средние данные изучения ориентировки эллипсоида на федоровском столике в натриевом свете по отношению к перпендикуляру к совершенной спайности следующие: $Pn_g = 89.2°$; $Pn_m = 86.5°$; $Pn_p = 3.5°$.



Фиг. 54. Оптическая ориентировка астрофиллита. Разрез $\perp$ оси b.



Фиг. 55. Оптическая ориентировка астрофиллита. Разрез $\perp$ оси c.

Удлинение по n_g. Показатели (определены иммерсией): $n_{g\,Na} = 1.738$, $n_{m\,Na} = 1.705$, $n_{p\,Na} = 1.691$; $n_g - n_p = 0.047$. Оптически +; $2V_{Na} = 70$—74°; $2V_{Tl} = 68.5°$.

Встречаются двойники по (100). В шлифах нередко по трещинам наблюдается бурая пигментация окислами железа; это особенно очень характерно для астрофиллита, вторичного по энигматиту.

В пламени горелки легко плавится (плавкость 2—2.5). Перед паяльной трубкой сплавляется в черный магнитный (в отличие от лампрофиллита) шарик. С фосфорной солью дает реакцию на железо. В кислотах растворяется.

Имеются всего два полных анализа и один частичный анализ хибинского астрофиллита, приведенные в табл. 52. Анализ 1— пластинчатый астрофиллит из эгирино-эвколито-астрофиллитовых скоплений Кукисвумчорра около перевала Лопарского; материал вполне однородный и свежий. Анализ 2— пластинчатый астрофиллит из полевошпатовой жилы, с кристаллами эгирина, на склоне Юкспора к перевалу Лопарскому; в материале как результат начавшегося выветривания наблюдались бурые пленки, которые тщательно удалялись

Таблица 52

Химические анализы хибинского астрофиллита

Компоненты	Кукисвумчорр	Юкспор	Кольский полуостров
	№ анализов		
	1	2	3
SiO_2	34.78	33.98	36.1
TiO_2	11.86	13.34	10.1
ZrO_2	0.57	—	2.2
Al_2O_3	0.60	2.33	0.6
Fe_2O_3	2.76	6.66	27.5
FeO	26.71	20.27	
MnO	6.65	6.92	7.9
CaO	1.61	1.77	не определялись
SrO	0.05	0.04	
BaO	0.15	следы	
MgO	1.54	1.19	
Na_2O	3.00	2.39	
K_2O	5.90	6.03	
F	0.86	1.32	не определялись
Cl	0.35	—	
$H_2O_{+110^\circ}$	2.98	3.56	
$H_2O_{-110^\circ}$	0.11	0.98	
Сумма	100.48	100.78	—
$-O=F_2Cl_2$	0.44	0.56	—
	100.04	100.22	—
Уд. в.	—	—	3.30
Аналитик	Н. Влодавец	В. Егоров	V. Kunitz

при отборке материала для анализа, однако все же этим, повидимому, объясняется повышенное содержание Fe_2O_3 за счет FeO.

Т. А. Бурова определила в астрофиллите Юкспора 0.78% Nb_2O_5 при 11.08% TiO_2.

По данным Л. В. Комлева, хибинский астрофиллит заметно концентрирует лишь Th.

Анализ 1 точно соответствует формуле, предложенной Брёггером:

$$TiSiO_4 \cdot 2R''SiO_4 \cdot R'_4SiO_4,$$

где R′=K, Na, H; R″=Fe, Mn, Mg, Ca, Sr, Ba.

И. Д. Борнеман-Старынкевич предлагает для астрофиллита формулу:

$$3FeSiO_3 \cdot KTiO_2(OH).$$

Условия нахождения. Астрофиллит очень характерный и очень распространенный минерал Хибинских тундр; наблюдаются два генетически разных типа: первичный астрофиллит и более редкий — вторичный.

Первичный астрофиллит, как и большинство хибинских минералов, приурочен к определенным петрографическим зонам и наблюдается главным образом в центральных частях массива. Является очень характерным как для фойяитов и их пегматитов, так и для неравномернозернистых нефелиновых сиенитов; особенно в значительном количестве содержится в слюдяных разностях, а местами (главным образом на Юкспоре) дает астрофиллитовые разности пород; наконец, очень характерен он и для контактно-перекристаллизованных неравномернозернистых нефелиновых сиенитов центральных массивов. В том или в ином количестве астрофиллит содержится во всех шлировых выделениях и пегматитах всех этих пород.

Таким образом, он является характерным минералом центральных частей массива (Кукисвумчорр, Юкспор, Эвеслогчорр, Рисчорр и др.) и распространен главным образом в районах перевалов и к востоку от них (см. карту, фиг. 56). Образует несколько типов выделений.

а) Шлировые выделения среди фойяитов с крупными пластинчатыми выделениями астрофиллита. Обычные спутники его: игольчатый зеленый эгирин второй генерации, эвколит и арфведсонит, иногда наблюдаются еще энигматит и лопарит. Когда эвколит сопровождается золотистым сфеном, астрофиллит или совсем отсутствует, или содержится лишь в ничтожных количествах.

Аналогичные участки с астрофиллитом, эвколитом и эгирином II наблюдаются и в многочисленных роговобманково-полевошпатовых

Фиг. 56. Схематическая карта месторождений астрофиллита и ламинофиллита.

1 — пластинчатый ламинофиллит, *2* — первичный астрофиллит, *3* — волокнистый ламинофиллит, *4* — вторичный астрофиллит.

Пунктиром намечены границы распространения различных пород. *I* — хибиниты и уртиты, *II* — неравномернозернистые нефелиновые, *III* — фойяиты.

жилах фойяитов. Эти три минерала выделяются после полевого шпата, нефелина и арфведсонита, заполняя промежутки между ними.

б) Полевошпато-астрофиллитовые линзовидные выделения в зоне фойяитов, а также слюдяных нефелиновых сиенитов в основном состоят из буровато-белого калиевого полевого шпата, среди которого выделяются пластинчатый астрофиллит и нередко призматические кристаллы эгирина. Из второстепенных минералов натролит (кристаллами в пустотах), небольшие пластинки катаплеита, иногда анцилит и др.

в) Радиальнолучистые скопления — „солнца"— иногда в виде шлиров в слюдяных и астрофиллитовых разностях (табл. XII), также шлировые скопления многочисленных мелких пластинок (изредка табличатых кристалликов) без какой-либо ориентировки.

г) Игольчатый астрофиллит, очень распространенный в самих породах и в пегматитах зоны астрофиллитовых и контактно перекристаллизованных нефелиновых сиенитов центральных частей (главным образом Юкспор, Эвеслогчорр и др.), наблюдается в жилах и прожилках с волокнистым эгирином. Нередко иголочки-волокна обоих минералов изогнуты и обнаруживают следы механической деформации. П. Н. Чирвинский наблюдал тонкие иголочки астрофиллита на кальците в пустоте ловчорритовой жилы на Юкспоре.

Вторичный астрофиллит характерен главным образом для зоны развития хибинитов, среди которых первичный астрофиллит не наблюдается. Он образуется за счет энигматита, близкого по составу. Это замещение, согласно И. Д. Борнеман-Старынкевич, можно выразить следующим образом:

$$\underset{\text{энигматит}}{[6FeSiO_3 \cdot Na_2TiO_3]} \longrightarrow \underset{\text{астрофиллит}}{[6FeSiO_3 \cdot 2KTiO_2(OH)]}$$

Замещение энигматита идет двумя путями.

1. Образование вокруг энигматита коронитов — золотисто-бурых оторочек, состоящих из мелких иголочек-волокон астрофиллита и сопровождающихся часто такими же оторочками эгирина. Корониты приурочены главным образом к определенным энигматито-эгириновым выделениям, бедным минералогически и содержащим, кроме того, лишь незначительные количества эвдиалита и микроклина (Партомчорр, Юкспор и др.). Образование коронитов связано с моментом выделения эгирина II генерации, когда под влиянием изменившихся физико-химических условий энигматит пришел в неустойчивое состояние (А. Е. Ферсман).

2. Частичное или полное замещение энигматита астрофиллитом, который первоначально появляется на энигматите в виде отдельных

ТАБЛИЦА XII

Астрофиллит в полевом шпате с Юкспора (натур. величина).

золотисто-бурых блесток (Хибинпахкчорр, Маннепахк). В таком вторичном астрофиллите обычно в шлифах можно наблюдать сохранившиеся обрывочки энигматита; он менее сильно плеохроичен и отличается наличием бурых полосок по направлению совершенной спайности. В одном случае в шлифе наблюдалось одновременное с астрофиллитом образование за счет энигматита другого, красно-оранжевого минерала, напоминающего нептунит.

Единичны находки астрофиллита вторичного по лепидомелану (на Кукисвумчорре). Астрофиллит образует закономерные вростки игольчатых кристаллов, ориентированных своей длинной осью параллельно плоскости совершенной спайности лепидомелана и располагающиеся друг к другу под углом 60° (табл. XI, фото 4). По-видимому, астрофиллит здесь выделялся за счет начавшегося распада близкого по химическому составу лепидомелана.

При сравнении нашего минерала с астрофиллитом других месторождений видно, что он является типичным астрофиллитом и по своим оптическим и физическим свойствам, по развитию, парагенезису не отличается от других. В отношении химического состава он занимает промежуточное положение между норвежским и американским астрофиллитом, из которых первый обогащен марганцем и обеднен железом, а во втором соотношение Mn и Fe обратное.

ЛАМПРОФИЛЛИТ—LAMPROPHYLLITE

(Фтористый титаносиликат Na и Sr; ромбич. с.; уд. в. 3.44—3.53; тв. 2—3).

(Э. М. Бонштедт и И. Д. Борнеман-Старынкевич)

1890. Ramsay W. Fennia **3**, 7, *45*. [Предварительно описан как неизвестный минерал № 2; угол призмы, оптика, качественные определения состава].

1894. Ramsay W. u. Hackman V. Fennia, **11**, 2, *119—130*. [Назван лампрофиллитом. Оптическая характеристика. Указание на химический состав, угол призмы. Ориентировка эллипсоида дана неправильно].

1897. Ramsay W. Fennia, **15**, 2, *9*. [Указание на звездчатые скопления лампрофиллита в луявритах].

1923. Смирнов С. С. Тр. научно-пром. эксп., 16, *58—59*. [Некоторые оптические константы].

1923. Ферсман А. Е. Изв. Акад. Наук, *279*. [Указание на срастание с ринколитом].

1926. Fersman A. N. Jb. Min., **55**, Abt. A. *42*. [Краткое описание, физические признаки, анализ, который в дальнейшем оказался неправильным].

1926. Fersman A. Amer. Min., **11**, 11, *284*. [То же].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *206* и дальше. [Описание различных пегматитов с лампрофиллитом в Хибинских и Ловозерских тундрах].

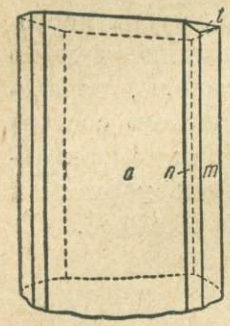
1930. Бонштедт Э. М. Тр. Мин. музея Акад. Наук, **4**, *35—70*. [Основная работа. Результаты всестороннего изучения, неправильное толкование результатов измерений кристаллов].

1935. Gossner B. u. Drexler K. Ztschr. Krist., **91**, *494—500*. [Рентгеновское изучение, уд. в., анализ, формула].

1936. Борнеман-Старынкевич И. Д. Сборн. в честь 50-летия научн. деят. акад. В. И. Вернадского, **2**, *735—756*. [Формула].

Среди второстепенных минералов луявритов Рамзай отметил и описал в 1890 г. новый „ловенитоподобный" минерал. Гакман описывает в 1894 г. этот же „астрофиллитоподобный" минерал из хибинита и называет его лампрофиллитом (λαμπρός — блестящий, φύλλον — лист).

Кристаллографические свойства. Система ромбическая. Пространственная группа точно не установлена, от V_h^{17} до V_h^{22}. Размеры элементарной ячейки, по Госснеру, $a = 19.05$Å, $b = 7.05$Å, $c = 5.35$Å, откуда вычисляется отношение осей $a:b:c = 2.702:1:0.759$.



Фиг. 57. Естественный кристалл лампрофиллита из Чинглусуайя.

Лампрофиллит дает три типа выделений.

1. Отдельные пластинчатые по (100) и удлиненные по оси *c* кристаллы. Они достигают в длину 20 см, при 5—6 см в ширину. Часто более мелкие кристаллы нарастают друг на друга по переднему пинакоиду (табл. XIII, фото 2). Кристаллы с конечными гранями чрезвычайно редки и очень мелки (1—0.5 мм). Обыкновенно хорошо развит пинакоид (100), довольно обычны и более узкие вертикальные призмы.

2. Звездчатые скопления игольчатых кристаллов главным образом в Ловозерских и редко в Хибинских тундрах (табл. XIII, фото 1). Кристаллы значительно удлинены по *c*, менее сильно уплощены по (100), призмы (310) часто так же развиты как (100). В длину достигают 1.5 см и более и до 1—2 мм в поперечнике; нередко развиваются конечные грани (см. фиг. 57—61), но в виду очень малых размеров кристаллов и хрупкости минерала извлечение годных для измерений отдельных кристалликов из общей массы весьма затруднительно.

3. Мелкие тонкоигольчатые выделения, сливающиеся в общую спутанно волокнистую массу (табл. XIII, фото 3).

При измерении хорошие рефлексы получались лишь от граней вертикальных призм. Довольно обычна вертикальная штриховка их. Все призмы, параллельные *b*, развиты весьма несовершенно; матовые, иногда чрезвычайно узкие, дают при измерении слабые сигналы, соединенные лучами.

Пирамидальные грани весьма редки, мелки и несовершенны по развитию.

ТАБЛИЦА XIII

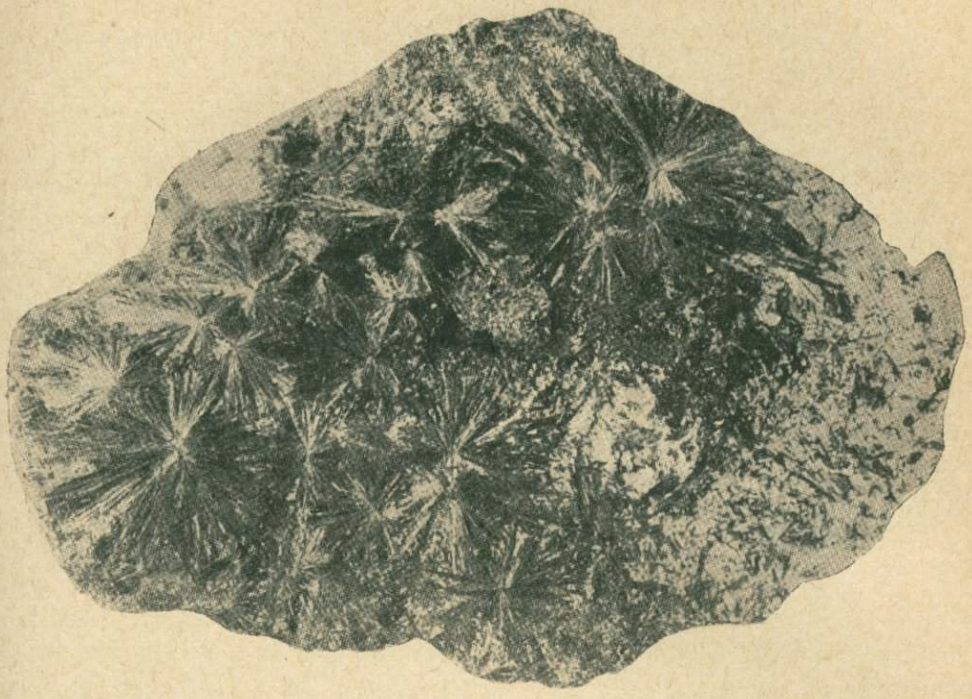


Фото 1. Звездчатые скопления лампрофиллита. Сенгисчорр (натур. величина).

Фото 2. Лампрофиллит (серый) в полевом шпате (белый). Раслак, Ловозерские тундры. × 13. Николи ||.

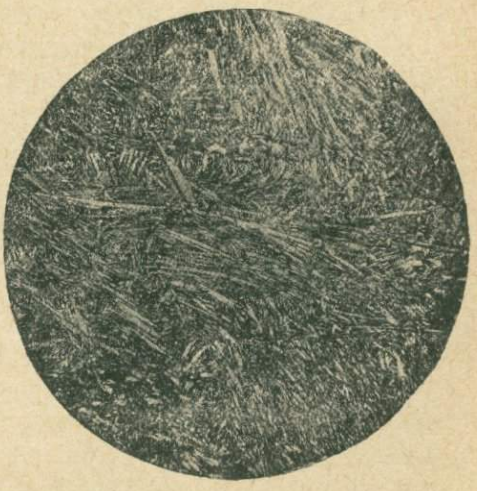
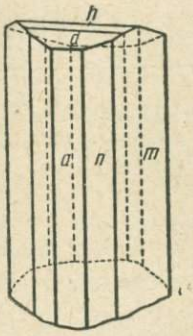


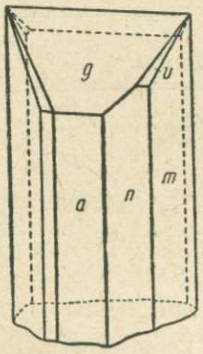
Фото 3. Игольчато-волокнистый лампрофиллит. Юкспор. × 13.

Двойники по (100) часто наблюдаются в шлифах, иногда полисинтетические.

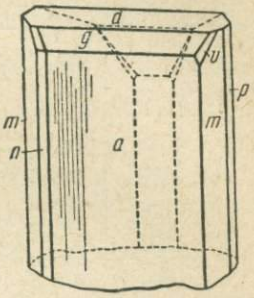
Основываясь на оптическом изучении лампрофиллита (угол затемнения до 8°), Бонштедт первоначально описала его как минерал



Фиг. 58. Естественный кристалл лампрофиллита из Сенгисчорра.

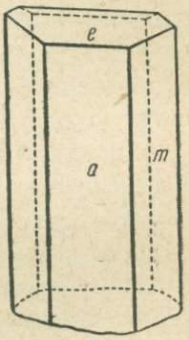


Фиг. 59. Естественный кристалл лампрофиллита из Сенгисчорра.



Фиг. 60. Естественный кристалл лампрофиллита из Сенгисчорра.

моноклинической системы и объясняла ромбическое развитие кристаллов двойникованием по (100). В результате измерений установлено 12 форм, для которых в прилагаемой табл. 53 даются колебания наблюдавшихся углов,[1] средние данные измерений, индексы в новой ромбической (по Госснеру) и, для сравнения, в старой установке, и теоретические углы, вычисленные на основании отношения осей Госснера. При этом вызывает сомнение индекс, который получает форма, наблюдавшаяся неоднократно, наиболее обычная из всех конечных форм минерала, в моноклинической установке принятая за $(\bar{1}01)$. В ромбической установке она получает сложный индекс (805); здесь естественно было бы ожидать развитие форм (503) или (302), но им соответствуют для ρ значения 25°05′ и 25°51′, лежащие за пределами наблюдавшихся колебаний. Мало достоверна форма s (211).



Фиг. 61. Естественный кристалл лампрофиллита из Чинглусуайя.

Физические и химические свойства. Цвет золотисто-бурый, на спайных плоскостях кажется то темнобурым, то золотисто-бурым, иногда имеет красно-бурый оттенок;

[1] В статье Бонштедт 1930 г. указывалось на необычное для лампрофиллита развитие и углы у двух кристаллов третьего цирка Кукисвумчорра; при дальнейшем исследовании эти кристаллики оказались не лампрофиллитом, а рамзаитом.

Таблица 53

Полярные координаты форм лампрофиллита

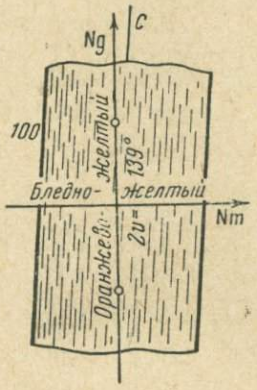
Буквенные обозначения	Индексы		Число измерений	Колебания измерений		Средние данные измерений		Вычислено	
	новые	старые		φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ
a	100	100	34	89°59′—90°03′	89°58′—90°01′	90°01′	90°01′	90°00′	90°00′
r	20.1.0	20.3.0	1	—	—	82°16′	89°59′	82°19′	90°00′
n	510	530	23	60°55′—61°48′	89°66′—90°03′	61°32′	89°59′	61°37′	90°00′
m	310	110	61	47°55′—48°06′	89°58′—90°02′	48°00′	90°00′	48°00′	90°00′
p	110	130	15	20°12′—20°21′	89°56′—90°03′	20°16′	90°02′	20°19′	90°00′
h	101	$\bar{3}04$	2	89°59′—90°02′	15°08′—15°09′	90°00′	15°09′	90°00′	15°41′
e	805 (?)	$\bar{1}01$	8	89°57′—90°14′	23°40′—24°09′	90°01′	24°03′	90°00′	24°12′
d	201	102	7	89°57′—90°02′	28°24′—30°41′	90°00′	29°20′	90°00′	29°20′
g	601	$\bar{3}01$	5	89°56′—90°02′	58°32′—61°59′	89°59′	60°31′	90°00′	59°19′
v	20.4.1	851	6	61°26′—61°58′	80°45′—81°33′	61°37′	81°19′	61°37′	81°06′
t	15.5.1	551	1	—	—	49°33′	78°49′	48°00′	78°00′
s (?)	211 (?)	111	1	—	—	36°05′	38°50′	36°30′	43°21′

мелкие кристаллики и звезды луяврургского лампрофиллита более светлые, золотисто-желтые. В тонких осколках минерал просвечивает. Блеск на плоскостях спайности полуметаллический. Излом неправильный. Черта бледнобуро-желтоватая, почти белая. Твердость между 2 и 3. Минерал хрупкий. Удельный вес колеблется в пределах 3.44—3.53, а именно:

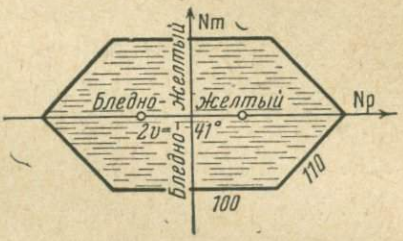
3.45 — по Рамзаю,
3.48 — из жилы Черника
3.53 — из жилы 580 м } по Борнеман-Старынкевич
3.45 — у обычного
3.44 — у радиальнолучистого } по Госснеру

Спайность по (100) весьма хорошая, минерал легко колется по этому направлению и разделяется на тонкие пластинки. В шлифах наблюдалась спайность по (010). Более часто встречается спайность по двум направлениям, образующим между собою угол около 65° и почти перпендикулярным к совершенной спайности. Эта спайность обусловливает столь характерный у лампрофиллита зигзагообразный излом, встречающийся на спайных осколках. В шлифах следы этих спайностей несовершенны, точной установке на столике Федорова не поддаются и не могли быть определены.

Под микроскопом минерал окрашен в желтый цвет; $n_{g\,Na}=1.779$, $n_{p\,Na}=1.747$, $n_{m\,(вычисл.)}=1.76$. В продольных разрезах характеризуется высоким двупреломлением, поперечные разрезы отличаются очень низким двупреломлением; в сходящемся свете гиперболы едва уходят из поля зрения. Оптически положительный, $2V$ непостоянный, для обычного пластинчатого лампрофиллита Хибин $2V_{Na}=$ от 39 до 43°, у игольчатого хибинского 28°, а у различных ловозерских (пластинчатых и игольчатых) $2V_{Na}=$ от 21 до 27°. У волокнистого лампрофиллита определить $2V$ не удалось. Дисперсия осей сильная $r>v$, разница между $2V_{Na}$ и $2V_{Tl}$ около 2°.



Фиг. 62. Оптическая ориентировка лампрофиллита. Разрез ⊥ оси *b*.



Фиг. 63. Оптическая ориентировка лампрофиллита. Разрез ⊥ оси *c*.

Плоскость оптических осей ⊥ (010); $n_p=b$. Удлинение положительное, $n_g:c$ от 2 до 8°, что не соответствует ромбической природе минерала, установленной Госснером (фиг. 62 и 63).

Плеохроизм сильный, более интенсивный у хибинского, чем у ловозерского минерала: по n_g оранжево-желтый; по n_m соломенно-желтый, бледно-желтый; по n_p желтый, бледно-желтый; $n_g>n_p\geqslant n_m$.

Двойники по (100) в шлифах обычны, часто полисинтетические двойники.

Перед паяльной трубкой плавится легко в темносерую, непрозрачную массу, в отличие от астрофиллита — не магнитную. В пламени бунзеновской горелки оплавляется лишь по краям тонких кусочков.

HCl и HNO_3 каждая в отдельности легко разлагает минерал, оставляя скелет кремнезема. Крепкая H_2SO_4 медленно разлагает порошок минерала. Смесь HF и H_2SO_4 легко растворяет лампрофиллит уже при легком подогревании; получившийся раствор легко мутнеет, давая осадок $BaSO_4$.

Анализы лампрофиллита сведены в табл. 54.

Химические анализы лампрофиллита *Таблица 54*

(в %)

Компоненты	Хибинские тундры Кукисвумчорр		Ловозерские тундры			„Кольский" без указания месторожд.
	жила 580	3-й цирк	Сенгисчорр		Чингдусуай	
	№ анализов					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	30.40	27.66	30.80	31.76	31.75	29.09
TiO_2	27.48	20.83[1]	31.26	30.33	25.26	21.18
ZrO_2	—	12.40[1]	0.05	0.42	—	0.30
Al_2O_3	—	0.52	—	—	—	0.77
Fe_2O_3	3.87	2.89	0.37	2.79	0.29	1.65
FeO	1.97		3.16		5.21	2.17
MnO	2.33	1.99	3.21	2.92	3.29	5.20
CaO	1.41	1.81	1.20	4.85	1.72	2.92
SrO	14.58	8.40	14.49	7.46	16.76	15.90
BaO	1.25	6.75	1.09	1.44	0.56	1.96
MgO	0.25	0.20	0.53	0.18	0.26	0.46
Na_2O	12.35	14.00	12.70	12.15	10.83	15.70
K_2O	2.31	1.42	—	0.73	1.50	1.52
Потеря при прокал.	0.60	0.67	0.39	0.75	0.36	0.17
F	1.82	1.39	1.65	—	1.83	1.25
Cl	—	—	0.27	—	0.62	—
Сумма	100.62	101.43[2]	101.17	—	100.24	100.24
$-O=F_2, Cl_2$	0.77	0.59	0.76	—	0.91	0.53
	99.85	100.84	100.41	—	99.33	99.71
Уд. в.	3.53	—	—	—	—	—
Аналитик и год выполнения анализа	И. Борнеман-Старынкевич, 1929	К. Белоглазов, 1924	Н. Влодавец, 1929	К. Белоглазов, 1924	И. Борнеман-Старынкевич, 1929	B. Gossner u. K. Drexler, 1935

[1] При проверке Zr не оказалось; количество 12.40% следует отнести на счет TiO_2.

[2] Сюда входит еще $Ce_2O_3 = 0.50\%$.

Анализ № 4 неполный, предварительный.

Специальная попытка Т. А. Буровой установить в лампрофиллите из Поачвумчорра содержание Nb дала отрицательный результат.

Как видно, анализ Госснера № 6 отличается пониженным содержанием TiO_2 и значительно повышенным содержанием марганца и натрия.

Спектрохимически и рентгенохимически лампрофиллит не изучен.

По одному определению Л. В. Комлева интенсивность захвата Th и U не велика.

При перенесении на молекулярные отношения и при соблюдении правил изоморфного замещения равнорадиусными ионами, все компоненты, кроме титана, хорошо укладываются в формулу:

$$(Na)_2(Sr)(Fe)(Si)_3(O)_9,$$

где (Fe) = Fe, Mn, Ca и Mg; (Sr) = Sr, Ba, K; (O) = O,F.

Отношение этого соединения к TiO_2 колеблется следующим образом:

Анализ № 1 . . .	$1758\,(Na)_2(Sr)(Fe)(Si)_3(O)_9 \cdot 3660\,TiO_2$	или	$Na_2SrFeSi_3O_9 \cdot 2.08\,TiO_2$
„ „ 2 . . .	$1765\,(Na)_2(Sr)(Fe)(Si)_3(O)_9 \cdot 3152\,TiO_2$	„	$Na_2SrFeSi_3O_9 \cdot 1.79\,TiO_2$
„ „ 3 . . .	$1712\,(Na)_2(Sr)(Fe)(Si)_3(O)_9 \cdot 3912\,TiO_2$	„	$Na_2SrFeSi_3O_9 \cdot 2.28\,TiO_2$
Среднее из трех анализов . . .			$Na_2SrFeSi_3O_9 \cdot 2.05\,TiO_2$

Таким образом, формула лампрофиллита напишется так:

$$Na_2SrFeTi_2Si_3O_{13}.$$

Ее можно расчленить следующим образом:

$$Na_2SrFeTi_2Si_3O_{13} = Na_2Ti_2Si_2O_9 + SrFeSiO_4.$$

Госснер относит лампрофиллит к ортосиликатам. По его мнению, в состав лампрофиллита входят следующие компоненты (в %):

$Na_2SrTi(SiO_4)_2$ — ок. 55
$Na_2BaTi(SiO_4)_2$, $Na_2CaTi(SiO_4)_2$ — ок. 23
$Na_2MnTi[SiAlFO_7]$ — ок. 13
$Na_2MnTi[SiMnF_2O_6]$ — ок. 5
$Me_2MeMe[SiMe(OH)_2O_6]$ — ок. 5

Условия нахождения. Лампрофиллит — один из типичных минералов Хибинских и Ловозерских тундр.

а) В Хибинских тундрах все типичные месторождения лампрофиллита приурочены к зонам развития хибинитов и ийолит-уртитов (см. карту, фиг. 56). Лишь мало типичный волокнистый лампрофиллит изредка наблюдается в зоне неравномернозернистых нефелиновых сиенитов.

Лампрофиллит является одним из постоянных акцессорных минералов хибинитов и отчасти ийолит-уртитов. Но главным образом он типичен для многочисленных пегматитовых выделений этих зон. Наблюдается в тесной ассоциации с эгирином, а также с эвдиалитом. Обычно пластинчатые, несколько удлиненные кристаллы лампрофиллита наравне с округлыми кристаллами и зернами эвдиалита бывают погружены в плотную темнозеленую массу мелких иголочек эгирина II генерации. Такие выделения или встречаются самостоятельно, или же обогащаются лейкократовыми минералами, давая в количественном взаимоотношении различные вариации, выделенные под названием эвдиалито-лампрофиллитового (тип 3) и эвдиалито-ринколитового (тип 4) типов. Аналогичные выделения наблюдаются и в апатитовом рудном теле. Повсюду здесь лампрофиллит выделяется более или менее одновременно с эгирином II, несколько позднее бесцветных минералов и эвдиалита.

В месторождениях „Часначоррского типа" [эвдиалито-энигматитовых (тип 2)] лампрофиллит имеет лишь второстепенное значение и образует пластинки или звездчатые скопления незначительных размеров.

Совершенно особое место занимают выделения игольчато-волокнистого лампрофиллита. Этот своеобразный тип лампрофиллита очень мало распространен и до настоящего времени мы имеем лишь отдельные находки его. Он наблюдается в зоне развития неравномернозернистых нефелиновых сиенитов, главным образом слюдяных, характеризующихся повышенной минерализацией и следами воздействия динамометаморфизма. Лампрофиллит этот образует мельчайшие волоконца, слагающие плотные спутанноволокнистые выделения, прослойки, окружающие и накрывающие другие минералы. Находки такого лампрофиллита до настоящего времени очень редки, большинство из них относится к пегматитам или содержащим ринколит (ловчоррит), повидимому, обогащенным Sr, или же он встречается совместно с пектолитом и юкспоритом. При этом волокна юкспорита и лампрофиллита обычно тесно переплетаются.

По времени выделения мы наблюдаем, таким образом, в Хибинских тундрах лампрофиллит двух генераций: 1) обычный лампрофиллит, одновременный с эгирином II или несколько более ранний, т. е. выделявшийся в пегматитовую фазу, и 2) очень редкий волокнистый — поздний, образовавшийся в надкритическую фазу (даже после волокнистого астрофиллита) и кристаллизовавшийся, повидимому, в особых условиях повышенной минерализации и давления.

б) В Ловозерских тундрах лампрофиллит является характерным минералом луявритов, нередко содержится в них в таком количестве,

что они выделяются под названием „лампрофиллитовых луявритов". Содержится также в большом количестве в пегматитах, главным образом в северо-западной и западной частях массива. На Луяврурте лампрофиллит наблюдается и в виде пластинчатых кристаллов, отличающихся обычно особенно темным буровато-бронзовым цветом, и, главным образом, в виде игольчатых золотистых кристаллов, нередко сгруппированных в розетки-солнца (табл. XIII, фото 1). Резко разграничивать оба типа выделений здесь трудно и нередко в том же месторождении наблюдаются обе разности. Пластинки ловозерского лампрофиллита обычно меньше, чем хибинского (редко достигают 7 — 8 см). Розетки состоят из тонких иголочек-кристалликов, достигающих в длину 2 см, нередко с развитыми конечными гранями на периферических свободных концах. Главными спутниками его в Ловозерских тундрах, помимо светлых минералов — полевого шпата, нефелина и содалита, являются мурманит, эгирин, эвдиалит.

Изменение. При изменении лампрофиллит становится матовым.

Сравнение с другими минералами. Хибинские и Ловозерские тундры — единственные в мире месторождения лампрофиллита. При сравнении его с другими минералами ближе всего он соответствует моленграафиту, найденному в нефелиновых сиенитах Трансвааля в Южной Африке. По физическим свойствам, по развитию кристаллов и по оптическим данным они идентичны. В химическом отношении тоже близки по содержанию Si, Ti, Na и других второстепенных элементов, и главное и единственное различие состоит в содержании в лампрофиллите 14 — 16% SrO при 1.5% CaO, против 19% CaO в моленграафите; последний содержит также 3.75% Al_2O_3. Весьма вероятно, при анализе моленграафита Sr и Ba не искали, поэтому не исключена возможность, что при повторном анализе моленграафита в нем будет найден Sr, аналогично лампрофиллиту.

Лампрофиллит, хотя внешне и очень похож на астрофиллит, все же не является его аналогом, как это до сих пор предполагалось. Они различаются и по составу, и по оптическим, и по кристаллографическим свойствам.[1]

[1] Особенно большим внешним сходством обладают волокнистые разности лампрофиллита и астрофиллита, которые обычно разными авторами описываются как „волокнистый астрофиллит". Вообще говоря, волокнистые лампрофиллиты окрашены в желтый цвет, также в бронзово-желтый, иногда с зеленоватым оттенком, астрофиллит же с более бурым оттенком, золотистый. Но все же по цвету их отличить трудно. Верными и быстрыми диагностическими признаками являются:

1) плеохроизм — лампрофиллит по удлинению темнее, чем в поперечном направлении, астрофиллит имеет обратную абсорбцию;

Лампрофиллит, так же как и астрофиллит, нептунит, рамзаит и др., должен быть отнесен к группе титаносиликатов, систематика которой до настоящего времени еще не разработана.

РИНКОЛИТ и ЛОВЧОРРИТ — RINKOLITE and LOVCHORRITE

(Фторсодержащие титаносиликаты редких земель, Ca, Sr, Na с небольшим содержанием соответственных ниобатов; уд. в. 3.2—3.4; тв. 5)

(П. Н. Чирвинский и И. Д. Борнеман-Старынкевич)

1894. Ramsay W. u. Hackman V. Fennia, **11**, 2. *121.* [Оптическое исследование микроскопических кристалликов минерала мозандритовой группы; сравнение с ринкитом].

1923. Черник Г. П. Тр. Сев. научно-пром. эксп., 16, *54—55, 70.* [Ринколит отождествляется с ионструпитом; предполагается изоморфная смесь мозандрита с ионструпитом].

1926. Бонштедт Э. М. Изв. Акад. Наук, *1181—1198.* [Характеристика кристаллографических и оптических свойств ринколита и ловчоррита; два химических анализа; описание месторождений и парагенезис].

1926. Fersmann A. E. N. Jb. Min., Abt. A, BB. **55**, *44.* Amer. Miner., **11**, *295.* [Краткие сведения].

1933. Гуткова Н. Н. Хибин. редкие элементы, **5**, *60—69.* [Кристаллографическая характеристика по Бонштедт, новые анализы, месторождения со схематической картой].

1933. Афанасьев М. С. и Салье Е. А. Хибин. редкие элементы, **5**, *69—80.* [Геология Юкспорского месторождения].

1933. Семеров П. Ф. Хибин. редкие элементы, **5**, *80—84.* [Разработка ловчорритовых месторождений; две карты].

1933. Смирнов Г. Ф. Хибин. редкие элементы, **5**, *84—95* и Хибин. апатиты, **6**, *118—130.* [Обогащение ловчорритовой руды].

1933. Борнеман-Старынкевич И. Д. Хибин. редкие элементы, **5**, *96—100.* [Ряд аналитических определений разных лиц: все это покрыто последующими работами Борнеман-Старынкевич].

1933. Антонов Л. Б., Борнеман-Старынкевич И. Д. и Чирвинский П. Н. Хибин. редкие элементы, **5**, *173—180.* [Описание прорастания натролита ринколитом].

1933. Антонов Л. Б. Хибин. апатиты, **6**, *111—112.* [Описание месторождения долины Лопарской].

1933. Ожинский И. С. Хибин. апатиты, **6**, *107—111.* [Краткое описание месторождений Ловчорра, Вудъяврчорра и Тахтарвумчорра].

1933. Афанасьев М. С. Хибин. апатиты, **6**, *105—107.* [Краткая геология, запасы на осень 1933 г.].

---

2) у лампрофиллита все показатели преломления выше 1.74 ($n_p = 1.747$), у астрофиллита ниже 1.74 ($n_g = 1.738$) — поэтому при погружении порошка минерала в иодистый метилен легко его определить по линии Бекке;

3) перед паяльной трубкой оба сплавляются: лампрофиллит в темносерую массу, не магнитную, астрофиллит — в черный магнитный королек.

1933. Зотов П. П. Хибин. апатиты, **6**, *112—114*. [Парагенезис, изменение ловчоррита].

1933. Борнеман-Старынкевич И. Д. Хибин. апатиты, **6**, *114—118*. [Многочисленные химические анализы; краткое описание хода анализов. Имеются неисправленные опечатки в цифрах].

1933. Комлев Л. В. Хибин. апатиты, **6**, *135—139*. [Содержание Th, Ra, U в ловчоррите и ринколите].

1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск. 3, *50—51*. [Описание пегматитовых жил с ринколитом на Кукисвумчорре].

1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *7—108*. [Минералогическое описание отдельных типов пегматитовых жил на Юкспоре; новые анализы ринколита и ловчоррита, *73—75*].

1935. Борнеман-Старынкевич И. Д. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **1**, *43—66*. [Работа покрывает все ранее упомянутые работы того же автора; химические анализы ринколита, формулы и химические взаимоотношения ринколита, ловчоррита и кальциевого ринкита; критика химических представлений других исследователей].

1935. Борнеман-Старынкевич И. Д. Там же, *67—76*. [Методы анализа ловчоррита и его аналогов].

1935. Чирвинский П. Н. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **1**, *77—90*. [Микроскопическая характеристика ловчоррита и кальциевого ринкита].

1935. Ожинский И. С. Зап. Мин. общ., **64**, 2, *355—415*. [Дальнейшее развитие работы И. С. Ожинского, напечатанной в 1933 г., описание на основании личных наблюдений и сборов; данные геологического петрографического и минералогического характера; особенно интересны произведенные опыты плавления ловчоррита].

1936. Бонштедт Э. М. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 7, *225—227*. [Кристаллографическое изучение ринколита].

1936. Бурова Т. А. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **2**, *27—29* и *35*. [Nb и Ta в ринколите и ловчоррите].

Первое указание на минерал мозандритовой группы в Хибинах было сделано Гакманом, открывшим его при микроскопическом исследовании нефелинового сиенита.

Названия ринколит и ловчоррит были введены Э. М. Бонштедт; первое — вследствие близости минерала к ринкиту, второе — по нахождению этой разности впервые на горе Ловчорр. Оба минерала встречены почти исключительно в пегматитовых жилах.

Собственно ринколит — Rinkolite

Физические и химические свойства. Моноклиническая с. (110):(110^{I})=63°04'. Отношение осей не вычислено. Кристаллы вытянуты по вертикальной оси и обычно сжаты по (100). Длина до 7—8 см при толщине до 2—3 см, обычно же много меньше. Грани призматического пояса покрыты вертикальной штриховкой. Конечные грани наблюдались лишь на одном кристалле, который не мог быть выделен из штуфа (фиг. 64). Наблюдались следующие формы: (100),

(010), (120), (110), (320), (210), (520), (310), (720), (410), (510), (610), (341), ($\bar{3}41$). Результаты измерений вертикальных призм приведены в табл. 55, по Э. М. Бонштедт.

Таблица 55

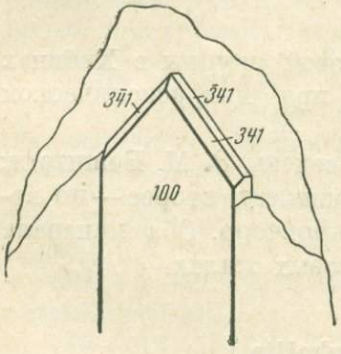
Углы φ для вертикальных призм кристаллов ринколита

(по Э. М. Бонштедт)

Индексы	Число измерений	Колебания измерений для φ	Среднее φ	Вычислено	
				φ	ρ
100	3	90°16′—89°15′	89°52′	90°00′	90°00′
610	1	—	74°57′	74°48′	90°00′
510	2	72°18′—71°42′	72°03′	71°56′	90°00′
720	3	66°07′—64°36′	65°23′	65°01′	90°00′
310	1	—	61°51′	61°29′	90°00′
210	11	51°19′—50°05′	50°42′	50°49′	90°00′
320	17	43°02′—41°46′	42°26′	42°37′	90°00′
110	23	31°55′—31°02′	31°32′	31°32′	90°00′
120	16	17°32′—16°56′	17°13′	17°03′	90°00′

Двойники полисинтетические по (100) довольно обычны.

Спайность по (100) более совершенная, менее совершенная по (010) в отдельных случаях трещины также по (103). Цвет желто-зеленый, до бурого. Черта бледно-желтая. Блеск на гранях и спайных поверхностях стеклянный, в изломе жирный; в свежем изломе сходен с ловчорритом. Полупрозрачен, до непрозрачного. Твердость 5. Излом раковистый, при выветривании становится матовым, непрозрачным и рассыпчатым. Удельный вес 3.40. Перед паяльной трубкой плавится с трудом. И. С. Ожинский впервые (1935) определил температуру плавления ринколита: для одних кристаллов она найдена равной 1215°, для других 1400°. Возможно, что, помимо ошибок измерения, температура эта колеблется в зависимости от содержания редких земель, повышаясь с их содержанием.



Фиг. 64. Кристалл ринколита с Индичвумчорра (по Э. М. Бонштедт).

Радиоактивность ринколита (и ловчоррита) подтверждается исследованиями М. С. Афанасьева, наблюдавшего в биотите с участка „Пять жил“ на Юкспоре плеохроические дворики вокруг включе-

Химические анализы ринколита *Таблица 56*

Компоненты	Тахтарвумчорр	Нидичвумчорр	Юкспор	Нидичвумчорр [1]
SiO_2	29.44	27.58	27.35	27.64
TiO_2	8.43	11.15 [2]	11.25 [2]	4.63
ZrO_2	0.16	0.35	0.37	6.66
ThO_2	0.46	—	—	0.74
CeO_2	не определялось			
Ce_2O_3	7.02	—	—	—
ΣCe_2O_3	—	—	—	14.37
$\Sigma (La, Di)_2O_3$	6.69	18.02	19.10	—
ΣY_2O_3	1.80			1.15
$Nb_2O_5 + Ta_2O_5$	2.57	не определялось		
Al_2O_3	1.52	1.47	1.88	1.32
Fe_2O_3	0.06	0.99	1.04	0.54
MnO	0.12	следы	следы	0.27
CaO	26.38	24.70	23.49	26.05
SrO	1.62	3.30	3.29	—
MgO	—	следы	нет	1.53
K_2O	0.42	0.16	0.23	0.12
Na_2O	6.52	6.73	6.35	5.81
F	5.98	5.99	6.25	8.40
CO_2	нет	нет	нет	—
$H_2O_{+110°}$	1.78	1.76	не опр.	3.19
Сумма	100.97	102.20	100.60	102.42
$-O=F_2$	2.52	2.47	2.63	3.53
	98.45	99.73	97.97	98.89
Уд. в.	не опр.	3.40	3.36	3.17
Аналитик и год выполнения анализа	Т. Бурова, 1934	К. Ненадкевич, 1926	Т. Бурова, 1934	Г. Черник, 1923

[1] Вряд ли этот анализ можно отнести к ринколиту.

[2] В TiO_2 входит $Nb_2O_5 + Ta_2O_5$.

ний этих минералов; такой же плеохроизм наблюдался у биотита в местах, где его таблицы были погружены в ловчоррит.

В шлифах бесцветен или очень бледно окрашен в оттенки желтого цвета.

Показатели преломления колеблются для различных месторождений в пределах: n_g=1.661 до 1.681, n_m=1.645 до 1.667, n_p=1.643 до 1.663; $n_g - n_p$=0.006 до 0.018. Двупреломление колеблется и в отдельных зонах кристаллов: центральное ядро может быть почти изотропным, к поверхности двупреломление постепенно увеличивается (ср. Ловчоррит). n_g почти $\perp$ 100, $n_p : c$=1 до 3.5°. Оптический знак —. Плоскость оптических осей $\parallel$ (010), т.е. лежит в плоскости симметрии; $n_m = b$. Плеохроизм слабый, $n_g > n_m > n_p$. Дисперсия сильная, $r > v$. Углы оптических осей колеблются: $2V$ от +43 до +87°.

Для ясно кристаллического ринколита И. С. Ожинский, пользуясь иммерсионным методом, дает в своей последней работе: n_g=от 1.662 до 1.666, n_m = от 1.659 до 1.662, n_p = от 1.655 до 1.659, $n_g - n_p$ = от 0.005 до 0.012, $2V$ = от +40° до +79°.

Химический состав ринколита виден из данных табл. 56.

В ринколите с Тахтарвумчорра два определения дали Nb_2O_5 + + Ta_2O_5 = 2.57 % и 2.15 % (Т. А. Бурова, 1934) при резком преобладании Nb_2O_5.

Анализ Г. П. Черника относится к несколько измененному минералу, на что в частности указывает его пониженная твердость (менее 4) и малый удельный вес (3.14). Количество ZrO_2, повидимому, ошибочно показано за счет TiO_2.

Содержание тория, радия и урана по радиологическому методу (Комлев) дано в табл. 57.

Таблица 57

Содержание Th, Ra, U в ринколитах

(по Л. Комлеву)

Месторождение	Th в %	Ra в %	U в %	U_3O_8 в %	Th:U
Из жилы Тахтарвумчорра . .	0.61	$6.45 \cdot 10^{-8}$	$1.94 \cdot 10^{-1}$	0.229	3.1
Из хибинита, там же	0.26	$2.30 \cdot 10^{-8}$	$6.90 \cdot 10^{-2}$	0.081	3.7
С восточного склона Часначорра	0.32	—	0.078	—	4.1
Из жилы Черника на г. Индичвумчорр	0.18	—	0.075	—	2.4
Из ущелья Ферсмана	0.24	—	0.029	—	8.3

Ринколит легко разлагается минеральными кислотами. Формулу ринколита см. стр. 366.

Ловчоррит — Lovchorrite

Физические и химические свойства. Моноклиническая с. Скрытокристаллическая, реже аморфная разность ринколита. Слагается многочисленными мельчайшими кристалликами короткостолбчатыми или игольчатыми (напоминает лейсты полевых шпатов), размеры сечений которых (ловчоррит с Юкспора) от 0.30×0.12 мм до 1.2× ×0.3 мм. Наиболее крупные 2.2 × 0.6 мм (табл. XIV, фото 2). По внешнему виду свежий ловчоррит напоминает столярный клей, реже — затверделый гуммиарабик. Цвет от желто-бурого до медно-желтого с зеленоватым оттенком. Блеск жирный или восковой. При выветривании обычно буреет, становится особенно рассыпчатым, утрачивает блеск ср. Вудъяврит и др.). В осколках хорошо просвечивает. Излом мелкораковистый до неровного, в зависимости от степени его кристаллличности и массовой ориентировки субиндивидуумов аггрегата. Твердость 5. Трещиноват. Иногда в больших кусках ловчоррита явственно выступает сланцеватая отдельность. Удельный вес 3.2—3.36. Радиоактивен. М. С. Афанасьеву удалось наблюдать действие образца ловчорритовой руды на фотографическую пластинку при выдержке около полутора месяца.

Перед паяльной трубкой плавится с трудом.

По определению И. С. Ожинского, ловчоррит из одних месторождений плавится при 1307°, из других — при 1360°; другие способы измерения температур дают соответственно 1270 и 1280°.

Аморфный ловчоррит встречается редко и является, повидимому, низкотемпературным образованием, частью обязанным метамиктозу (изотропизации) при выветривании.

Связь кристаллической структуры с температурой образования иллюстрируется интересными опытами И. С. Ожинского. Даже сухая плавка ловчоррита показала возможность регенерации микролитов со свойствами ринколита. Прибавление к расплавленному ловчорриту вольфрамовокислого натрия еще улучшило результат. В последнем случае в искусственных кристаллах он установил: $n_g = 1.673$; $n_m = 1.667$; $n_p = 1.658$; $n_g - n_p = 0.016$, $2V = +46°$, n_p:[001] $= 1.5°$. Плоскость оптических осей параллельна (010). Спайность по первому и второму пинакоидам; $Pn_g = 89°$, $Pn_m = 3°$, $Pn_p = 88°$.

Температуру расстекловывания изотропного ловчоррита И. С. Ожинский оценивает приблизительно в 750°. Уд. вес ловчоррита до нагревания был 3.36, после нагревания —3.48 (произошла потеря воды и частью фтора).

Оптическая характеристика та же, что у ринколита.

Показатели преломления и угол оптических осей:[1]

n_g	n_m	n_p	$2V$	
1.661	1.657	1.650	40—78°	по Бонштедт, 1926.
1.659—1.666	1.654—1.661	1.655—1.660	35—69°	по Ожинскому, 1935.

$n_g - n_p = 0.011$ до нуля (однако, последнее обычно уже относится собственно не к ловчорриту, а к вудъяврите).

В шлифах — часто зональное строение. Число зон обычно 4—5 на кристалл. Часть зон показывает поляризацию в стальносерых тонах, часть зон достигает светложелтого 1-го порядка, т. е. разница в двупреломлении может достигать 0.004 для одного кристалла. Такие более ярко поляризующие участки обычно образуют ядро кристалла. Изредка это ядро превосходит по объему половину кристалла; обычно же оно развивается в виде узкой ярко поляризующей полоски. Количественно же эти сравнительно ярко поляризующие зоны и ядра составляют по отношению к слабо поляризующим не более 5—6%. Э. М. Бонштедт отличает только случай, когда изотропное или почти изотропное ядро бывает окружено двупреломляющими краями. Более сильно удлиненные разрезы угасают строго продольно, более же короткие и в сечениях растянутошестиугольные — под углами до 6 и даже до 14°. Все зоны гаснут строго одновременно, что гарантирует от смешения с полисинтетическим строением по (100), которое наблюдается редко. Трещины, рассекающие шлифы ловчоррита, идут неправильно, и только отдельные участки прямолинейны и совпадают с направлением грани (100), т. е. тем самым и с направлением совершенной спайности в ринколите. М. С. Афанасьев (неопубликованные данные) на федоровском столике установил координаты полюсов плохо выраженных плоскостей спайности по двум другим направлениям: $Pn_g = 89°$; $Pn_m = 14°$; $Pn_p = 85°$ и $Pn_g = 27°$; $Pn_m = 84°$; $Pn_p = 68°$.

Собранные в табл. 58 химические анализы рисуют состав свежего ловчоррита из разных мест его нахождения в Хибинской тундре.

Содержание Th, Ra и U по радиологическим определениям Л. Комлева дано в табл. 59 (стр. 364).

Ловчорриты (и ринколиты) зоны трахитоидных хибинитов (Ловчорр, Вудъяврчорр, Тахтарвумчорр) сильнее обогащены ураном при несколько меньшем содержании тория, чем ловчорриты Юкспора, связанные главным образом с пегматитами зоны мелкозернистых нефелиновых сиенитов; торий и уран распределены неравномерно в веществе ловчоррита.

[1] По П. Н. Чирвинскому, один показатель преломления выше, другой несколько ниже 1.657.

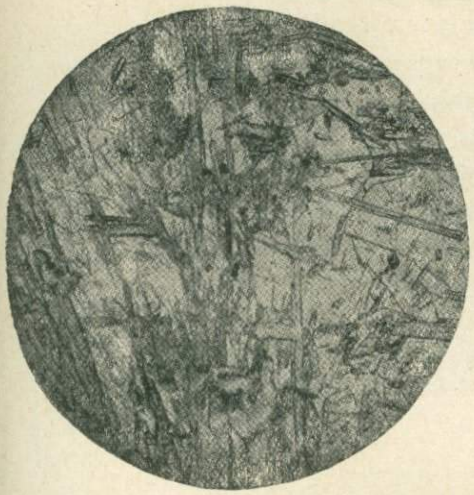


Фото 1. Иглы ринколита в полевом шпате. × 25. Николи ||.

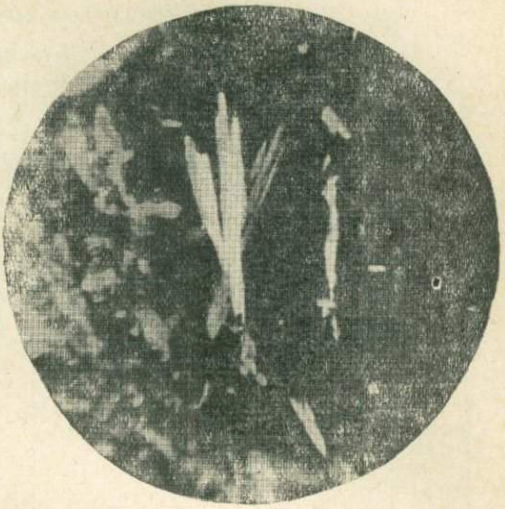


Фото 2. Вростки кристалликов ловчоррита в эгирин. Вудьяврчорр. × 25. Николи +.

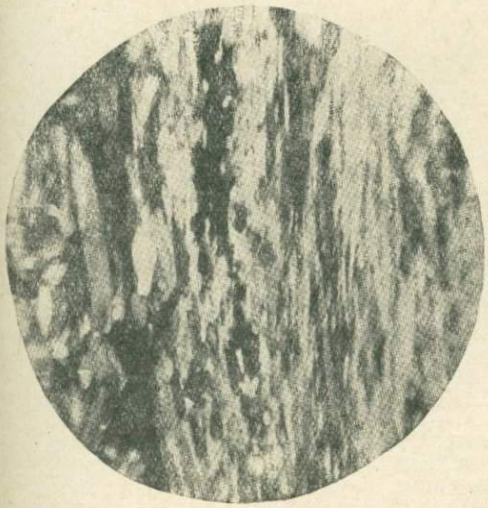


Фото 3. Кальциевый ринкит. Продольное сечение аггрегата. Юкспор. × 25. Николи +.

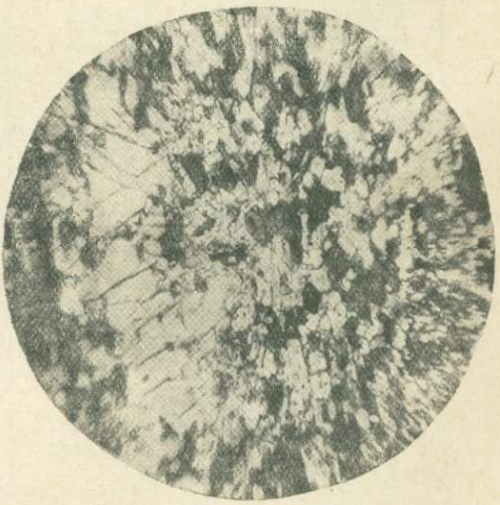


Фото 4. Кальциевый ринкит. Поперечное сечение аггрегата. Юкспор. × 25. Николи +.

Таблица 58

Химические анализы ловчоррита

(в %)

Компоненты	Ловчорр	Ловчорр	Юкспор	Юкспор	Вудъяврчорр
SiO_2	28.37	27.61	29.71	28.38	29.78
TiO_2	12.32	12.71	12.32	10.68	9.74[1]
ZrO_2	0.11	0.20	0.14	—	0.14
ThO_2	0.65	(0.23)	1.06	0.94	0.72
CeO_2	—	—	—	—	—
Ce_2O_3	5.40	8.79	8.00	7.99	6.83
$(La, Di)_2O_3$	5.38	5.15	7.10	6.68	7.26
ΣY_2O_3	3.07	1.36	1.34	1.26	2.73
Nb_2O_5 / Ta_2O_5	не определялось			2.18	2.16[1]
Al_2O_3	0.55	0.13	0.21	0.34	0.25
Fe_2O_3	0.52	—	0.05	0.14	0.05
MnO	0.22	0.53	0.04	0.39	0.11
CaO	26.22	27.26	27.06	24.14	27.92
SrO	2.09	3.56	1.32	3.38	1.12
MgO	0.69	0.80	0.18	0.35	0.15
U_3O_8	0.05	0.25	0.02	0.02	0.10
K_2O	0.34	0.28	0.34	0.15	0.21
Na_2O	9.22	7.18	7.04	8.31	6.35
F	5.14	6.38	5.42	5.80	4.75
CO_2	—	—	—	—	0.06
H_2O_-	—	—	—	—	—
H_2O_+	2.38	0.51	0.58	0.70	1.17
Сумма	102.72	102.93	101.93	101.83	101.60
$-O=F_2$	2.16	2.68	2.28	2.44	2.00
	100.56	100.25	99.65	99.39	99.60
Уд. в.	3.34	3.32	3.36	3.34	3.35
Аналитик	Н. Владавец	И. Борнеман-Старынкевич	Ю. Книпович	Т. Бурова	Ю. Книпович

[1] Цифры даны по определению Т. А. Буровой; Ю. Н. Книпович определила сумму $TiO_2 + (Nb, Ta)_2O_5 = 11.90\%$.

Таблица 59

Содержание Th, Ra, U в ловчорритах

(по Л. Комлеву)

Месторождения	Th в %	Ra в %	U в %	U_3O_8 в %	Th:U
Ловчорр	1.04	$7.17 \cdot 10^{-8}$	$2.15 \cdot 10^{-1}$	0.254	4.9
Тахтарвумчорр	0.75	$6.64 \cdot 10^{-8}$	$2.00 \cdot 10^{-1}$	0.230	3.75
Юкспор	0.96	$6.60 \cdot 10^{-9}$	$2.00 \cdot 10^{-2}$	0.024	48.0
„	1.21	$9.26 \cdot 10^{-9}$	$2.78 \cdot 10^{-2}$	0.033	43.2
„	1.23	$8.2 \cdot 10^{-9}$	$2.46 \cdot 10^{-2}$	—	50.0
Юж. Суолуайв	0.41	—	$1.1 \cdot 10^{-1}$	—	3.7
Вудъяврчорр	0.68	—	$8.2 \cdot 10^{-2}$	—	8.3

Ловчоррит легко разлагается кислотами, выделяя слизистую кремнекислоту.

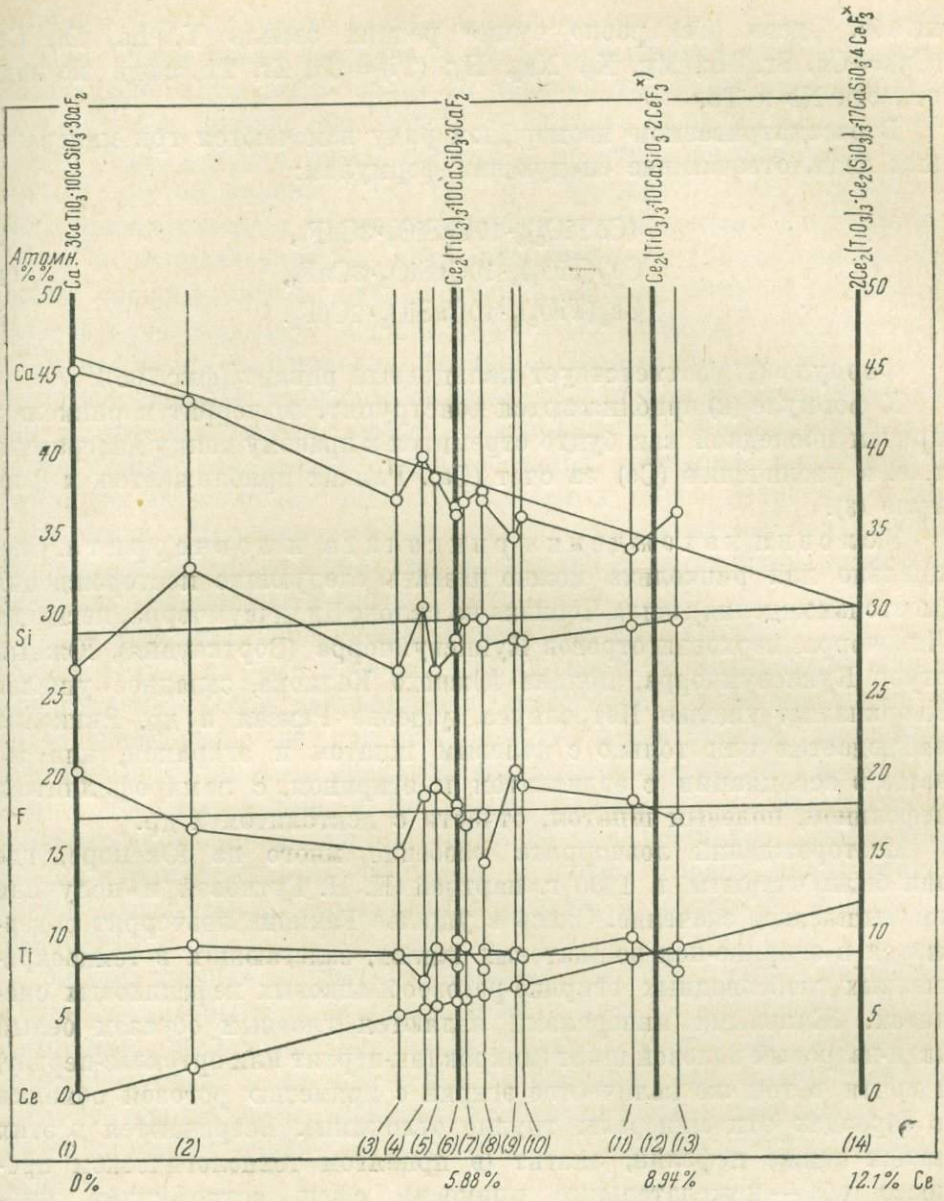
Формула. Ринколит и ловчоррит представляют собою в основном фтористый силикат и метатитанат типа

$$10\,(Ca,Sr,Na_2,Mg,Mn)\,SiO_3 \cdot Ce_2\,(TiO_3)_3 \cdot 3CaF_2.$$

Метасиликат по типу близок к пектолиту; особенно опираясь на анализы вудъяврита (см. ниже), можно заключить, что редкоземельные элементы прежде всего замещают Ca и Sr и соединяются преимущественно с титаном. По эквивалентному изоморфизму, свойственному соединениям редких земель (изотипизм, по В. М. Гольдшмидту, $3CaF_2 \backsim 2YF_3$; $3CaMoO_4 \backsim Y_2(MoO_4)_3$, надо считать $Ce_2O_3 = 3(Ca, Sr)O$. Тогда изоморфный ряд будет $Ce_2(TiO_3)_3 - Ca_3(TiO_3)_3$. С открытием в наших минералах постоянного содержания ниобиевой и танталовой кислот (последней сравнительно очень мало) приходится вводить небольшую поправку, причем Nb и Ta идут в ущерб процентному содержанию Ti.

Химические отношения ринколита, ловчоррита и их аналогов[1] поясняются прилагаемой диаграммой (фиг. 65; см. более подробно И. Д. Борнеман-Старынкевич, 1935). В целях графического выражения зависимости химического состава от замещения Ca редкими землями на оси ординат отложено процентное содержание (Ca), (Si), (F), (Ti), на оси абсцисс — процентное содержание (Ce) в учетверенном мас-

[1] Госснер и Краус (Cbl. f. Min.), исследовавшие ринколит, мозандрит и иностранит рентгенографически, предложили для них новые формулы. С их толкованием химической формулы данной группы мы не совсем согласны (подробнее см. рукопись И. Д. Борнеман-Старынкевич).



Фиг. 65. Диаграмма химического состава минералов группы ринколита — ринкита — мозандрита.

(1) — кальциевый ринкит, Юкспор, *(2)* — переходный минерал между кальциевым ринкитом и ловчорритом, Юкспор, *(3)* — ловчоррит, Юкспор, *(4)* — иоиструпит, Норвегия, *(5)* — ловчоррит, Ловчорр, *(6)* — ринколит, Тахтарвумчорр, *(7)* — ловчоррит, Юкспор, *(8)* — ловчоррит, Вудьяврчорр, *(9)* — ринколит, Юкспор, *(10)* — ринколит, Инджичвумчорр, *(11)* — ринкит, Гренландия, *(12)* — теоретический состав, *(13)* — ринкит, Гренландия, *(14)* — теоретический состав.

* Если Ce будет изморфно замещать Ca в силикатной части молекулы, возможно соединение $2Ca_2(TiO_3)_3 \cdot Ca(SiO_3)_3 \cdot 17CaSiO_3] \cdot 6CaF_2$.

* Если Ce будет изоморфно замещать Ca в силикатной части молекулы, возможно соединение $2Ce_2(TiO_3)_3 \cdot 17CaSiO_3 \cdot 2CeF_3$.

штабе. Здесь (Ce) равно сумме редких земель Y, La, Di, Ce; (Ca) = Ca, Sr, Mn, Mg, K_2, Na_2, H_2; (Ti) = Ti, Zr, Th, сюда же надо отнести Nb и Ta.

В рассматриваемом изоморфном ряду намечаются три минеральных вида, отвечающие следующим формулам:

$$(CaTiO_3)_3 \cdot 10CaSiO_3 \cdot 3CaF_2, \quad (1)$$

$$Ce_2(TiO_3)_3 \cdot 10CaSiO_3 \cdot 3CaF_2, \quad (2)$$

$$Ce_2(TiO_3)_3 \cdot 10CaSiO_3 \cdot 2CeF_3. \quad (3)$$

Формуле (1) соответствует кальциевый ринкит (фиг. 65).

К формуле (2) приближаются ионструпит, ловчоррит и ринколит, причем последний как будто стремится к правому концу диаграммы, т. е. к увеличению (Ce) за счет (Ca). Ринкит приближается к формуле (3).

Условия нахождения ринколита и ловчоррита. Специально для ринколита можно назвать следующие месторождения (местонахождения): жила Черника на склоне Иидичвумчорра, пегматит Лявочорра, верховья отрогов Кукисвумчорра (Ворткеуайя), Южный отрог Кукисвумчорра, долина Южного Калиока, западное ущелье Ньоркпахка, ущелье Петрелиуса, ущелье Рамзая и др. Ринколит наблюдается или только с полевым шпатом и эгирином, или же чаще в ассоциации с эвдиалитом и эгирином, с лампрофиллитом, нефелином, полевым шпатом, отчасти с пектолитом и др.

Месторождений ловчоррита особенно много на Юкспоре, где они были открыты в 1930 г. партией Н. Н. Гутковой и получили промышленное значение. Здесь в ущелье Гакмана ловчоррит содержится в эгирино-полевошпатовых жилах, залегающих в темноокрашенных гнейсовидных эгирино-роговообманковых нефелиновых сиенитах. Жильными минералами являются главным образом белый кали-натровый полевой шпат (микроклин-пертит или ортоклаз-пертит) и почти в том же количестве эгирин с примесью роговой обманки (в образцах эти минералы трудно отличимы). Встречаются в этих жилах также нефелин, апатит (в принятом технологическом процессе оба — нежелательные примеси), сфен, астрофиллит, ильменит, сульфиды (цинковая обманка, свинцовый блеск, пирротин, медный колчедан), эвколит с эвдиалитом, натролит и некоторые другие.

Сложение ловчорритовой руды, по Михалеву, в теле пегматитовых жил или массивное, или, реже, неправильно полосчатое; в зальбандах — гнейсовидно-рассланцеванные прожилки по сланцеватости.

Жилы идут не только в области крутого склона ущелья Гакмана, но и на самом плато Юкспора, а также более низко в рисчорритах. Полоса, где обнаружено более 20 ловчорритоносных жил, тянется на 1.8 км при ширине 200—250 м, не включая сюда жилы в рисчорритах. Жилы в общем имеют широтное простирание (азимуты 270—280°) и крутое падение ССВ 60—70°. Мощность жил изменчива. Простирание отвечает прототектоническим отношениям вмещающих пород и направлениям в них сланцеватости. В сущности мы имеем сложные жилы, ибо ловчоррит может несколько проникать и в окружающие породы. Различают участки „Три жилы" и „Пять жил". Юкспорские ловчоррито-ринколитовые жилы слагаются в основном полевым шпатом с эгирином и роговой обманкой, к которым присоединяются ринколит и ловчоррит, нефелин, апатит, сфен, сульфиды цинка и свинца, эвдиалит, титаномагнетит и др. Наибольшее число минеральных видов встречено в так называемой „Полиминеральной жиле", расположенной на склоне Юкспора в Лопарскую долину. Она обогащена эвдиалитом, содержит пектолит, ферсманит и др.

Месторождение ловчоррита на вершине Вудъяврчорра, открытое также в 1930 г. (А. С. Амеландовым), по И. С. Ожинскому (1933), представляет собою неправильное, крестообразной формы, пегматитовое образование на контакте между трахитоидным хибинитом и эгирин-нефелиновым сиенитом (на высоте 910 м). Это месторождение было выработано в 1934 г. На глубину и по простиранию никаких дальнейших разведок здесь не производилось. Между тем вблизи месторождения проходит мощная эгирино-энигматитовая пегматитовая жила, образующая раздув, к которому приурочен ринколит.

Между вторым и третьим цирками Тахтарвумчорра встречены две жилы (открыты М. Л. Золотаревым в 1932 г.), залегающие в трахитоидном хибините. Обе жилы падают полого на юго-восток и прослеживаются на 300—200 м. В основном это — эгирино-эвдиалито-полевошпатовый пегматит, обогащенный ринколитом и в значительной степени ловчорритом. Оруденение крайне неравномерное.

На Ловчорре известны две ловчорритоносные жилы, проходящие в трахитоидном хибините. Из них одна была открыта еще в 1924 г. (Б. М. Куплетским и А. Н. Лабунцовым), другая—в 1933 г. По существу это—эгирин-полевошпатовые пегматиты. Практическое их значение сомнительно. Первая жила разведывалась в 1933 г. М. С. Афанасьевым; ее простирание СЗ 310°, она имеет линзовидную форму.

Все перечисленные месторождения, равно как и другие, здесь не упомянутые (Кукисвумчорр, Эвеслогчорр и др.), располагаются по дуге, не вполне совпадающей с расположением дуг нефелиновых сиенитов (наглядную карточку этому дала Н. Н. Гуткова, см. фиг. 66).

Простирание месторождений в северных частях Кукисвумчорра — меридиональное, в южных частях Кукисвумчорра, на Юкспоре и его продолжении, Эвеслогчорре,— почти широтное и широтное.

Можно считать, что ловчоррит образовался в общем при несколько более низких температурах, чем ринколит. Н. Н. Гуткова помещает в своих парагенетических схемах время выпадения ловчоррита в фазу C_2 (пегматитовую) и D (пегматоидную). Ринколит она ограничивает фазой C_2. Пределы температур, по А. Е. Ферсману, для этих фаз 600—500°. Надо, однако, думать, что в этом интервале процесс не остановился, так как тонкие иглы ринколита и ловчоррита встречаются вросшими в натролит. Это уже гидротермальная фаза (H, J, K), характеризуемая интервалом 380—50°.

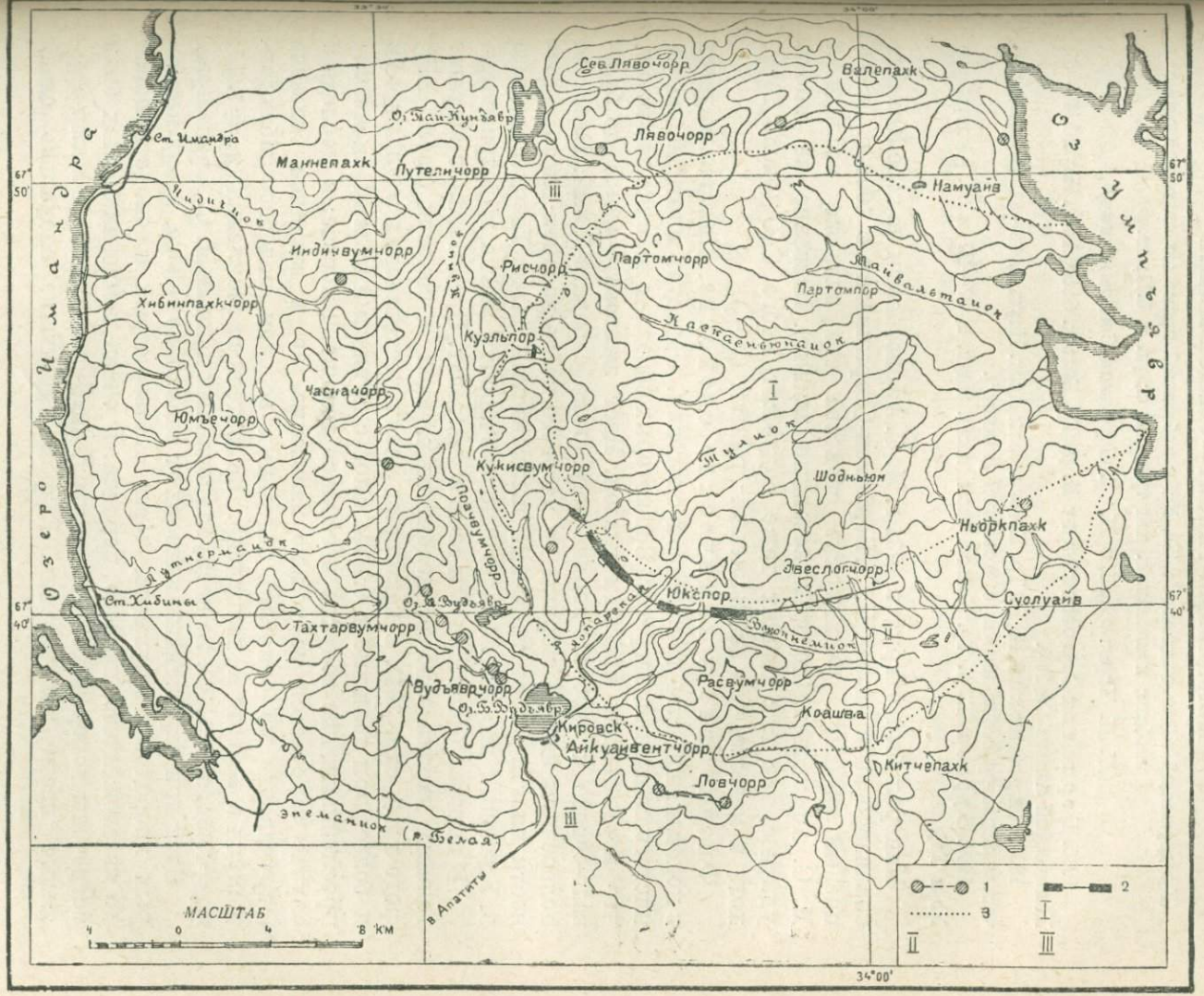
Магма была обогащена летучими составными частями (в ринколите и ловчоррите характерно содержание фтора в количествах 5—6%). Кое-что из этого осталось и на долю гидротермальной фазы, которая в районе ловчорритового рудника была выражена относительно слабо.

Изменение. Ринколит и ловчоррит очень легко разрушаются: изменение ловчоррита описано ниже (стр. 379—380) при описании вудъявритa, являющегося продуктом изменения ловчоррита.

Сравнение с другими минералами мозандритовой группы. Ринколит имеет несомненное сходство с мозандритом, ионструпитом и ринкитом как по кристаллографическим свойствам, так и по химическому составу. Вместе с ловчорритом, кальциевым ринкитом, вудъявритом и медистым вудъявритом он относится к этой же группе, но в то же время имеет особенности.

Так, по сравнению с ринкитом, знак его удлинения не +, а −, плоскость оптических осей параллельна (010), а не (100), $r > v$, а не наоборот. В то же время знак главной зоны у мозандрита и ионструпита — и $r > v$; $n_m = b$; $n_p : c = 2°$, $2V = 70 - 75°$. Это, следовательно, уже очень близко к тому, что мы наблюдаем у ринколита. Во всех случаях полисинтетические двойники по (100). У ринкита $n_m : c = 7.5°$, $n_g : c = 82.5°$. Двупреломление ринкита 0.016, мозандрита и ионструпита —0.012.

В химическом отношении как ринколит, так и ловчоррит отличается от ринкита, мозандрита и ионструпита тем, что они бедны цирконием и содержат стронций, но для последних трех минералов



Фиг. 66. Схематическая карта месторождений ринколита-ловчоррита в Хибинских тундрах (по Н. Гутковой).

1 — внешняя зона ринколитовых и ловчорритовых месторождений, *2* — внутренняя зона ринколитовых и ловчорритовых месторождений, *3* — границы распространения отдельных пород. *I* — фойяиты, *II* — неравномернозернистые нефелиновые сиениты и уртиты, *III* — хибиниты.

также указываются ниобиевая и танталовая кислоты. Содержание ZrO_2 в гренландском ринките 13.31%, в норвежских минералах — 5.33% в мозандрите и 7.57% в нонструпите.

КАЛЬЦИЕВЫЙ РИНКИТ — CALCIUM-RINKITE

(F-содержащий титаносиликат Ca, Sr, Na с небольшой примесью соответственного ниобата; моноклин. с. или триклин. с.; уд. в. 3.11; тв. 5)

(П. Н. Чирвинский и И. Д. Борнеман-Старынкевич)

1935. Борнеман-Старынкевич И. Д. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, 1, *43—65*. Химический анализ (№ 24)].

1935. Чирвинский П. Н. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **1**, *82—84*. [Микроскопическая характеристика, назван с оговоркой „гаинит"].

1936. Бурова Т. А. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **2**, *27—29* и *35*. [Содержание Nb и Ta].

Минерал был открыт в 1931 г. М. С. Афанасьевым на горе Юкспор, анализирован и назван И. Д. Борнеман-Старынкевич в 1932 г. „кальциевый ринкит". Физические свойства его впервые исследовал М. С. Афанасьев (неопубликованные данные). Название не вполне удачное, так как ринкит тоже содержит много CaO (около 23%), хотя и меньше, чем „кальциевый" ринкит (38%).

Физические и химические свойства. Кристаллизуется в моноклинной или триклинной сингонии. Образует плотный, волокнистого сложения, аггрегат. В некоторых образцах волокна так мелки, что неразличимы простым глазом. Цвет желтовато-серый до буровато-серого и серовато-коричневого, реже серовато-белый. Блеск на поперечном изломе жирный до матового вдоль волокон; плотные разности иногда имеют типичный шелковистый блеск. Твердость около 5. Удельный вес 3.11. Аналогично ловчорриту легко выветривается.

В шлифах бесцветен или слегка желтоват. Представляет аггрегат тонких, параллельно расположенных, игол и волокон (табл. XIV, фото 3 и 4, стр. 361), в некоторых слоях достигающих в длину 4 мм и более, при толщине в 0.1 мм. Слои с крупными иглами сменяются прослойками, где волокна несколько тоньше и короче; в последнем случае замечается не только налегание, но и взаимное свивание (скручивание по спирали) отдельных волокон, подобное наблюдающемуся в асбесте и халцедоне. Показатели преломления: $n_g = 1.657$, $n_m = 1.654$, $n_p = 1.649$, по неопубликованным данным М. С. Афанасьева.

Цвет при скрещенных николях от аномально синего, как у некоторых хлоритов и везувиана, через стально-серый (господствующий) до светложелтого первого порядка. В очень немногих местах были встречены поперечные сечения игол, дававшие желтые и желто-оранжевые цвета поляризации. Разрезы, дававшие аномально синий

и серый цвета, оказались перпендикулярными к острой биссектрисе или к одной из оптических осей. Знак минерала +, $2V$ небольшой (по Афанасьеву — большой). Плоскость оптических осей — поперек длины игол. Двупреломление, по Чирвинскому, $n_g - n_p = 0.012$, по Афанасьеву — 0.008.

Хотя все эти определения несколько расходятся друг с другом, все же можно заключить, что у кальциевого ринкита как двупреломление, так и светопреломление несколько ниже, чем у ринколита и ловчоррита. Отличается в этом отношении и от пектолита ($n_g - n_p =$ $=0.038—0.033$). Налицо дисперсия силы двойного лучепреломления. Знак зоны во всех иглообразных разрезах, не показывающих аномально синей окраски, отрицательный, а в разрезах с аномально синей окраскою — положительный. Это и естественно, так как с длиною кристаллов в общем совпадает ось средней упругости.

По Афанасьеву, удлинение минерала всегда отрицательное; $n_p : c =$ $= 1$ до $3.5°$. „Обычно волнистое и притом неполное угасание (цвета с фиолетовым оттенком)".

В поперечном шлифе (табл. XIV, фото 4) виден разнозернистый аггрегат. Зерна большею частью изометричны или слабо вытянуты, но бывают и более значительно удлиненными. Форма поперечных сечений неправильная, иногда приближается к шестиугольной, обычно же несколько растянута в одном направлении (ср. Ловчоррит). Угасание или симметричное, или косое. Знак зоны вытянутых разрезов в поперечном шлифе большею частью отрицательный. Кристаллы неправильно зональны. Желтые пятна в поляризованном свете очень часты и большею частью встречаются в центре зерен, однако преобладают стально-серые оттенки. Угасание центральных частей отличается на несколько градусов от наружных. Встречаются двойники по (100), угасание обоих индивидуумов по отношению к двойниковому шву почти симметричное и достигает 24—28°.

В шлифах кальциевого ринкита обычно содержатся включения апатита. Они имеют неправильные очертания вследствие врастания в них с краев игл кальциевого ринкита. Иногда последний прорастает апатит пойкилитически. Тончайшие волоски кальциевого ринкита иногда врастают во множестве в прослойки и включения натролита. Иногда волокон этих так много, что натролит сам становится почти непрозрачным. Одновременно в виде подобных же игол могут находиться пектолит и эгирин, а также канкринит и, что особенно интересно, ловчоррит. В зерна ловчоррита могут тоже врастать тончайшие иглы кальциевого ринкита. Это доказывает, что кальциевый ринкит может сохранять свою индивидуальность даже в непосредственном соседстве с ловчорритом, как это хорошо известно в ряду

плагиоклазов, где при низких температурах вполне утрачивается смесимость между Ab и An.

Ниже (табл. 60) приводятся: 1— полный анализ кальциевого ринкита с хорошо различимыми отдельными волокнами; 2— частичный анализ образца, волокнистая структура которого обнаруживается только под микроскопом; 3— состав переходного минерала от кальциевого ринкита к ловчорриту.[1]

Дополнительным анализом обнаружено содержание Nb_2O_5 3.83%, Ta_2O_5 0.04%. Эти количества обеих кислот надо вычитать из ранее показанных цифр для титановой кислоты.

Столь высокое содержание ниобиевой кислоты делает понятным, почему в той же жиле встречен был и ферсманит, минерал особенно богатый ниобиевой кислотою (Nb_2O_5—15.36%).

Условия нахождения. До сих пор кальциевый ринкит был обнаружен только в одном месте — на Юкспоре, в висячем боку и в центральной части „Полиминеральной жилы", где он образует прожилки в несколько сантиметров мощности, вытянутые по простиранию жилы; вместе с ним наблюдается особенно много волокнистого эгирина и отдельных кристаллов апатита. В этой же жиле недавно, вместе с кальциевым ринкитом, был обнаружен ферсманит. Другими спутниками его являются сульфиды (галенит и сфалерит) и пектолит. Кальциевый ринкит иногда, в перемежку с натролитом, образует плотные корочки на пектолите, что указывает на низкие температуры его выделения.

Сравнение с другими минералами. Первоначально предполагалось, что изучаемый минерал является гаинитом.[2] Однако более низкий показатель преломления кальциевого ринкита исключает возможность отождествления этих двух минералов. Сопоставление с другими сходными минералами см. стр. 368.

ВУДЪЯВРИТ — VUDYAVRITE

(Обогащенный водою и углекислотою титаносиликат редких земель и кальция; аморфный (?); уд. в. 2.4—2.5; тв. 3.5)

(П. Н. Чирвинский и И. Д. Борнеман-Старынкевич)

1933. Борнеман-Старынкевич И. Д. Хибин. апатиты, **6**, *114—118*. [Три анализа, выводится химическая формула].

[1] См. диаграмму И. Д. Борнеман-Старынкевич, стр. 365.

[2] Гаинит — очень плохо изученный минерал. Количественный химический анализ его не производился. В новейшей сводке J. E. Hibsch (Die Minerale des Böhmischen Mittelgebirges Jena, 1934, *172—173*) цитируются только данные о составе гаинита, принадлежащие J. Blumrich (1893): „Silikat, in dem die Elemente Na, Ca, Ti und Zr reichlicher erhalten sind. Vielleicht sind auch Elemente der Cergruppe vorhanden". Твердость, по Дана, 5. Удельный вес 3.18. Показатель преломления 1.65—1.70.

Таблица 60

Химические анализы кальциевого ринкита и переходного минерала между кальциевым ринкитом и ловчорритом, Юкспор

(в %)

Компоненты	№ анализов		
	1	2	3
SiO_2	29.78	не опред.	34.15
$TiO_2 + \Sigma(Nb, Ta)_2O_5$	12.49	12.03	12.81
ZrO_2	0.35	—	0.19
ThO_2	—	—	0.37
Ce_2O_3			—
$\Sigma(Ce_2O_3)$	нет	3.32	4.70
$\Sigma(Y_2O_3$			0.44
Al_2O_3	2.16	—	0.83
Fe_2O_3	0.40	0.38	0.22
MnO	2.10	—	0.26
CaO	38.32	39.20	36.23
SrO	1.28	—	0.73
MgO	следы	—	0.13
Na_2O	6.44	—	5.14
K_2O	0.48	—	0.69
F	7.23	—	5.50
H_2O_-	0.14	—	—
H_2O_+	1.02	—	0.40
Сумма	102.19	—	102.79
$-O=F_2$	3.04	—	2.32
	99.15	—	100.47
Аналитики	И. Борнеман-Старынкевич	И. Борнеман-Старынкевич и И. Степанова	

1935. Борнеман-Старынкевич И. Д. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, 1, *43—66*. [Наиболее полные химические данные].

1936. Бурова Т. А. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, 2, *28* и *35*.

Название вудъяврит дано минералу И. Д. Борнеман-Старынкевич по имени горы Вудъяврчорр, где он наблюдался впервые. Вудъяврит тесно связан генетически и химически с ловчорритом, на котором образует корки. Название это охватывает и другие минералы той же группы, еще недостаточно изученные и иногда значительно отличающиеся по своим свойствам (таков „белый вудъяврит").

Физические и химические свойства. Кристаллографическая система неизвестна. По внешнему виду аморфный, оптически большею частью двупреломляющий. Сложение вудъявритовой корки толщиною до 10 мм на ловчоррите с Вудъяврчорра рисуется в следующем виде: внутренняя часть корки, непосредственно прилегающая к свежему ловчорриту, толщиною в 2—3 мм, резко от него отличается по цвету и слабому восковому, частью жирному, блеску. В лупу в этой части корки видна скрытая волокнистость. Волокна идут перпендикулярно пограничной линии, лежащей между ловчорритом и вудъявритом. Сложение внутренней части корки все же более компактное, чем зеленовато-серой наружной ее части, показывающей землистое сложение и состоящей из множества мелких призматических кристалликов. Наружная часть корки грубо трещиноватая. Местами на этой внешней корке наблюдается более плотная бурая корочка (толщина 1 мм), напоминающая сложением внутреннюю.

Цвет обычно бурый до зеленовато-серого, реже—вишнево-красный, белый и др. Черта желтовато-белая или желтовато-серая. Блеск от жирного до воскового и матового.

Белый вудъяврит образует белые, с желтоватым оттенком, легкие массы, напоминающие обыкновенный или окремненный мел. Твердость у более плотной внутренней корочки обычного вудъяврита 3.5, у землистой части — ниже, так как минерал легко чертится не только ногтем, но и карандашом, который не оставляет своей темной черты. Кажущаяся твердость белого вудъяврита 1—1.5; он пачкает пальцы, чертится ногтем.

Удельный вес обыкновенного вудъяврита 2.40—2.50, т. е. значительно ниже, чем у ловчоррита. Удельный вес (после заполнения пор водою) белого ловчоррита 2.45.

Вудъяврит трудноплавок, как и ловчоррит.

В шлифе слабо желтоватый, буроватый или чаще бесцветный. Окраска обычно неоднородна — в светложелтых осколках видны бурые участки. Побурение связано, главным образом, с трещинами,

которых вообще в нормальном вудъяврите много. Все сказанное о ловчорите в основном относится и к обыкновенному вудъявриту. В препаратах из порошков и в шлифах можно видеть, что типичный вудъяврит сравнительно редко бывает аморфным.

Средний показатель преломления лежит между 1.610 и 1.618. Знак минерала +, удлинение —, т. е. иное, чем у белого вудъяврита (см. ниже); $r > v$ (в некоторых осколках видно очень ясно). Угол оптических осей средней величины.

Рассматривая порошок белого вудъяврита в капле воды под микроскопом, можно видеть множество обломков сплющенных призмочек и реже — неправильных пластинок (сростки из призмочек). Они кажутся мутными, просвечивают, имеют буроватый оттенок. Если взять жидкость с большим показателем преломления (например, 1.610 — 1.638), то прозрачность препарата увеличивается, и этим исследование облегчается. Обычные размеры игол: длина 0.30—0.45 мм при ширине 0.03 мм, редко 0.06 мм. Пластинки имеют неправильные очертания и более сильное двупреломление, чем иглы, двупреломление которых едва ли превышает 0.010. Угасание игол прямое. Удлинение всегда +. Показатели преломления игол и пластинок меньше 1.666 и больше 1.657 (П. Чирвинский). Не исключена возможность того, что пластинки представляют собою другой минерал, и мы имеем неразделимую для химического анализа смесь.

Кислотами вудъяврит легко разлагается, выделяя при этом в некоторых образцах пузырьки угольной кислоты (если наблюдать за действием кислоты под микроскопом, то какой-либо локализации выделения углекислоты заметить нельзя).

Из приведенных в табл. 61 анализов ясно, что в вудъявритах, по сравнению с ринколитом и ловчорритом, наблюдается резко пониженное содержание кальция, стронция, щелочных металлов, фтора и кремнекислоты и вместе с тем накопление титана, группы редких земель, воды и частью угольной кислоты. Белый вудъяврит стоит в этом отношении на крайнем полюсе. В нем много и угольной кислоты. В сущности это уже другой минерал, если даже базироваться только на одном валовом химическом анализе.

Как и в ловчорите, ринколите и кальциевом ринките, в вудъяврите металлы редких земель изоморфно замещают прежде всего кальций и стронций. Благодаря этому содержание тех и других колеблется в обратном отношении. По эквивалентному изоморфизму три молекулы CaO замещают одну молекулу M_2O_3, где M обозначает редкоземельные металлы. Вудъяврит, как ринколит и другие минералы, представляет собою метасиликат (ср. выше) и метатитанат.

Таблица 61

Химические анализы вудъяврита

(в %)

Компоненты	Глазированная корка (Юкспор)	Вишнево-красная корка (Юкспор, „Пять жил")	Светложелтая прозрачная корка (Кукисвумчорр, Лопарский цирк)	Рассыпчатая корка (Вудъявр-чорр)	Рассыпчатая корка (Вудъявр-чорр)	Белый молоподобный вудъяврит (Кукисвумчорр)
	№ анализов					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	23.43	23.89	22.25	не опр.	18.97	13.54
TiO_2	16.51	18.50	19.95	13.27	15.36	17.10
Nb_2O_5				3.78		4.64
ZrO_2	0.05	0.05	0.27	0.05	0.15	0.35
ThO_2	0.90	1.17	2.06	0.92	1.14	4.13
CeO_2	—	15.02	8.37	—	—	12.37
Ce_2O_3	9.79[1]	—	—	10.29[2]	10.28	—
ΣCe_2O_3	12.08[1]	5.33[3]	10.28[3]	13.09[2]	11.78[3]	12.70
ΣY_2O_3	1.87	2.71	1.94	3.07	4.00	5.79
Al_2O_3	0.41	0.39	3.24	0.20	0.23	2.37
Fe_2O_3	0.14	1.88	0.77	0.52	0.14	0.43
MnO	0.16	0.61	—	0.23	0.23	—
CaO	5.12	2.68	2.73	2.26	4.88	2.23
SrO	1.22	0.10	—		0.95	1.67
MgO	0.19	0.12	0.26	—	0.19	0.08
Na_2O	1.35	0.78	0.18	0.32	0.86	0.65
K_2O	0.24	0.09	0.14		0.12	0.12
F	0.19	—	0.24	не опр.	0.17	нет
CO_2	нет	—	—	—	3.36	5.47
H_2O_-	26.10	18.05	17.64	24.19	12.09	11.34
H_2O_+	—	8.35	8.78		14.83	5.40
Сумма	99.75	99.72	99.10	—	99.73	100.38
$-O=F_2$	0.08	—	0.10	—	0.07	—
	99.67	—	99.00	—	99.66	—
Уд. в.	2.43	не опр.	не опр.	2.40	2.50	2.45
Аналитик и год выполнения анализа	Т. Бурова, 1933	И. Степанов, 1933	И. Степанов, 1934	В. Быкова и И. Борнеман, 1933	Ю. Кипович, 1932	И. Степанов, 1934

[1] Содержание $CeO_2 + PrO_2 = 15.74\%$, $La_2O_3 = 7.09\%$ (определение И. В. Степанова).

[2] $CeO_2 + PrO_2 = 13.55\%$, $La_2O_3 = 10.47\%$.

[3] $Di_2O_3 + La_2O_3$.

Любопытно, что церий в вудъяврите обнаруживался небольшими количествами, причем весь в высшей степени окисления (CeO_2). В глазурованной (Юкспор) и матовой (Вудъяврчорр) корочках при перечислении всего церия на M_2O_3 мы получаем отношение M_2O_3: $:3TiO_2$, близкое или равное единице; в вишневой разности и в светложелтых прозрачных прожилках, не связанных с ловчорритом, это отношение значительно меньше единицы, что соответствует переходу соединения $Ce_2(TiO_3)_3$ в соединение $Ce_2(TiO_3)_4$.

Такой процесс окисления, повидимому, является одной из основных причин изотропизации редкоземельных минералов, содержащих вообще слабые основания (редкие земли) и слабые кислоты SiO_2, TiO_2, Nb_2O_5, Ta_2O_5 (двуокиси церия и тория в свою очередь могут функционировать как слабые кислоты в роли заместителей двуокисей титана и кремния). Обратный самопроизвольный переход в кристаллическое состояние при таком толковании причин изотропизации, очевидно, невозможен — он будет возможен лишь при условии перехода перекисей редкоземельных металлов в состояние окисей. Опыты в этом направлении очень желательны: здесь же мы имеем вопрос общего значения об устойчивости аморфного и кристаллического состояния вещества.

За правильность нашего толкования говорит также следующее наблюдение: иглы ринколита, укрытые в свежих кристаллах полевого шпата, могут оставаться неизменными со стороны их оптических свойств; части же игол, заходящие в область, доступную действию атмосферного кислорода, становятся изотропными. Вряд ли можно связать это явление с разрушительным действием на решетку редкоземельного минерала радиоактивных истечений, как предполагает Гольдшмидт.

Условия нахождения. Месторождения и парагенезис вудъяврита те же, что и у ловчоррита.

Относительно генезиса вудъяврита возможны два предположения: 1) вудъяврит есть продукт выветривания ловчоррита и 2) это минерал первичный, относящийся по преимуществу к гидротермальной фазе. Оба эти предположения правдоподобны; возможно даже, что вудъяврит образуется и тем, и другим путем.

Корки на ловчоррите могут быть продуктами выветривания. В этом случае получает естественное объяснение их большая трещиноватость и даже пористость, рассыпчатость.

Белый вудъяврит есть, несомненно, гидротермальное образование в условиях формирования натролитовых жил, с характерным натролитом, проросшим иглами ринколита; эти жилы по простиранию входят в одну из полос ловчорритовых жил на Юкспоре. Любо-

пытно накопление в белом вудъяврите тория, элемента, вопреки мнению В. И. Вернадского, никогда не выпадающего в ассоциациях гидротермального генезиса.

П. П. Зотов полагает, что вишнево-красные корочки вудъяврита (анализ 2 нашей таблицы) с жирным блеском и раковистым изломом представляют собой первую стадию выветривания ловчоррита в условиях дневной поверхности. Эта разность встречается редко (наблюдение относится к жиле № 1 и участку „Пяти жил" на Юкспоре). Весьма часто встречаются коричневые корочки с глазурованною поверхностью. Толщина до 1 см (ср. выше). Вторая стадия выветривания — распад корки на мелкие крупинки (песок). Наконец, имеются корочки светложелтого цвета, которые легко растираются между пальцами в пылевидные частицы. По нашим исследованиям, такие прозрачные осколочки канареечно-желтого вудъяврита являются вполне аморфными. Это — третья стадия изменения ловчоррита.

В качестве побочного и последнего продукта выделения при изменении вудъяврита наблюдаются белые корочки и жилки (пленки) кальцита с перламутровым блеском. Некоторые авторы указывают далее на образование кальцио-анцилита, но это изменение не изучено и является, по нашему мнению, проблематичным.

МЕДИСТЫЙ ВУДЪЯВРИТ — CUPREK VUDYAVRITE

(Водный титано-ниобо силикат TR, содержащий Cu; аморфный; уд. в. 2.44; тв. 1.5)

(П. Н. Чирвинский и И. Д. Борнеман-Старынкевич)

Минерал новый, почти не указанный в литературе. Некоторые предварительные сведения о нем имеются в следующих работах:

1933. Борнеман-Старынкевич И. Д. Хибин. апатиты, **6**, *118*. [Неполный предварительный анализ, названия не дано].

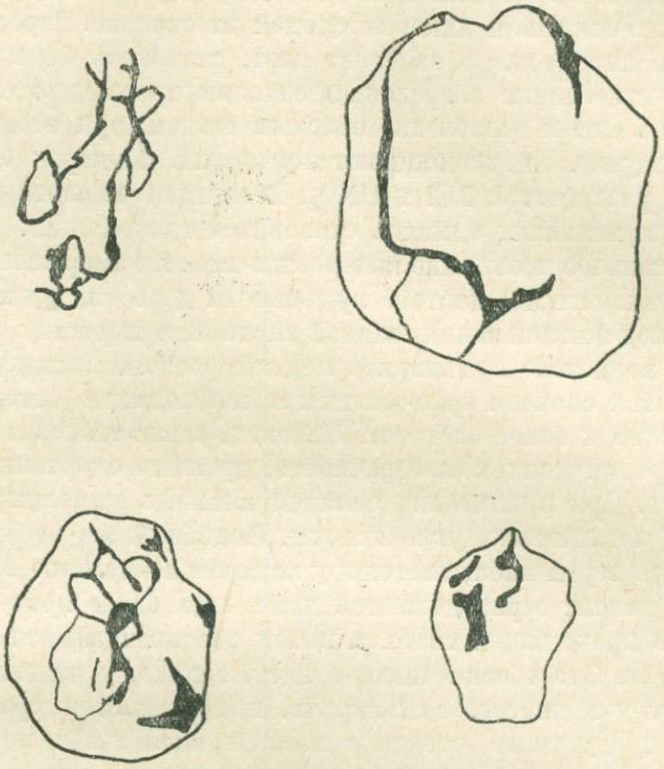
1935. Чирвинский П. Н. Карело-Мурманский край, 1—2, *53*.

1935. Семеров П. Ф. и Чирвинский П. Н. Минералы Хибин. и Ловозер. тундр, *19*. [Дается название медистый ловчоррит или медистый вудъяврит, кратко характеризуются свойства минерала, его состав и парагенезис].

Медистый вудъяврит (или медистый ловчоррит) ранее в некоторых случаях, повидимому, смешивался с хризоколлой, на которую он действительно походит и цветом, и некоторыми другими свойствами. Впервые этот минерал обнаружен в 1932 г. во время поисковых работ на Южном отроге Апатитовой горы Кукисвумчорра вблизи Лопарского цирка. Собранный здесь Л. Б. Антоновым и М. С. Шевченко материал послужил для более подробного изучения минерала.

Физические и химические свойства. Минерал аморфный, без всяких следов кристаллического строения ни в данное

время, ни в прошлое. Образует тонкие жилки. Фиг. 67 даст мегаскопическое изображение жилок (толщина их обычно не более 1—2 мм, в угловатых же участках при стыке вкрапленников полевого шпата и других минералов, которые им охватываются, они могут быть толще, доходя до 3—4 мм).



Фиг. 67. Жильные выделения медистого вудъяврита в эгирино-роговообманковом сиенит-пегматите (натур. величина).

Цвет зеленый, разных оттенков, изредка синеватый и голубоватый. Черта светлозеленая, остающаяся даже на бумаге. Чрезвычайно хрупок. Излом, насколько можно о нем судить под микроскопом, мелкораковистый. Блеск стеклянный. Удельный вес 2.44. Твердость около 1.5.

В очень тонких осколках под микроскопом окраска становится незаметна — минерал в этих случаях водянопрозрачен и бесцветен. Более толстые осколки в проходящем свете напоминают по цвету хризотил. При сильных увеличениях иногда можно заметить некоторую разницу в интенсивности окраски. На поляризованный свет ни в зернах, ни в шлифах (последние изготовлять трудно — мине-

рал при шлифовании обычно нацело выкрошивается) безусловно не действует. Ему сопутствует также и аморфный ловчоррит, образующий подобные же прожилки. Показатель преломления 1.59, т. е. ниже, чем у ловчоррита и вудъяврита. Приблизительно та же величина показателя преломления наблюдается у хризоколлы и гарньерита, с которыми наш минерал сходен по окраске. Перед паяльной трубкой не плавится, но изменяет цвет, становясь бурым. Под микроскопом измененные нагреванием осколки просвечивают желто-бурым, иногда еще и ослабленно зеленым светом; при этом, особенно в первом случае, они напоминают ловчоррит. Минерал легко и без вскипания разлагается HCl и HNO_3. В азотной кислоте раствор зеленый, от приливания аммиака становится густо-синим.

Сравнительное испытание канареечно-желтого аморфного порошковатого вудъяврита и медистого вудъяврита дало следующие результаты. При подливании капли соляной кислоты к порошку из зеленых зернышек медистого вудъяврита под микроскопом видно, что цвет их становится сначала ярко-желтым с зеленоватым оттенком, а потом все более и более светлеет. Наконец, зерна становятся бесцветными, сохраняя полную прозрачность, прежние очертания и полную аморфность. При приливании соляной кислоты выделяются редкие пузырьки, повидимому, углекислоты. Подобный же эффект в изменении цвета зерен наблюдается и у канареечно-желтого вудъяврита. В первый момент зерна делаются даже еще более ярко-зеленовато-желтыми в проходящем свете, а потом обесцвечиваются и начинают растворяться. Это обесцвечивание идет, однако, у вудъяврита медленнее, чем у медистого вудъяврита, и достигается сразу при нагревании предметного стекла с каплей кислоты и порошком на спиртовой лампочке. Ясно, что пигмент в обоих случаях извлекается кислотою: в первом случае это — окислы редких земель и меди, во втором случае — почти исключительно редкие земли.

Если прибавить к слабому солянокислому раствору щавелевой кислоты, то получается белый слизистый осадок. Затем он начинает переходить в сростки микроскопических ромбоидальных кристалликов щавелевокислого церия.

Предварительный анализ (№ 3) был сделан в 1933 г. (табл. 62), причем для этого была отобрана навеска густо-зеленого вудъяврита, более полный — в 1935 г. (№ 1). Малое количество материала не дает возможности сделать полный анализ.

Условия нахождения. Кроме ринколито-натролитовых жил Кукисвумчорра, медистый вудъяврит, по словам М. С. Шевченко, при разведках НИУ встречался на Апатитовой горе и в кернах буровых скважин в висячем боку ийолитовых пород близ контакта с сетча-

тым апатитом. Такого рода находки не редки, например, на участках III, IV и IV-бис Апатитового рудника (П. Н. Чирвинский и др.). Все эти указания, однако, требуют проверки, так как здесь возможно нахождение и других цветных медистых минералов зеленого и чаще яркосинего цвета.

Несомненный медистый вудъяврит нашел в 1934 г. Д. Н. Михалев в открытых им на Юкспоре на склоне долины Гакмана ловчорритовых жилах в слюдяных нефелиновых сиенитах. Встречен он здесь в зоне выветривания в сопровождении жилок тоже легко крошащегося в порошок совершенно аморфного, по исследованию Чирвинского, ловчоррита или канареечно-желтого вудъяврита. В ловчорритовых жилах Юкспора, как известно, встречаются в небольшом количестве сульфиды, свинцовый блеск, цинковая обманка, медный колчедан и пирротин. Генетическая связь нашего минерала с медным колчеданом, подвергшимся выветриванию, здесь особенно вероятна. Иначе говоря, медистый вудъяврит следует считать экзогидатогенным. Это предположение желательно в будущем проверить опытами воздействия растворов медного купороса при разных температурах на вудъяврит и ловчоррит.[1]

Таблица 62

Химический анализ медистого вудъяврита

(в %)

Компоненты	Навеска в г		
	0.2882	—	0.0590
	№ анализа		
	1	2	3
SiO_2	23.55	—	18.5
TiO_2	11.04	—	19.8
Nb_2O_5	3.08	—	
ThO_2	1.66	—	
Ce_2O_3	5.04	—	18.5
$\Sigma(La, Di)_2O_3$	9.20	—	
Y_2O_3	1.60	—	
Al_2O_3	(5.10)	—	(11.5)
Fe_2O_3	2.43	—	3.2
CaO	1.52	—	1.52
CuO	6.04	4.00	4.1
Na_2O	0.56	—	—
K_2O	0.45	—	—
Потеря при прокал.	23.41	—	25.1
Сумма . . .	97.71	—	—

[1] Д. Н. Михалевым сделан следующий предварительный опыт. В раствор медного купороса 10 мая 1935 г. был погружен осколок ловчорритовой руды и мелкие обломочки ловчоррита. Все было поставлено на батарею парового отопления, которая время от времени нагревалась. Вода доливалась по мере испарения. При осмотре через месяц оказалось, что ловчоррит покрылся зелеными корками; некоторые из них образовались главным образом по границам ловчоррита с полевым шпатом, отчего

МАРГАНЦОВЫЙ НЕПТУНИТ — MANGAN-NEPTUNITE

[$(Na,K)_2(Mn,Fe)TiSi_4O_{12}$; моноклин. с.; уд. в. 3.16; тв. 5—6]

(*Э. М. Бонштедт*)

1923. Курбатов С. М. Доклады Акад. Наук, сер. А, *59—60*. [Анализ нептунита с Маннепахка].

1924. Бонштедт Э. М. Изв. Акад. Наук, *105—116*. [Кристаллографическое описание, месторождения, физические свойства].

1927. Костылева Е. Е. Доклады Акад. Наук, сер. А, *3—4*. [Описание месторождения на Маннепахке].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, 2, *344—349, 369—365*. [Указание всех находок и описание месторождений с нептунитом в обоих массивах].

1935. Кравченко Г. Т. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 7, *229—240*. [Кристаллография и оптика нептунита по коллекциям, собранным после 1924 г.].

Нептунит — мало распространенный минерал.

Физические и химические свойства. Моноклинная сингония. Всегда встречается в виде кристаллов, более или менее хорошо образованных. Кристаллы призматические, всегда несколько вытянутые по оси *c*; размеры различные, от мелких в несколько миллиметров длиною до кристаллов, достигающих в длину 6—7 см. Весьма обычны и двусторонне образованные кристаллы, но в виду хрупкости материала они извлекаются целыми с большим трудом.

Кристаллы независимо от месторождений распадаются на два типа: 1) с преобладанием базиса (001) (фиг. 68) и узкими гранями пирамид, главным образом *s* (111) и *o* ($\bar{1}11$) и 2) более богатый гранями с небольшим базопинакоидом и сильно развитыми пирамидами (фиг. 69).

Кристаллы обычно несколько уплощены по одной паре основных призм (110).

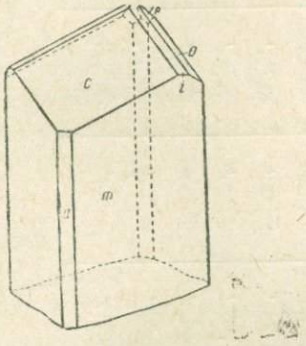
При измерении кристаллов найдены следующие 14 форм (Бонштедт и Кравченко): *c* (001), *a* (100), *b* (010); *m* (110), *v* (221), *s* (111), *w* ($\bar{1}15$)?, *i* ($\bar{1}12$), *o* ($\bar{1}11$), *r* ($\bar{2}21$), *t* ($\bar{1}02$), *d* ($\bar{3}01$); *p* ($\bar{3}11$), *k* ($\bar{3}12$).

Формы ($\bar{1}02$), ($\bar{1}12$) и ($\bar{3}15$) — новые, последняя не вполне достоверная. Наиболее обычны: (001), (100) — в виде узкой грани, (110), ($\bar{1}11$) и ($\bar{1}12$); менее часты — (111), ($\bar{3}11$), ($\bar{2}21$); остальные формы встречаются очень редко.

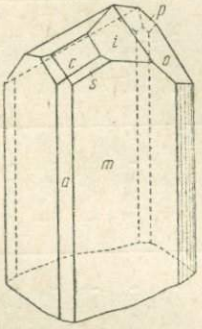
получились прожилки. Под микроскопом картина вполне напоминает ту, которую дает медистый вудъяврит, с той лишь разницей, что ловчоррит не утрачивает двойного лучепреломления. При действии HCl наступает обесцвечивание и постепенное растворение минерала. Мелкие осколочки ловчоррита вполне позеленели. Добавление нескольких капель (от 15 до 20) концентрированной H_2SO_4 к водному раствору не вызвали существенных перемен (еще в течение месяца).

Боковой пинакоид b (010) наблюдается чрезвычайно редко и обычно только намечается на кристаллах, заменяясь комбинационной штриховкой двух смежных призм.

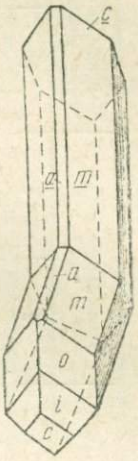
Отношение осей (Кравченко): $a:b:c = 1.3164:1:0.8012$; $\beta = 115°24'$.



Фиг. 68. Кристалл нептунита, тип 1 (по Г. Кравченко).



Фиг. 69. Кристалл нептунита, тип 2 (по Г. Кравченко).



Фиг. 70. Двойник нептунита с различным развитием конечных форм обоих неделимых (по Э. Бонштедт).

Результаты измерений сведены в табл. 63.

Двойниковые кристаллы встречаются сравнительно редко. Двойники коленчатые, с двойниковой плоскостью (001) (фиг. 70).

Цвет темнокрасный, в тонких осколках — кроваво-красный. Черта оранжево-красная. На плоскостях спайности сильный стеклянный блеск, в изломе — менее сильный. В тонких осколках просвечивает. Твердость между 5 и 6. Излом неправильный. Спайность совершенная по призме m (110). Удельный вес нептунита с Маннепахка 3.16 (определен пикнометром). Перед паяльной трубкой легко плавится. Кислотами не разлагается, за исключением HF.

В шлифах — оранжевого цвета. Плоскость оптических осей $\parallel$ (010), n_g образует с осью c угол 20°, в тупом углу β; n_p почти совпадает с осью a (фиг. 71—73).

Минерал оптически положителен. Угол оптических осей в белом свете равен 34°, $2V_{Na} = +36°$. Дисперсия осей очень сильная, $v > r$. Показатели преломления, определенные иммерсионным методом (по данным Кравченко), сведены в табл. 64.

Сильный плеохроизм: по n_g ярко-оранжевый, желто-красный с коричневым оттенком; по n_m — оранжевый, оранжево-желтый; по n_p светложелтый, лимонно-желтый; $n_g > n_m > n_p$.

Таблица 63

Сводная таблица измерений нептунита

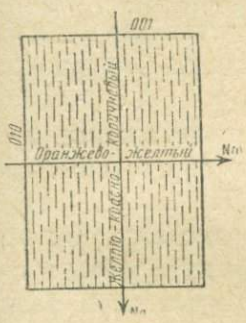
Буквенные обозначения	Индексы	Число измерений	Колебания измерений		Средние данные		Вычисленные значения [1]		Значения по Гольдшмидту [2]	
			φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ
c	001	27	88°57′—90°00′	26°00′—24°37′	89°54′	25°24′	90°00′	25°24′	90°00′	25°38′
a	100	25	89°02′—90°27′	89°28′—91°26′	89°57′	89°58′	90°00′	90°00′	90°00′	90°00′
b	010	3	1°03′— 3°36′	89°55′—91°26′	0°18′	90°03′	0°00′	90°00′	0°00′	90°00′
m	110	40	38°13′—41°39′	89°47′—91°00′	40°06′	90°03′	40°04′	90°00′	40°07′	90°00′
v	221	1	—	—	48°49′	67°54′	48°40′	67°36′	48°44′	67°47′
s	111	5	55°09′—55°51′	54°08′—54°33′	55°12′	54°26′	55°06′	54°28′	55°10′	54°43′
w	$\bar{1}15$	1	—	—	65°42′	20°39′	64°46′	20°36′	64°51′	20°48′
i	$\bar{1}12$	21	17°28′—18°50′	20°22′—23°39′	18°55′	22°56′	19°00′	22°58′	19°05′	23°08′
o	$\bar{1}11$	25	$\overline{12}$°06′—$\overline{14}$°41′	38°14′—40°23′	$\overline{13}$°54′	39°34′	$\overline{13}$°54′	39°32′	$\overline{13}$°57′	39°45′
r	$\bar{2}21$	6	$\overline{27}$°14′—$\overline{28}$°53′	60°57′—62°36′	$\overline{28}$°24′	61°37′	$\overline{28}$°34′	61°17′	$\overline{28}$°37′	61°28′
t	$\bar{1}02$	1	—	—	$\overline{9}$0°21′	7°41′	$\overline{90}$°00′	7°51′	$\overline{90}$°00′	7°57′
d	$\bar{3}01$	2	$\overline{89}$°30′—$\overline{90}$°23′	56°42′—57°15′	$\overline{89}$°57′	56°59′	$\overline{90}$°00′	57°07′	$\overline{90}$°00′	57°21′
p	$\bar{3}11$	17	$\overline{60}$°51′—$\overline{62}$°52′	60°43′—61°11′	$\overline{62}$°18′	60°41′	$\overline{62}$°37′	60°09,	$\overline{62}$°39′	60°22′
k	$\bar{3}12$	1	—	—	$\overline{54}$°13′	34°03′	$\overline{53}$°13′	33°47′	—	—

[1] Отношение осей: $a:b:c = 1.3164:1:0.8012$; $\beta = 115°24'$.
[2] Отношение осей: $a:b:c = 1.3161:1:0.8076$; $\beta = 115°48'$.

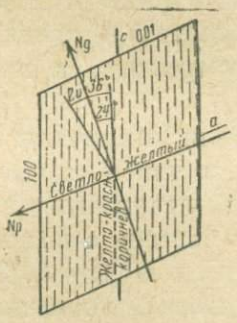
Показатели преломления нептунита *Таблица 64*

Месторождение	n_g Na	n_m Na	n_p Na	$n_g - n_p$
Хибинские тундры, Маннепахк (3 разных месторождения) .	1.7223 ± 0.007	1.6950	1.6927 ± 0.003	0.0296
Ловозерские тундры:				
а) Пункаруайв	1.7170 ± 0.003	1.6907	1.6890 ± 0.002	0.0280
б) Сев. перевал Тавайока; эгирино-натролитовая жила . .				
в) Сев. перевал Тавайока; эгирино-рамзаитовая жила . . .	1.7189 ± 0.004	1.6925	1.6907 ± 0.001	0.0282

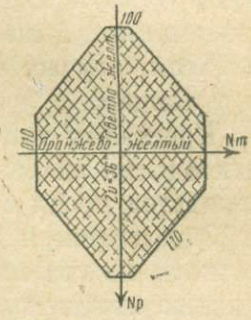
В шлифах нептунит нередко обнаруживает зональное строение с более темной окраской по периферии. Кроме того, в шлифах выступает отчетливая призматическая спайность, перекрещивающаяся под углом около 80°.



Фиг. 71. Оптическая ориентировка нептунита. Разрез ⊥ оси *a*.



Фиг. 72. Оптическая ориентировка нептунита. Разрез ⊥ оси *b*.



Фиг. 73. Оптическая ориентировка нептунита. Разрез ⊥ оси *c*.

Кислотами не разлагается, за исключением HF.

С. М. Курбатовым определен состав нептунита из Нептунитовой лощины Маннепахка (в %):

SiO_2	52.68
TiO_2	18.21
FeO	5.16
MnO	9.95
MgO	0.12
CaO	0.43
K_2O	4.94
Na_2O	9.16
Сумма . .	100.65

Отсюда формула нептунита: $R'_2R''TiSi_4O_{12}$, где $R' = Na$, K и $R'' = Mn$, Fe, причем $Na:K = 3:1$ и $Mn:Fe = 2:1$ (CaO принято изоморфно замещающим Na_2O).

При специальном изучении хибинских титановых минералов на содержание в них Nb и Ta Т. А. Бурова в нептуните последних не обнаружила.

Условия нахождения. Нептунит имеет сравнительно небольшое распространение. В Хибинских тундрах до настоящего времени нептунит наблюдался лишь в эндоконтактной зоне северо-западной части массива (Маннепахк); в Ловозерских тундрах он имеет, повидимому, бо́льшее значение и распространение. Характерно нахождение его в обоих массивах, в тесной ассоциации с цеолитами и с эгирином. Цеолитно-нептунитовые скопления встречаются в различных пегматитах, в основном характеризующихся типичными хибинскими минералами — нефелином, калиевыми полевыми шпатами, эвдиалитом, эгирином I и II, арфведсонитом и др. Если в этих пегматитах содержится нептунит, он всегда приурочен к выделениям эгирина и цеолитов — главным образом анальцима. Реже наблюдается и среди натролита, но обычно в таком случае, кроме натролита, в месторождении содержится и анальцим.

Кристаллы нептунита или заключены между кристаллами трапецоэдрами анальцима и в таком случае хорошо образованы, или находятся среди выделений игольчатого эгирина II.

Образование нептунита связано с поздними процессами. Он выделялся на границе фаз *G* и *H* (по А. Е. Ферсману), т. е. в последние моменты надкритической и в начале гидротермальной фазы. Образовался он несколько ранее и одновременно с анальцимом, до выделения натролита и других цеолитов.

В генетическом отношении нептунит и его месторождения мало изучены, и поэтому трудно судить в настоящее время о тех условиях, которые привели к фиксации Mn и Ti в гидротермальной фазе в форме нептунита.

Сравнение с нептунитом других месторождений. При сравнении анализов нашего нептунита с анализами нептунита двух других месторождений — Нарсарсука (Гренландия) и Калифорнии, видно, что содержание Fe и Mn в нептунитах не постоянное: для хибинского отношение $Mn:Fe = 2:1$, для гренландского $Mn:Fe = 1:2$, а калифорнийский содержит лишь незначительное количество Mn. Таким образом, хибинский нептунит является марганцовым членом этого ряда — отсюда и его название „марганцовый нептунит" (Mangan-Neptunite).

Это различие химического состава, повидимому, сказалось и на оптических свойствах минерала — он отличается в шлифах оранжевыми цветами плеохроизма (в отличие от красных у минерала других месторождений), а также более низким показателем преломления и значительно меньшим $2V$. На кристаллографических свойствах это различие не сказалось.

РАМЗАИТ—RAMSAYITE

($Na_2Ti_2Si_2O_9$; ромбич. с.; уд. в. 3.4; тв. 6)

(Е. Е. Костылева)

1923. Костылева Е. Е. Доклады Акад. Наук, сер. А, *55—58.* [Первое описание нового минерала — рамзаита, с указанием его свойств и анализа].

1924. Гинзберг А. С. Изв. Геол. ком., **43**, *3.* [Искусственное получение].

1925. Костылева Е. Е. Изв. Акад. Наук, *363—382.* [Кристаллографическое изучение, оптические свойства, месторождения].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *223.* [Описание различных месторождений].

1930. Barth u. Bermann. Chemie der Erde, **5**, *40.* [Оптические данные].

1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *49.* [Месторождения рамзаита на Кукисвумчорре].

1935. Герасимовский В. И. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 5, *133—146.* [Кристаллографическое и общее описание рамзаита из центральных частей Хибин. тундр].

1936. Бурова Т. А. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **2**, *35.* [Содержание Nb_2O_5 в рамзаите].

1936. Герасимовский В. И. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 7, *37.* [Описание рамзаита из юго-восточной части Луяврурта].

Минерал найден экспедициями акад. А. Е. Ферсмана в 1921—1922 гг. и назван в честь первого исследователя Хибинских и Ловозерских тундр геолога Вильгельма Рамзая — рамзаитом.

Рамзаит является очень распространенным минералом для некоторых районов Хибинских и Ловозерских тундр. Он встречается в прекрасных крупных одноконечных и двуконечных кристаллах до 6 см длины или в идиоморфных и неправильных выделениях.

Физические и химические свойства. Система ромбическая ($3L^2 3Pc$). Кристаллы вытянуты в направлении вертикальной оси и толсто таблитчаты по хорошо развитому пинакоиду, принятому за передний пинакоид (100). Кристаллы представлены на фиг. 74, 75, 76. При установке кристаллов рамзаита за (111) принята форма с координатами $\varphi = 31°11'$; $\rho = 35°19'$, измеренная на двух кристаллах с наиболее слабыми лучами роста.[1]

[1] Форма (211) с координатами: φ 50°28′; $\rho = 43°28'$ при первоначальной установке (Костылева, 1923) была принята за (111), что повело к более сложным индексам остальных граней.

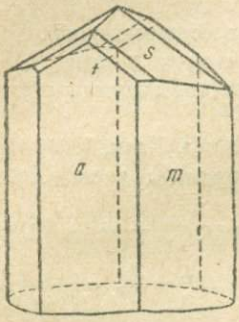
Отношение осей:

$a:b:c = 1.6498:1:0.6052$ (Е. Костылева, 1925).[1]

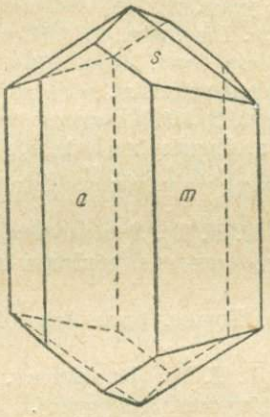
$a:b:c = 1.6276:1:0.6074$ (В. Герасимовский, 1935).

Наблюденные для рамзаита формы: a (100), b (010), p (130), q (120), r (230), l (110), n (320), m (210), k (520), o (310), f (410), h (510), d (011), s (111), t (211), u (311), v (411), i (121), e (221), g (321), φ (421), z (131), x (332)?, y (351).

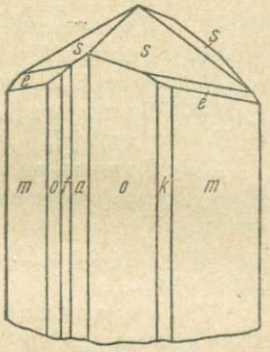
Главные неизменно присутствующие хорошо развитые формы: a (100), m (210), s (111). Также хорошо бывают развиты, хотя и не



Фиг. 74. Кристалл рамзаита из Ловозерских тундр с формами: a (100), m (210), t (211), s (111), (по Е. Костылевой).



Фиг. 75. Кристалл рамзаита из Ловозерских тундр с формами: a (100), m (210), s (111) (по Е. Костылевой).



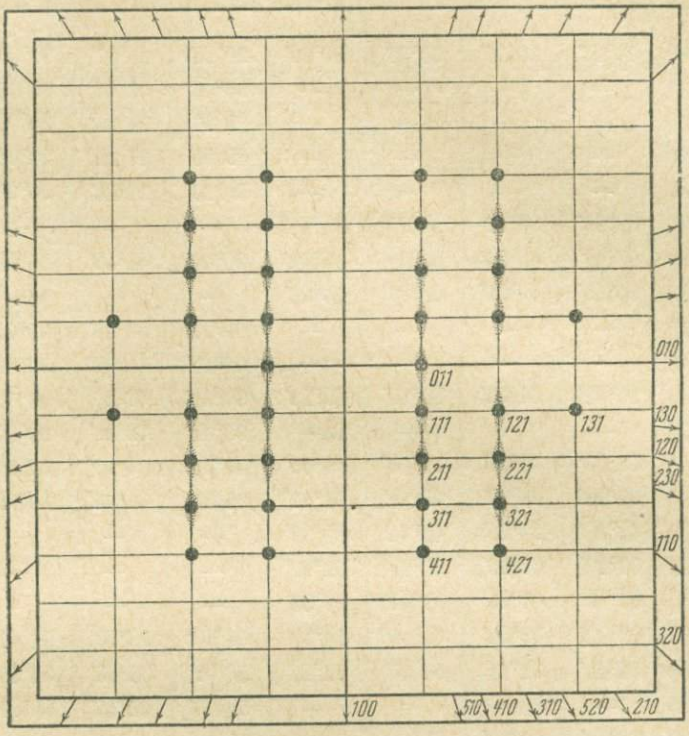
Фиг. 76. Естественный кристалл рамзаита из Хибинских тундр (по В. Герасимовскому).

всегда присутствуют, t (211) и g (321). Остальные формы второстепенные. Грани кристаллов рамзаита блестящие, но лежат всегда в сильных лучах роста. Призмы и пинакоиды дают скученные рефлексы, кроме того нередко наблюдается слабо коническое развитие кристаллов, влияющее на установку при измерении и часто не позволяющее производить таковую по вертикальному поясу. Несовершенство установки и сильные лучи роста вызывают большие колебания в измерениях, достигающие 1° и выше. Гномоническая проекция всех встреченных форм с лучами роста приведена на

[1] В работе 1925 г. отрезки по осям c и a ошибочно поставлены один на место другого.

фиг. 77. Лучи роста идут в проекции параллельно оси *a* и особенно сильно развиты между (111) и ($\bar{1}$11), проходя через (011), которая чаще зарастает. Кроме того, лучи наблюдаются от (121) к (421).

Цвет рамзаита от темнобурого, почти черного, до светлокоричневого и светложелтого. Темные разности непрозрачны, в краях



Фиг. 77. Гномоническая проекция всех форм рамзаита (по Е. Костылевой и В. Герасимовскому).

иногда просвечивают красно-коричневым и светлокоричневым цветом. Светлые разности, особенно мелкие кристаллы, часто бывают почти совершенно прозрачными. Черта светложелтая, почти бесцветная. Блеск сильный, от полуметаллического до стеклянного; в изломе жирный. Твердость 6. Спайность весьма совершенная по (100) и несколько менее совершенная по призме (210). Излом неправильный. Удельный вес определен (пикнометром):

3.43 — типичный рамзаит из Ловозерских тундр, ранний (Е. Костылева);

3.42 — из верховьев Тульи, Хибинские тундры, ранний (В. Герасимовский).

Таблица 65

Полярные координаты рамзаита

(по Е. Костылевой и В. Герасимовскому)

Буквенные обозначения	Индексы	Ловозерские тундры				Хибинские тундры			
		измеренные		вычисленные		измеренные		вычисленные	
		ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ
a	(100)	90°13′	90°06′	90°00′	90°00′	90°10′	90°07′	90°00′	90°00′
b	(010)	—	—	—	—	90°16′	1°42′	90°00′	0°00′
p	(130)	—	—	—	—	89°56′	11°35′	90°00′	11°34′30″
q	(120)	—	—	—	—	89°58′	17°22′	90°00′	17°05′
r	(230)	—	—	—	—	90°23′	22°14′	90°00′	22°16′
l	(110)	90°05′	30°17′	90°00′	31°11′	—	—	—	—
n	(320)	90°06′	41°56′	90°00′	42°14′	90°04′	41°48′	90°00′	42°40′
m	(210)	90°15′	50°26′	90°00′	50°26′	—	—	—	—
k	(520)	—	—	—	—	90°07′	56°26′	90°00′	56°56′
o	(310)	—	—	—	—	90°10′	61°27′	90°00′	61°36′
f	(410)	90°02′	67°53′	90°00′	67°23′	90°01′	67°30′	90°00′	67°51′30″
h	(510)	—	—	—	—	90°01′	72°11′	90°00′	71°58′
d	(011)	31°05′	0°27′	31°03′	0°00′	31°00′	0°10′	31°16′	0°00′
s	(111)	35°14′	31°22′	35°19′	31°11′	35°29′	31°34′	35°29′	31°34′
t	(211)	43°28′	50°28′	43°34′	50°26′	—	—	—	—
u	(311)	51°10′	61°15′	50°28′	61°09′	—	—	—	—
v	(411)	57°25′	67°43′	57°47′	67°35′	—	—	—	—
i	(121)	52°02′	17°22′	49°15′	16°50′	50°40′	18°10′	51°47′	17°05′
e	(221)	54°41′	31°44′	54°47′	31°11′	54°07′	31°05′	54°59′	31°34′
g	(321)	—	—	—	—	53°33′	42°45′	58°50′	42°36′
φ	(421)	61°59′	48°19′	62°11′	50°38′	62°33′	49°30′	62°33′	50°52′
z	(131)	62°57′	11°32′	61°40′	11°24′	—	—	—	—

3.38 — из верховьев Тульи, Хибинские тундры, прозрачный, более поздний (В. Герасимовский).

Перед паяльной трубкой очень легко плавится в черный непрозрачный шарик.

В шлифах минерал прозрачный, с высоким светопреломлением, с низким двупреломлением в сечении, параллельном (100), и высоким двупреломлением в остальных сечениях: $n_g = 2.02$; $n_m = 2.01$; $n_p = 1.92$ (Barth u. Bermann), откуда вычисляется $n_g - n_p = 0.10$; $2E =$ от 44 до 49.9°, $2V = 38 - 40°$. Дисперсия сильная $r > v$. Оптический знак —. Ориентировка эллипсоида: $n_p = a$, $n_m = b$, $n_g = c$.

Отщепленные по спайности, по пинакоиду (100), осколочки минерала показывают выход острой биссектрисы с гиперболами, не-

сколько уходящими из поля зрения. Плеохроизм заметный: по n_g светложелтый, по n_p и n_m светлооранжевый.

Рамзаит нерастворим в кислотах, разлагается лишь фтористоводородной кислотой; углекислыми щелочами разлагается нацело при сплавлении, пиросульфатом калия — лишь после двукратной обработки.

Таблица 66

Химические анализы ловозерского рамзаита и гренландского лоренценита

Компоненты	Перевал Таваюк, эгирино-рамз. жила			Ангвундасчорр, натролито-эгир. месторождение			Гренландия
	%	молек. колич.		%	молек. колич.		%
SiO_2	34.06	0.5649	1.1424	34.07	0.5676	1.1431	34.26
TiO_2	46.26	0.5774		47.00	0.5755		35.15
ZrO_2	—	—		—	—		11.92
Al_2O_3	0.90	0.0088		—	—		—
FeO	1.03	0.0132	0.0197	1.71	0.0237	0.0253	—
MnO	0.02	0.0003		—	—		—
CaO	0.35	0.0062		0.09	0.0016		—
MgO	следы	—		—	—		—
K_2O	0.28	0.0030	0.2640	0.12	0.0021	0.2739	0.37
Na_2O	16.20	0.2610		16.88	0.2718		17.12
TR_2O_3	0.32	—		—	—		—
Потеря при прокал.	0.33	—		—	—		0.77
Сумма	99.75	—		99.87	—		99.59
Аналитик	К. Белоглазов			С. Курбатов			Mauzelius

В 1935 г. Т. А. Буровой в рамзаите из Сегисчорра найдено 1.63% Nb_2O_5, которая раньше определялась вместе с TiO_2.

Молекулярные отношения приведенных анализов хорошо отвечают химической формуле: $Na_2O \cdot 2TiO_2 \cdot 2SiO_2$ или $Na_2Ti_2Si_2O_9$.

Условия нахождения рамзаита в Хибинских и Ловозерских тундрах несколько различны.

В Хибинских тундрах наблюдается первичный и вторичный рамзаит. Первичный рамзаит в виде темных, чернобурых правильных кристаллов и идиоморфных выделений наблюдается в парагенезисе с полевым шпатом, эгирином I и II генерации, нефелином, лопари-

том. Время его выделения отвечает фазе *C*. Этот тип рамзаита распространен в хибините, а именно, в приконтактовой полосе на М. Маннепахке, в контактах Южн. Тахтарвумчорра, на контактах Чильмана, Южном перевале Партомчорра, в Нептунитовой лощине, на Ньоркпахке. Рамзаит в указанных месторождениях образует правильные кристаллы в полевом шпате, волокнистом эгирине, нефелине. Кроме указанного типа, рамзаит наблюдается еще в парагенезисе с более поздними по образованию минералами, как, например, катаплеит, циркон, сернистые соединения, канкринит, натролит, анальцим. Здесь рамзаит более низкотемпературный. В. Герасимовский устанавливает для него время выделения в фазу *D*—*E*. В этом парагенезисе рамзаит наблюдался в зоне фойяитов и слюдяных нефелиновых сиенитов на перевале Лопарском, на Кукисвумчорре (Э. Бонштедт), именно на склонах в долину Тульи, на перевале Воркеуай, на перемычке между Куэльпором и Кукисвумчорром. Этот низкотемпературный рамзаит часто более светлый, с более удлиненными по вертикальной оси кристаллами (В. Герасимовский).

Вторичный рамзаит — светложелтый, прозрачный, в виде мелкокристаллических и не сильно удлиненных призматических кристаллов, наблюдался в парагенезисе с эгирином II, альбитом, анкилитом, цирконом. Образуется в результате перекристаллизации других титаносиликатов; установлено его несомненное образование из лампрофиллита (цеолитная жила Поачвумчорр). Распространение вторичного рамзаита не является достаточно выясненным. Его выделения не связаны с определенными петрографическими зонами, а приурочиваются к районам, характеризующимся позднейшими процессами, возникшими вследствие тектонической деятельности (Поачвумчорр. Кукисвумчорр).

В Ловозерских тундрах встречается главным образом рамзаит первичный. Район распространения месторождений рамзаита в Ловозерских тундрах очень большой и охватывает главным образом северо-западную и западную части Ловозерских тундр, где он присутствует во всех встреченных пегматитовых жилах. В луявритах и его разностях рамзаит вместе с полевым шпатом, эгирином I и II и эвдиалитом образует многочисленные жильные выделения в коренном залегании и в осыпях на склонах Ангвунсньюна, в цирке Сенгисчорра, на вершине и в долинах Аллуайва, в долине Тулбьюнуайва, в Северном перевале Таванока и других. Рамзаит в этих выделениях образует крупные кристаллы и идиоморфные выделения, заключенные в эгирин II, эвдиалит и полевой шпат. Эти минералы содержат часто эвдиалитовые пустоты. Второстепенными, сопровождающими, минералами являются нефелин, содалит, роговая

обманка, натролит, мурманит, нептунит. В лейкократовых породах — содалитовых и нефелиновых сиенитах рамзаит встречается в жильных выделениях вместе с мурманитом, лампрофиллитом, содалитом, полевым шпатом, эвдиалитом. В этих выделениях рамзаит распространен значительно меньше, чем в предыдущих. Побочными минералами являются молибденовый блеск, апатит, сфен. Эти жильные выделения встречены на Чинглусуайе, в цирках Раслака, в юго-западном цирке Ангвундасчорра и в других месторождениях.

Рамзаит, генетически отличающийся от описанного, в виде светло-бурых, полупрозрачных мелких кристалликов и мелких призматических, почти волокнистых выделений вокруг эгирина, отмечается В. Герасимовским в юго-восточной части Ловозерских тундр на г. Пуанкаруайв в альбитовом типе жил; этот рамзаит заключен в мелкозернистый альбит и иногда сопровождается цеолитами.

Изменения. В. Герасимовский описывает фигуры разъедания на кристаллах рамзаита, а также белую корочку толщиной около 1 мм на гранях бипирамид. Эта белая корочка состоит из волокнистых аггрегатов с довольно высоким двупреломлением, принадлежащих минералу двуосному, отрицательному с $2E$ от 68 до 70°, с высокими показателями преломления 1.751 и выше.

Сравнение рамзаита с родственными минералами. Ближайшим и единственным аналогом рамзаита является лоренценит, описанный Флинком[1] для нефелиновых сиенитов Гренландии (Нарсарсук) в парагенезисе с микроклином, альбитом, арфведсонитом, эгирином. В химическом отношении лоренценит отличается содержанием 11% ZrO_2 (табл. 67), замещающих TiO_2. В остальном состав лоренценита не отличается от состава рамзаита, отвечая формуле $Na_2O \cdot 2(Ti, Zr)O_2 \cdot 2SiO_2$.

По общему облику кристаллы лоренценита отличаются значительной вытянутостью в вертикальном направлении и хорошим развитием пинакоида (010) и призмы (110). Формы (211), (311), (411), (421) и некоторые другие на них отсутствуют. В оптических свойствах, как доказано последними данными Барта и Бермана, наблюдается почти полное тождество как в ориентировке эллипсоида, так и в оптических константах, что видно из сравнительной таблицы (табл. 67, стр. 396).

Искусственное получение. А. С. Гинзбергом был искусственно получен рамзаит в угольном тигле в криптольной печи путем сплавления смеси TiO_2, Na_2CO_3 и SiO_2 в отношениях, указан-

[1] У Флинка по сравнению с рамзаитом дана обратная установка в отношении осей a и b.

Таблица 67

Сравнительная таблица свойств рамзаита и лоренценита

Свойства	Рамзаит	Лоренценит
Химич. состав .	$Na_2Ti_2Si_2O_9$	$Na_2(Ti, Zr)_2Si_2O_9$
Уд. в.	3.38; 3.43; 3.43	3.42
Спайность . .	(100); (210)	(210)
$a:b:c$	1.6489:1:0.6052 (Костылева)	0.6042:1:0.3592 (Flink) [1]
	1.6276:1:0.6072 (Герасимовский)	—
Главные формы	(111), (100), (210), (211), (321)	(111), (100), (210), (321)
Оптические свойства	$n_p = a$, $n_m = b$, $n_g = c$; $n_p = 1.92$, $n_m = 2.01$, $n_g = 2.02$; $2V =$ от 25 до 49°; $n_p = n_m > n_g$; плеохроизм: по n_g бледножелтый, почти бесцветный, по n_m и n_p — коричневый и красноватый	
Авторы	Е. Костылева, 1925; В. Герасимовский, 1935; Barth a. Bermann, 1933	Flink, 1901; Barth a. Bermann, 1933

ных для рамзаита. Искусственный рамзаит очень мало прозрачен, темнобурого цвета, получен в виде очень мелкокристаллической и мелкозернистой массы.

ЮКСПОРИТ — YUKSPORITE

(Ниобо-титано-силикат щелочей, кальция, стронция и бария; ромбич. или моноклин. с.; уд. в. 3.06; тв. 5)

(Е. Е. Костылева)

1925. Костылева Е. Е. Изв. Акад. Наук, *399—402*. [Первое описание, месторождения, оптика, анализ. Ошибочно отнесен к пектолиту].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *298—305*. [Описание месторождений и парагенезиса].

1929. Березин Б. А. Новое месторождение юкспорита в Хибинских тундрах. Письменное сообщение. [Месторождения Пинуайчорр].

1930. Куплетский Б. М. Доклады Акад. Наук, сер. А, *331—332*. [Находка на Кукисвумчорре].

[1] G. Flink Medd. om Grönl., 1898, **14**, *250*; 1901, **24**, *130*.

1932. Костылева Е. Е. Доклады Акад. Наук, сер. А, *71—78*. [Новый анализ, оптика, описание всех месторождений Хибинских тундр].

1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *53, 95*. [Месторождения Юкспора].

1936. Бурова Т. А. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, 2, *35*. [Содержание Nb и Ta в ряде минералов, в том числе и в юкспорите].

Юкспорит впервые найден в 1922 г. Е. Костылевой при работе ее в экспедиции Академии Наук в долине Гакмана в Юкспоре и по месту нахождения получил свое название. Юкспорит является редким минералом. В Ловозерских тундрах неизвестен.

Физические и химические свойства. Система ромбическая или моноклинная. В кристаллах юкспорит не наблюдался.

В свежем состоянии нежно-розового и желто-красного цвета, при выветривании переходит в бледно-розовый и совершенно белый цвет. Черта белая, блеск шелковисто-атласный, переходящий в жирный. Сложение минерала чешуйчато-волокнистое, плотное. Коротковолокнистые и шестоватые аггрегаты при раздавливании распадаются на более мелкие коротковолокнистые чешуйки и волокна. Более плотные, кажущиеся однородными, чешуйки под микроскопом показывают также волокнистое сложение. Минерал непрозрачный, иногда наблюдаются полупрозрачные ячеистые аггрегаты. Твердость около 5. Спайность не наблюдается, излом занозистый. Удельный вес 3.06 (определен пикнометром).

Плавится юкспорит очень легко. Отдельные его волокна плавятся в пламени свечи в прозрачное желтоватое стекло. Перед паяльной трубкой минерал выделяет немного воды и HF. Под микроскопом юкспорит характеризуется волокнистой структурой, в шлифах — бесцветный или слабо розоватый. Средний показатель преломления, определенный иммерсионным методом, равен 1.647; интерференционная окраска — серый 1-го порядка, $n_g - n_p = 0.0166$. Перпендикулярно к плоскости чешуек проходит n_g и наблюдается выход биссектрисы с гиперболами, уходящими из поля зрения. С удлинением совпадает n_p; n_m перпендикулярно к удлинению. Плеохроизм заметный: по n_p светложелто-розовый, по n_g (n_m) розово-желтый.

В кислотах юкспорит растворяется легко. Отборка материала для анализа часто представляет трудности, в виду тесного парагенезиса с желто-розовым, очень близким к юкспориту по цвету, сфеном, с зернами полевого шпата, нефелина и иглами эгирина.

Анализ 1 (табл. 68) относится к 1925 г.; тесный парагенезис минерала со сфеном дал основание отнести Ti за счет примеси сфена, произвести пересчет Ti, Ca и Si по формуле сфена и самый минерал неправильно причислить к группе пектолита (Костылева, 1925).

Таблица 68

Химические анализы юкспорита из ущелья Гакмана

Компоненты	Из осыпи	Из коренного месторождения			
	%	%	молек. колич.		%
	№ анализов				
	1	2			3
SiO_2	37.22	39.14	0.6561		39.32
TiO_2	14.78	11.09	0.1384	0.8105	11.09
$(Nb, Ta)_2O_5$	не опр.	4.30[1]	0.0160		4.30
Fe_2O_3 }	5.8	0.60	0.0035		0.32
Al_2O_3 }					
MnO	0.58	0.11	0.0012		0.31
CaO	23.44	19.04	0.3470	0.3885	0.09
SrO	не опр.	3.19	0.0287		19.30
BaO	„	2.04	0.0139		6.20
MgO	0.27	0.21	0.0052		0.18
Na_2O	5.06	7.60	0.1207	0.1985	6.02
K_2O	8.02	7.33	0.0778		7.32
H_2O	5.42	1.78	0.0993	0.0993	2.71
F	—	3.22	—	—	3.38
Cl	—	0.75	—	—	0.80
Сумма	100.59	100.40	—		101.34
$-O=F_2Cl_2$	—	1.52	—		1.60
	—	98.88	—		99.74
Аналитик и год выполнения анализа	И. Борнеман-Старынкевич, 1925	Е. Костылева, [1] 1932	—		М. Степанова, 1933

Анализ 2 относится к 1932 г.; содержание TiO_2 в нем определено в 15.39%, присутствие Nb не определялось; согласно этому анализу юкспориту была придана формула:

$$2R'_2O \cdot 4R''O \cdot 7SiO_2 \cdot 2TiO_2 \cdot H_2O.$$

В 1934 г. Т. А. Буровой в юкспорите обнаружено и определено присутствие Nb. На основании этого минерал отнесен к ниобо-тита-

[1] Количество Nb_2O_5 определено позже Т. А. Буровой. Количество TiO_2 взято как разность между найденными в 1932 г. количеством $TiO_2 = 15.39$ и содержанием $Nb_2O_5 = 4.3\%$.

носиликатам щелочей и щелочных земель; обычный подсчет молекулярных отношений приводит довольно близко (несколько больше содержание SiO_2) к следующим отношениям между основаниями и кислотами:

$$H_2O : R'_2O : R''O : (SiO_2 + TiO_2 + Nb_2O_5) = 1 : 2 : 4 : 8.$$

В 1935 г. И. Е. Борнеман-Старынкевич на основании пересчета анализов вывела для юкспорита следующую формулу:

$$15(Ca,\ Na_2,\ H_2)SiO_3 \cdot 4 \begin{cases} KTiO_2F \\ KNbO_3 \\ FeFeO_3 \end{cases}$$

Условия нахождения. Месторождения юкспорита, как и пектолита, приурочиваются к слюдяным нефелиновым сиенитам, юкспорит и пектолит часто сопутствуют друг другу (см. карту, фиг. 16, стр. 230). Главным районом распространения юкспорита является массив Юкспора, именно, долины Юкспорлака, ущелье Гакмана, в меньшем количестве — долина Вуоннемиока, склон Юкспора в долину Лопарскую. Помимо Юкспора, юкспорит наблюдается, но в меньшем распространении, на Кукисвумчорре; здесь он встречен на перевале между Куэльпором и Кукисвумчорром. Юкспорит найден как в коренных месторождениях, так и в осыпях; обычный парагенезис его: волокнистый эгирин II, полевой шпат и нефелин, пектолит (волокнистый и спайный), астрофиллит волокнистый, желто-розовый сфен, лепидомелан, роговая обманка, реже — ринколит. Относительные количества ассоциирующихся с юкспоритом минералов меняются в различных месторождениях. По форме месторождения юкспорита, как и месторождения пектолита представляют собой прожилки в несколько сантиметров мощности, а иногда лишь намазки в гнейсовидном слюдистом нефелиновом сиените: сюда относятся юкспориты с волокнистым эгирином, астрофиллитом, лепидомеланом, сфеном, переслаивающиеся друг с другом. С другой стороны, месторождения юкспорита представляют более мощные (до 1 м мощности) жилы, по простиранию прослеживающиеся на 20—30 м (см. Пектолит). Помимо волокнистых аггрегатов, реже наблюдаются радиальнолучистые аггрегаты. Время выделения юкспорита позднее, почти одновременное пектолиту.

Сравнение. Близких аналогов юкспорита в других щелочных массивах неизвестно. Принадлежность его к группе пектолита (Костылева, 1925) и аналогия его с розенбушитом после обнаружения в нем значительных количеств Ti и Nb не подтверждается.

МУРМАНИТ — MURMANITE

(Водный ниобо-титано-силикат; моноклин. с.; уд. в. 2.7—2.8; тв. 2—3)

(В. И. Герасимовский)

1890. Ramsay W. Fennia, **3**, 7, *46*. [Описывается как новый минерал № 3. Краткая физическая характеристика].

1923. Ферсман А. Е. Доклады Акад. Наук, сер. А, *1*. [Указание на находку — упоминается под названием виолофиллита].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *217, 334, 338, 347, 355*. [Описание парагенезиса].

1930. Куплетский Б. М. Доклады Акад. Наук, сер. А, *333*. [Оптическая характеристика измененного мурманита с Кукисвумчорра].

1930. Гуткова Н. Н. Доклады Акад. Наук, сер. А, *731*. [Физическая характеристика, химический анализ, парагенезис, месторождения].

1932. Куплетский Б. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 2, *57*. [Описание микрофойяита с вкраплением мурманита с Рисчорра].

1936. Герасимовский В. И. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 7, *5—48*. [Химические анализы, описание месторождений в юго-восточной части Ловозерских тундр].

1936. Бурова Т. А. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **2**, *25—27*. [Содержание Nb и Ta в мурманите. 3 анализа].

1937. Герасимовский В. И. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 10. [Химические анализы, краткое описание некоторых физических свойств мурманита из уссингитовых месторождений Ловозерских тундр].

Впервые мурманит найден В. Рамзаем в Ловозерских тундрах и описан им в 1890 г. как новый минерал № 3. В 1923 г. экспедицией акад. А. Е. Ферсмана этот минерал был встречен в небольшом количестве и в его отчете упоминается под названием виолофиллита. Изучен по сборам 1923—1926 гг., описан и назван Н. Н. Гутковой по местности (Ловозерские и Хибинские тундры входят в Мурманский округ).

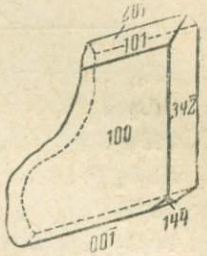
Физические и химические свойства. Мурманит по оптическим свойствам моноклинный. Габитус его пластинчатый. В кристаллах, годных для измерения, обычно не наблюдается. Рамзай отметил, что на кристаллах мурманита можно различать две грани под углом 40°. Одна из них широкая, пластинчатая, которую он принял за передний пинакоид (100), другая — узкая — базопинакоид (001). Н. Н. Гутковой удалось наблюдать один кристалл, который можно было измерить при помощи прикладного гониометра; при этом обнаружен ряд форм, которым приданы следующие индексы (углы она не приводит): (100) — широкая, очень хорошо развитая грань; (001) — узкая грань; (101), ($\bar{2}$01), ($\bar{1}$44) и ($\bar{3}$42) (фиг. 78).

Цвет фиолетовый; при выветривании мурманит теряет свою окраску: становится или светлофиолетовым, или серебристым с желтоватым оттенком, но чаще бурым с фиолетовым оттенком, наконец, бурым при значительном изменении. Черта светлорозовая с буро-

Удельные веса мурманита *Таблица 69*

Месторождение	Свежий мурманит	Разрушенный	Автор определения
Чинглусуай	2.84	2.64	И. Борнеман-Старынкевич
Пункаруайв	2.763—2.769	2.472—2.475	В. Герасимовский

ватым оттенком, у разрушенного мурманита — светлобурая или бурая. Блеск на плоскости спайности металлический, а перпендикулярно — стеклянный до жирного. Непрозрачен. Твердость 2—3. Спайность по одному направлению, принятому за (100), совершенная, по другим — выражена плохо. Излом неровный. Хрупкий. Определения удельного веса сведены в табл. 69.



Фиг. 78. Кристалл мурманита (по Н. Н. Гутковой).

Перед паяльной трубкой легко плавится.

В табл. 70 приводятся показатели преломления мурманита, свежего и разрушенного, определенные иммерсионным способом.

Острая биссектриса перпендикулярна к совершенной спайности (100). Плоскость оптических осей параллельна (001). В шлифах, изготовленных по (001) (по данным Гутковой), имеется спайность, которая плохо поддается определению: $Pn_g = 8-10°$, $Pn_m = 80-82°$, $Pn_p = 90°$.

Оптические константы мурманита *Таблица 70*

Месторождение	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$n_g - n_m$	$n_m - n_p$	$2V$	Автор определения
Чинглусуай . .	1.839	1.765	1.735[1]	0.104	0.075	0.030	—64°	Н. Гуткова
Ангвундасчорр .	—	1.765	—	—	—	—	—64°	
Раслак	—	1.765	—	—	—	—	—	
Пункаруайв (свежий) . . .	—	1.767	—	—	—	—	—50° и 86°	В. Герасимовский
Пункаруайв (разрушенный)	1.745	1.712	—	—	0.033	—	—56°	
Эвдиалит. перемычка Хибинских тундр (разрушенный) . . .	1.750	1.726	1.702	0.048	0.024	0.024	—75°	Б. Куплетский

[1] n_p был вычислен при помощи формулы, связывающей угол оптических осей с показателями преломления.

Мурманит обладает слабой дисперсией, $r<v$; плеохроизм слабый, но ясно выражен: по n_g темнобурый или бурый с фиолетовым оттенком, по n_m светлобурый или светложелтовато-бурый, по n_p розовый или светлорозовый.

В кислотах HCl и H_2SO_4 легко растворяется. Ниже приводятся химические анализы ловозерского мурманита (табл. 71).

Химические анализы мурманита *Таблица 71*

(в %)

Компоненты	Гора Пункаруайв			Чинглусуай	Сенгисчорр
	свежий	разрушенный			
SiO_2	30.93	28.86	24.52	30.06	31.24
ZrO_2	1.40	1.50	1.18	2.08	1.62
TiO_2	29.51	29.42	31.36	—	30.40
Nb_2O_5	7.71	8.32	10.00	38.24	6.56
Ta_2O_5	0.50		0.56		0.56
Fe_2O_3	3.34	3.08	3.04	2.33	2.96
Al_2O_3	—	—	0.24	—	—
FeO	—	—	—	0.30	—
MnO	2.42	2.84	2.26	2.30	2.38
MgO	0.27	0.21	0.38	0.35	0.64
CaO	2.74	3.44	3.76	2.56	3.16
SrO	следы	следы	следы	—	следы
Na_2O	7.44	3.04	2.34	10.38	8.64
K_2O	0.56	0.78	0.70	0.83	0.62
$H_2O_{+110°}$	6.46	9.30	9.35	4.17	5.37
$H_2O_{-110°}$	6.06	9.52	10.69	6.03	6.13
F	0.19	—	—	—	—
Сумма	99.53	100.31	100.38	99.63	100.28
Уд. в.	2.763—2.769	2.472—2.475		2.84	—
Аналитик	Т. Бурова			И. Борнеман-Старынкевич	Т. Бурова

По Рамзаю, в состав мурманита входят редкие земли, но ни Т. А. Буровой, ни И. Д. Борнеман-Старынкевич они не были обнаружены, хотя при анализах мурманита на это было обращено особое внимание.

Появление розовой окраски при растворении мурманита в H_2SO_4 указывает, по мнению И. Д. Борнеман-Старынкевич, на то, что в нем часть Mn имеет более высокую степень окисления (Mn_2O_3). Из сравнения анализов 1 и 2 (материал для обоих анализов был взят из одного и того же месторождения) видно, что разрушение мурманита связано с выносом SiO_2 и Na_2O и привносом H_2O.

Эмпирическая формула мурманита:

$$4SiO_2 \cdot 3TiO_2 \cdot (Mn, Ca, Mg)O \cdot Na_2O \cdot 0.2Nb_2O_5 \cdot 5.6\ H_2O.$$

Условия нахождения. В Хибинских тундрах мурманит встречается очень редко; в незначительном количестве в сильно разрушенном виде он известен в приконтактной зоне — на Маннепахке, Тахтарвумчорре и, кроме того, в ринколит-эвдиалитовой жиле (жила Черника) на Иидичвумчорре, где он наблюдался в виде серебристых, слегка фиолетовых пластинок с эвдиалитом, лампрофиллитом и шизолитом, а также на Эвдиалитовой перемычке Кукисвумчорра, тоже с признаками значительного разрушения. Наконец, на Рисчорре Б. М. Куплетским наблюдался жильный микрофойяит с вкрапленниками мурманита.

В Ловозерских тундрах мурманит широко распространен, с одной стороны, как породообразующий минерал некоторых пород, с другой,—как главный минерал ряда пегматитовых жил. Мурманит содержащими породами Луяврурта являются: мурманитовая разновидность луяврита (юго-восточная часть, главным образом гора Пункаруайв), эгирино-мурманитовый порфирит (северо-западная часть), а иногда и фойяит (горы Пункаруайв, Суолуайв и др.). Кроме того, мурманит иногда наблюдается еще в значительном количестве в ряде жильных горных пород Луяврурта: уртите (Нинчурт, Маннепахк), содалито-нефелиновом сиените (долина р. Чинглусуай, цирки Раслака, Сенгисчорра и Ангвундасчорра) и тавите.

В пегматитовых образованиях мурманит встречается реже, чем в породах. Почти все пегматиты со значительным содержанием мурманита приурочены к содалито-нефелиновому сиениту или к тавиту и наблюдались (см. Схематическую карту, фиг. 85, стр. 422) на Пункаруайве, в долине Мотчисуай, Муруай и Чинглусуай, в цирках Сенгисчорра, Ангвундасчорра и Раслака. Они образуют или неправильные по форме выделения, или небольшие прожилки до нескольких метров длиною. Во всех этих пегматитовых образованиях мурманит сопровождается лампрофиллитом, эгирином или арфведсонитом, нефелином, содалитом, микроклином, эвдиалитом, рамзаитом и др. Мурманит обычно выделяется в виде пластин, с хорошо выраженной спайностью, блестящих, фиолетовых, с характерной пой-

килитовой структурой, заключающих в виде включений зерна других минералов. Мурманит выделяется в конце пегматитовой и в начале пегматоидной фазы.

Промышленное значение. В виду того, что в составе мурманита находится около 8% Nb_2O_5, он может быть использован наряду с лопаритом как сырье для извлечения ниобия.

Наиболее интересными местами Ловозерских тундр в отношении концентрации в них мурманита являются: гора Пункаруайв (мурманитовая разновидность луяврита, иногда фойяит), гора Нинчурт (уртиты) и долина Чинглусуай (содалито-нефелиновый сиенит, в осыпи) и, возможно, северо-западная часть Луяврурта.

ФЕРСМАНИТ — FERSMANITE

(Ниобо-титано-силикат кальция и натрия; монокл. с.; уд. в. 3. 45; тв. 5—5.5)

(А. Н. Лабунцов)

1929. Лабунцов А. Н. Доклады Акад. Наук, сер. А, 297. [Описание ферсманита: химический состав (2 анализа); кристаллография—таблица результатов измерения и 2 чертежа кристаллов; оптика; краткое описание месторождения].

1933. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **6**, *208*. [Описание месторождений ферсманита].

Ферсманит известен только в Хибинских тундрах; найден, изучен и описан А. Н. Лабунцовым; назван по имени акад. А. Е. Ферсмана. Вслед за первым месторождением в долине Вуоннемиока, кратко описанном в 1929 г. (А. Н. Лабунцовым), в 1933 г. там же было найдено второе месторождение (А. Н. Лабунцов, 1933). В 1934 г. ферсманит был обнаружен сначала М. С. Афанасьевым в полиминеральной жиле с ловчорритом на северо-восточном склоне Юкспора, а затем А. Н. Лабунцовым там же и в Ловчорритовой жиле № 1 на плато Юкспора; Е. Е. Костылевой он обнаружен в 1934 г. в ринколитовой жиле на Эвдиалитовой перемычке, отделяющей Куэльпор от Сев. Кукисвумчорра. К ферсманиту же относит Э. М. Бонштедт отмеченные ею в шлифах зерна минерала из ринколитовой линзы Южного отрога Кукисвумчорра.[1] Таким образом, в настоящее время ферсманит известен в целом ряде пегматитовых жил.

Физические и химические свойства. Система моноклинная. Отношение осей $a:b:c = 0.99113 : 1 : 99618$; $\beta = 97°16'$. Хорошо образованные кристаллы встречаются в пустотах и в анортоклазе, главная же масса выделений ферсманита представлена искаженными и неправильно образованными кристаллами и их сростками. Кристал-

[1] Э. М. Бонштедт. Тр СОПС, сер. Кольск., 1933, 3, *53*.

лы обычно имеют псевдоквадратный облик, величина их колеблется от 2 до 10—12 мм в поперечнике при почти одинаковой с последним высоте. Результаты измерений 10 кристаллов сведены в табл. 72.

Таблица 72

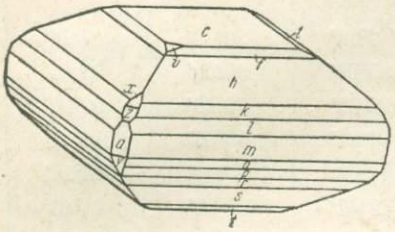
Сводная таблица измерений кристаллов ферсманита

Буквенные обозначения	Индексы	Число граней с хорошими сигналами	Среднее		Вычисленное	
			φ	ρ	φ	ρ
c	(001)	17	90°00′	7°16′	90°00′	7°16′
a	(100)	4	90°00′	90°03′	90°00′	90°00′
m	(110)	9	45°34′	90°02′	45°29′	90°00′
v	(106)	4	90°00′	16°34′	90°00′	16°31′
x	(506)	3	90°00′	44°06′	90°00′	44°11′
z	(101)	3	90°00′	48°42′	90°00′	48°46′
y	($\bar{3}$01)	2	$\overline{90}$°00′	71°05′	$\overline{90}$°00′	71°03′
f	(113)	9	54°32′	29°45′	54°29′	29°46′
h	(223)	18	50°36′	46°16′	50°24′	46°11′
k	(111)	11	**48°52′**	**56°34′**	**48°52′**	**56°34′**
l	(221)	14	47°17′	71°16′	47°14′	71°11′
t	($\bar{1}$14)	8	$\overline{27}$°03′	15°31′	$\overline{26}$°48′	15°35′
s	($\bar{1}$12)	15	$\overline{37}$°15′	32°00′	$\overline{37}$°16′	32°03′
r	($\bar{2}$23)	10	$\overline{39}$°29′	40°46′	$\overline{39}$°33′	40°45′
p	($\bar{5}$53)	9	$\overline{43}$°13′	66°08′	$\overline{43}$°14′	66°19′
o	($\bar{2}$21)	6	$\overline{43}$°32′	70°09′	$\overline{43}$°37′	70°02′
u	($\bar{4}$41)	3	$\overline{44}$°36′	79°54′	$\overline{44}$°33′	79°52′

Общий тип кристаллов изображен на фиг. 79. Главными и наиболее развитыми гранями являются: (001), (223) и ($\bar{1}$12), которыми обычно и определяется облик кристаллов; грани (001) всегда блестящие и хорошо образованные; довольно значительное развитие часто также получают грани (110), но они мало блестящи. На некоторых кристаллах, кроме того, хорошо развиты грани: ($\bar{2}$23) и ($\bar{5}$53), остальные грани в зоне [110] обычно менее развиты и часто создают лишь штриховатость на главных гранях; в зоне [010] грани (106), (506), (101) и ($\bar{3}$01) встречаются редко и очень малы. В 1934 г. из образцов, собранных на главном месторождении в долине Вуоннемиока, были выделены два кристаллика-двойника; двойниковою плоскостью у них является грань (001), а грань (100) одного кристалла с таковой же гранью другого образует входящий угол в 165°48′ ($\pm$3′).

Цвет варьирует от светло-до темнобурого; большинство выделений — темнобурые, а более чистые и хорошо образованные кристаллики в пустотах обычно светлобурые. Черта почти белая, со слабокоричневатым оттенком. Блеск стеклянный. Темнобурые кристаллы просвечивают в слабой степени, более светлые — сильнее.

Твердость между 5 и 5.5. Спайности нет, лишь намечается отдельность по (001); излом неровный. Удельный вес (определение пикнометром) от 3.44 до 3.46. Перед паяльной трубкой при накаливании приобретает голубовато-серую окраску и с трудом оплавляется в такого же цвета эмаль.



Фиг. 79. Кристалл ферсманита.

В шлифах прозрачен, слабо желтоватого цвета; оптически отрицателен; показатели преломления, определенные в сплавах триодидов сурьмы и мышьяка с пиперином: $n_g = 1.939$, $n_m = 1.930$ и $n_p = 1.886$; $n_g - n_p = 0.053$. Острая биссектриса почти перпендикулярна (001); $2V$ от 0 до 7°, плоскость оптических осей лежит в плоскости симметрии кристалла. В разрезах параллельно грани (001) в сходящемся свете получается крест, который при вращении столика микроскопа незначительно передвигается в поле зрения и в некоторых случаях не распадается на гиперболы, лишь слегка расширяясь, а в других случаях появляются гиперболы, которые расходятся на небольшой угол и почти сходятся в крест. Изредка намечаются линии спайности (001) и двойникование по этой плоскости.

В кислотах разлагается. Анализы ферсманита из месторождения 3-го северного притока Вуоннемиока сведены в табл. 73.

В первых двух анализах Nb_2O_5 не определялась. Близких по химическому составу к ферсманиту минералов неизвестно; но весьма интересно сопоставить состав ферсманита и норвежского вёлерита — ниобо-цирконо-силиката, анализ которого дан в той же таблице; вёлерит вместо TiO_2 содержит ZrO_2 и большее, чем в ферсманите, количество SiO_2, суммы же $SiO_2 + TiO_2$ и $SiO_2 + ZrO_2$ в ферсманите и в вёлерите весьма близки; содержание остальных главных окислов почти тождественно.

Химическая формула ферсманита может быть дана в следующем виде:

$$2Na_2O \cdot 8CaO \cdot 4TiO_2 \cdot 6SiO_2 \cdot Nb_2(O,F_2)_5 \cdot H_2O,$$

или

$$\underset{\text{молек. перовскита}}{4CaTiO_3} \cdot \underset{\text{молек. пектолита}}{2HNaCa_2(SiO_3)_3} \cdot Na_2Nb_2(O,F_2)_6.$$

Таблица 73

Химические анализы ферсманита и вёлерита

Компоненты	Ферсманит				Вёлерит	
	долина 3-го сев. притока Вуоннемиока				Норвегия	
	%	%	%	молек. колич.	%	молек. колич.
	№ анализов					
	1	2	3		4	
SiO_2	23.42	22.30	23.36	38 893	30.12	50 150
TiO_2	37.95	37.34	21.72	27 179	0.42	13 620
ZrO_2	—	—	—	—	16.11	—
Nb_2O_5	не определялось		15.36[1]	5 708	12.85	4 812
Ce_2O_3	—	—	следы	—	0.66	—
Fe_2O_3	0.34	0.45	0.52	—	0.48	—
FeO	1.36	0.30	—	—	1.26	—
MnO	—	0.25	0.26	47 424	1.00	49 765
MgO	—	0.08	0.12		0.12	
CaO	25.15	26.16	25.88		26.95	
SrO	—	—	0.32		—	—
Na_2O	8.10	9.88	7.62	12 944	7.50	12 960
K_2O	0.37	—	0.62	—	—	—
H_2O	0.84	1.26	1.80	7 222	0.74	4 100
F	3.09	3.61	4.56	24 031	2.98	15 680
Сумма	100.62	101.63	102.14	—	101.19	—
$-O=F_2$	1.30	1.52	1.92	—	1.24	—
	99.32	100.11	100.22	—	99.95	—
Аналитик	Н. Вревская	Н. Владавец	М. Владимирова и Б. Быкова		P. Cleve	

И. Д. Борнеман-Старынкевич (личное сообщение) предлагает следующую общую формулу для ферсманита:

$$ABX_3 \cdot ASiX_3, \text{ или } A_2BSiX_6, \text{ или } ABSiX_5 \cdot AX,$$

где

A = Ca, Mg, Mn, Sr, Na, K;

B = Ti, Nb;

X = O, F.

[1] В том числе 0.36 Ta_2O_5.

Радиометрические определения Th, U и Ra (Л. В. Комлев, 1935) дали: $Th = 8.4 \times 10^{-3}\%$; $U = 3.42 \times 10^{-2}\%$ и $Ra = 1.14 \times 10^{-8}\%$; $Th : U = 0.24$.

В отличие от других хибинских минералов, в которых торий значительно преобладает над ураном, в ферсманите урана содержится в 4 раза больше, чем тория.

Условия нахождения. Главное, наиболее крупное месторождение ферсманита находится на левом берегу северного притока р. Вуоннемиок, метрах в 100 от его устья. Пегматитовая жила, скрытая под осыпями и частично расчищенная канавой, залегает на крутом склоне горы, имея простирание 210° и вертикальное падение. Протяженность ее вследствие покрытия глубокими осыпями не определена; мощность колеблется от 0.9 до 1.4 м; вмещающая порода — пойкилитовый нефелиновый сиенит. Жила в основном слагается полевым шпатом (микроклином и анортоклазом), нефелином и эгирином II.

Кроме этих главных минералов, в жиле местами присутствуют: светлокоричневатый пектолит, часто перемешанный и пронизанный эгирином и продуктами изменения ринколита; апатит желтовато-зеленый встречается выделениями от 0.3 до 1 см величины, которые, хотя и имеют идиоморфные очертания, но внутри зернистые; редкие длинные пластиночки лампрофиллита; весьма редкие мелкие выделения сфалерита и еще реже галенита; сфалерит большею частью изменен в красновато-бурую землистую массу. Содержание ферсманита в жиле неравномерное; наибольшая концентрация его наблюдается в богатых пектолитом участках как в средней, так и в боковых частях жилы, достигая иногда 10 и даже 20%, причем в боковых частях, богатых эгирином, выделения ферсманита более мелкие, неправильной формы и довольно равномерно рассеяны, в то время как в средней части анортоклаза кристаллы крупнее и залегают более концентрированно. Лучше всех образованы кристаллы, находящиеся в пустотах.

От главной жилы в направлении 140—320° отходят узкие, в несколько сантиметров мощности жилки, состоящие почти из одного полевого шпата, среди которого также встречается ферсманит. По-видимому, под осыпями в коренной породе имеется большое количество таких узких жилок, а возможно встречаются и более крупные аналогичные главной жиле, так как в осыпях вдоль склона на протяжении приблизительно 50 м встречаются куски жильной породы с ферсманитом. В одном месте, в 30 м западнее главной жилы, после расчистки осыпей шурфом ферсманит был обнаружен в коренном залегании.

В „полиминеральной“ жиле на северо-западном склоне Юкспора ферсманит обнаруживается в кусках среди осыпей, где его кристаллы рельефно выступают на поверхности измененного ловчоррита; обнаружить ферсманит в коренном залегании, вследствие одинаковых его с ловчорритом цвета, блеска, излома и пр., необычайно трудно. Жила представляет собою раздув, в котором в виде неправильных полос наблюдается чередование эгирино-полевошпатовой массы с более минерализированными полосами или линзообразными скоплениями ряда минералов: нефелина, пектолита и ловчоррита, кальциевого ринкита, эвдиалита, сфена, канкринита и др., в том числе и сульфидов — сфалерита и галенита. Жила эта описана М. С. Афанасьевым (1933, *76*). В аналогичных условиях ферсманит был обнаружен в нескольких кусках в отвалах разрабатываемой на ловчоррит жилы № 1 на плато Юкспора; здесь мелкие выделения ферсманита включены в полевой шпат и в ловчоррит, от которого макроскопически почти неотличимы. Такое нахождение и маскировка ферсманита в ловчорите Юкспора должны быть учтены при определении Nb_2O_5 в ловчорритах.

Кроме вышеуказанных месторождений, ферсманит обнаружен Е. Е. Костылевой в полевом шпате в нескольких кусках из пегматитовой жилы с ринколитом на Эвдиалитовой перемычке между Кукисвумчорром и Куэльпором. От сильно удлиненных кристалликов ринколита ферсманит макроскопически отличается своими изометрическими контурами и несколько более темнобурым цветом; микроскопически эти два минерала легко различимы, вследствие несходства оптических свойств.

Характерным для ферсманита является его совместное нахождение, с одной стороны, с пектолитом и, с другой, — с минералами группы ринколита — ловчоррита.

СТЕНСТРУПИН — STEENSTRUPINE

(Водный торо-титано-силикат редких земель и марганца; аморфный; уд. в. 3.1; тв. 4—5)

(В. И. Герасимовский)

1936. Герасимовский В. И. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 7, *35*. [Указание на находку в юго-восточной части Луяврурта].

1937. Герасимовский В. И. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 10. [Краткое описание физических свойств. Парагенезис и описание месторождения на Пункаруайве].

Стенструпин в Хибинских тундрах не известен, в Ловозерских тундрах он редок и встречен в незначительном количестве.

Физические и химические свойства. Стенструпин в Ловозерских тундрах наблюдается или в зернах, или в идиоморфных

выделениях величиной до 1.5 см. В кристаллах с хорошо образованными гранями не встречается.

Рентгеновское изучение, выполненное Б. К. Бруновским, показало аморфное строение минерала. Весьма вероятно, что он находится в метамиктном состоянии.

Цвет минерала темнобурый или черный. Черта коричневато-бурая, а подвергшегося изменению минерала — бурая, с зеленоватым оттенком. Блеск сильный, смоляной. Излом раковистый. Твердость 4—5. Два определения удельного веса пикнометром дали 3.080 и 3.106.

В шлифе при параллельных николях стенструпин имеет светло-желтую окраску, а в разрушенных участках приобретает бурый цвет вплоть до черного. Изотропен. Показатель преломления колеблется от 1.662 (свежего) до 1.653 (разрушенного).

Ниже приводится химический анализ ловозерского стенструпина (полностью не законченный) и для сравнения — два анализа гренландского стенструпина (табл. 74). Сравнивая эти анализы, можно подметить сильные колебания химического состава стенструпина, что, вероятно, обусловлено тем изменением, которое претерпевает минерал после своего образования.

Условия нахождения. Стенструпин в Ловозерских тундрах известен в двух местах — на горе Пункаруайв и во 2-м цирке Раслака.

На Пункаруайве стенструпин наблюдался в коренном залегании (восточный склон горы М. Пункаруайв) и среди россыпей (перемычка горы Пункаруайв) в пегматитовых выделениях, сложенных в основном уссингитом. Отдельные идиоморфные кристаллы стенструпина здесь заключены без какой-либо закономерности в уссингите или же иногда наблюдаются среди уссингитизированного содалита.

В уссингите 2-го цирка Раслака наблюдаются редкие отдельные зерна стенструпина.

ЛОПАРИТ — LOPARITE

[Титано-ниобат (Ce), Ca и Na; кубич. с.; уд. в. 4.75—4.89; тв. 5.5—6]

(В. И. Герасимовский и Е. Е. Костылева)

1889. Ramsay W. Fennia, **3**, 7, *45*. [Первое указание на находку лопарита. Краткое описание лопарита как нового минерала № 1].

1894. Ramsay W. u. Hackman V. Fennia, **11**, 2, *123, 141, 167, 187, 202* и *212*. [В породах под названием перовскита отмечается, повидимому, лопарит].

1925. Книпович Ю. Н. Изв. Геол. ком., **44**, 2, *274*. [Химический анализ лопарита].

1925. Кузнецов И. Г. Изв. Геол. ком., **44**, 6, *663*. [Описание физических и химических свойств лопарита. Парагенезис и месторождения].

Таблица 74

Химические анализы стенструпина

(в %)

Компоненты	Гора Пункаруайв, Ловоз. тундры	Kangerdluarsuk, Гренландия	
SiO_2	32.10	20.61	26.72
TiO_2	2.13	1.28	—
Ta_2O_5			—
Nb_2O_5			4.37
P_2O_5	3.74	4.53	8.19
ThO_2	10.23	3.84	2.13
CeO_2	—	17.85	—
Ce_2O_3	10.45	—	—
La_2O_3	—	15.52	29.60
Di_2O_3			
ΣCe_2O_3	13.56	—	—
ΣY_2O_3	0.77	2.19	0.36
Fe_2O_3	1.81	5.18	2.67
Al_2O_3	0.34	0.40	—
Mn_2O_3	—	5.79	—
MnO	9.06	—	6.60
BeO	—	1.22	—
CaO	1.85	4.22	2.33
PbO	—	1.02	—
MgO	0.05	—	0.31
Na_2O	2.09	2.53	11.23
H_2O	12.74	12.73	3.45
F	—	—	1.24
Сумма	100.92	98.91	99.20
$-O=F_2$	—	—	0.52
	—	—	98.68
Уд. в.	3.080—3.106	3.1901	3.5122
Аналитик	И. Борнеман-Старынкевич	Blomstrand	C. Christensen

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *244, 245, 315, 324, 329—331, 333—337, 345, 347* и *358*. [Описание различных месторождений, парагенезис].

1930. Gaertner H. N. Jb. Min., Abt. A, BB. **61**, *1—30*. [Структура лопарита].

1933. Комлев Л. В. Хибин. апатиты, **6**, *138*. [Радиометрическое определение радиоактивных элементов в лопарите].

1935. Воробьева О. А. и Герасимовский В. И. Хибин. апатиты, **8**, *47—62*. [Физические и химические свойства лопарита. Месторождения в Ловозерских тундрах].

1936. Бурова Т. А. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, **2**, *19* и *35*. [Анализ лопарита с Нинчурта. Содержание Nb и Ta].

1937. Чирва Е. Ф. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 10. [Результаты кристаллографического и оптического изучения лопарита Хибинских тундр].

Лопарит — новый минерал, известный лишь в Хибинских и Ловозерских тундрах. Первые указания на лопарит имеются в работах В. Рамзая и В. Гакмана (1889 и 1894), где дается краткое описание выделений лопарита в породах Ловозерских тундр, причем лопарит сначала описывается как неизвестный новый минерал № 1 и позднее — как перовскит. Летом 1921 г. И. Г. Кузнецов впервые нашел в контактной зоне Маннепахка Хибинских тундр кристаллы минерала, который он назвал лопаритом по имени народности, населяющей Кольский полуостров, и дал в 1925 г. подробное его описание. Позднейшими работами экспедиций Академии Наук лопарит был обнаружен во многих жилах Хибинских тундр и в породах Ловозерских.

В Хибинских тундрах лопарит пользуется довольно большим распространением в пегматитовых выделениях. В Ловозерских тундрах имеет большое распространение лишь как породообразующий минерал.

Физические свойства. Лопарит кристаллизуется в кубической сингонии. Структура по Гертнеру перовскитового типа, ребро псевдокубического куба $a = 3.54 \pm 0.018$Å. Координаты Ti(Nb) $^1/_2\ ^1/_2\ ^1/_2$; Ca (Ce, Na) — 000; O — $^1/_2\ ^1/_2\ 0$; $^1/_2\ 0\ ^1/_2$; $0\ ^1/_2\ ^1/_2$.

Лопарит встречается преимущественно в кристаллах от мельчайших в 1—2 мм до 1.5 см в поперечнике (табл. XV, фото 1). Кристаллы почти всегда — двойники прорастания по флюоритовому закону (И. Кузнецов); простые кристаллы очень редки, в одном из месторождений контактов Тахтарвумчорра было встречено несколько небольших кристалликов, представляющих простые кубики или комбинацию куба и октаэдра (фиг. 80 и 81). Общий тип двойниковых кристаллов дан на фиг 82, 83, 84. Среди них, по определению Е. Ф. Чирва, можно различить три случая: 1) оба индивидуума являются более или менее одинаково развитыми, причем каждый из них представляет собою комбинацию куба и октаэдра, с одинаково хорошо развитыми гранями обеих форм (фиг. 82); 2) оба индивидуума двойника представляют также комбинацию куба и окта-

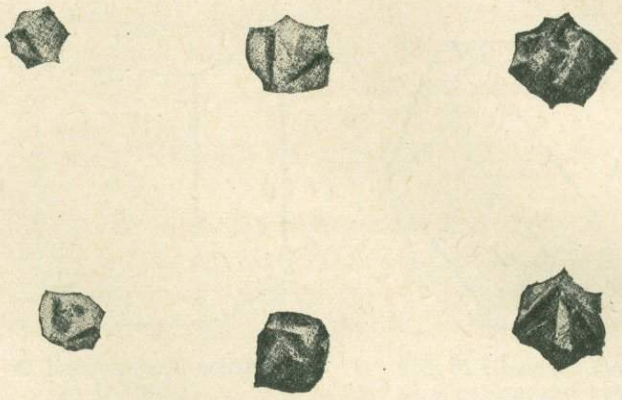


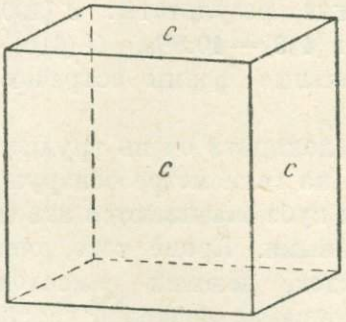
Фото 1. Кристаллы лопарита с Ньоркпахка (натур. величина).

Фото 2.

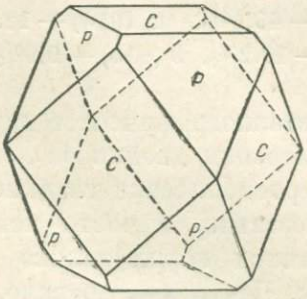
Фото 3.

Кристаллы натролита с Юкспора (натур. величина).

эдра, но грани последнего слабо развиты, имея вид небольших треугольных площадок — иногда грани октаэдра одного из индивидуумов представляют собою лишь узкие полоски, притупляющие



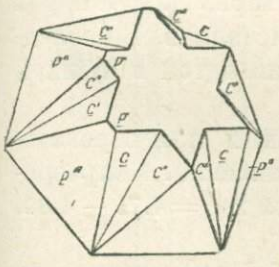
Фиг. 80. Кристалл-куб лопарита (по Е. Чирва).



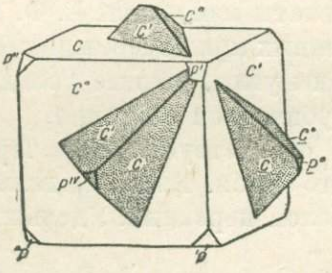
Фиг. 81. Кристалл лопарита, образованный кубом и октаэдром (по Е. Чирва).

ребра смежных граней куба (фиг. 83); 3) один из индивидуумов двойника — куб или комбинация куба с пирамидальными кубами, второй — куб или комбинация куба с октаэдром (фиг. 84).

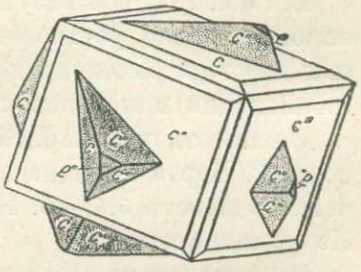
Для лопарита установлены следующие 25 форм: c (100), p (111), a (910), b (810), τ (710), C (610), ε (510), f (410), a (310), g (520), e (210),



Фиг. 82. Двойник лопарита с равным развитием куба и октаэдра в обоих неделимых (по Э. Бонштедт).



Фиг. 83. Двойник лопарита с преобладанием куба в обоих неделимых (по Э. Бонштедт).



Фиг. 84. Двойник лопарита с различным развитием обоих индивидуумов.

h (350), b (230), i (340), d (110), l (511), k (411), m (311), q (211), n (322), t (433), v (331), w (332), ω (341), а также (k11), где $k = 7 - 20$ (И. Г. Кузнецов и Е. Ф. Чирва).

Главными формами, слагающими внешний облик лопарита, являются куб и октаэдр, к которым в отдельных случаях присоединяются в виде довольно широких полосок грани форм: (610), (510),

(410), (310), (520), (210), (530), (430), (411) и (211), остальные формы наблюдались в виде притупляющих полосок.

Если представить число наблюдаемых граней каждой формы в 10 измеренных кристаллах (Е. Ф. Чирва) в процентах от числа возможных, то получим следующие результаты: c (100) — 93%, p (111) — 45.1%, a (910) — 12.5%, t (433) — 10.8%, C (610) — 10.6%, e (210) — 10.2%, b (810) — 9.9%, остальные формы встречаются еще реже.

Кристаллографическое изучение лопарита очень трудно, так как при измерении двойников лопарита на гониометре обнаруживается, что макроскопически гладкие грани куба оказываются изъеденными, трещиноватыми и часто искривленными. Кроме того, они всегда распадаются на несколько площадок, дающих самостоятельные сигналы. Почти как правило, на двойниках лопарита каждая грань куба состоит из нескольких площадок, отвечающих по своим угловым величинам пирамидальным кубам с символами: (910), (810), (710), (610), (410), (210).

Грани октаэдра по своему развитию уступают граням куба и еще менее совершенны. Даже макроскопически видно, что они обычно выпуклые или вогнутые, почти всегда разъедены, матовы, а иногда обнаруживают ступенчатое или чешуйчатое развитие. Как правило, грани октаэдров дают много сигналов, часто неудовлетворительных по своему качеству.

В табл. 75 даны результаты измерений Е. Ф. Чирва для четырех наиболее точно установленных при измерении кристаллов. В последних двух графах приведены углы, данные Гольдшмидтом в Winkeltabellen для минералов кубической сингонии.

Спайность у лопарита отсутствует. Цвет черный или сероватo-черный. Черта коричневато-бурая. Блеск металлический. Непрозрачен. Твердость 5.5 — 6. Излом неровный. Удельный вес = 4.75 — 4.89. Не радиоактивен.

В проходящем свете в шлифе лопарит (по И. Г. Кузнецову) имеет черную или темнобуро-красную окраску. В тонких шлифах просвечивает буровато-красным цветом. Наблюдаются кристаллы с зональной окраской: ядро буро-красное, а периферия — более светлая с желтоватым оттенком. Ширина наружной зоны наблюдается до четверти поперечника кристалла. Средняя, более густо окрашенная, часть кристалла в точности повторяет контуры всего кристалла. При вращении препарата иногда удается уловить изменение интенсивности окраски без изменения цвета.

При скрещенных николях в достаточно тонких шлифах и при ярком освещении обнаруживается оптическая аномальность — кри-

Таблица 75

Результаты измерения лопарита

(по Е. Ф. Чирва)

Буквенные обозначения	Индексы	Колебания в измерениях		Среднее значение		По Гольдшмидту	
		ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ
c	(100)	88°31′—90°38′	0°00′— 1°29′	89°50′	0°29′	90°00′	0°00′
a	(190)	88°30′—90°45′	4°00′— 6°18′	89°39′	5°43′	90°00′	6°20′
b	(180)	88°59′—90°59′	6°53′— 7°23′	89°45′	7°20′	90°00′	7°07′
r	(170)	89°15′—90°30′	7°45′— 8°15′	89°51′	8°02′	90°00′	8°08′
C	(160)	88°30′—90°22′	8°53′—10°35′	89°23′	9°24′	90°00′	9°27′
p	(111)	52°49′—56°10′	43°07′—47°14′	54°48′	45°02′	54°44′	45°00′
f	(140)	89°30′—90°10′	13°55′—14°05′	89°49′	13°59′	90°00′	14°02′
a	(130)	88°30′—90°35′	16°45′—19°30′	89°41′	18°21′	90°00′	18°26′
g	(250)	88°45′—90°45′	19°50′—22°15′	90°18′	21°22′	90°00′	21°48′
e	(120)	88°55′—90°30′	25°20′—27°30′	89°46′	26°26′	90°00′	26°34′
h	(350)	89°15′—90°43′	29°30′—32°33′	90°40′	31°10′	90°00′	30°58′
b	(230)	88°59′—90°15′	32°30′—35°00′	89°42′	33°10′	90°00′	33°41′
i	(340)	88°55′—90°30′	35°47′—37°50′	89°49′	36°16′	90°00′	36°52′
d	(110)	88°58′—90°40′	43°45′—45°46′	89°59′	44°49′	90°00′	45°00′
k	(141)	74°35′—77°25′	13°10′—15°01′	75°59′	13°48′	76°22′	14°02′
m	(131)	69°45′—74°08′	15°30′—19°08′	71°22′	17°00′	76°27′	18°26′
q	(121)	63°15′—67°30′	25°10′—27°15′	65°31′	26°40′	65°54′	26°34′
t	(343)	57°50′—59°30′	35°40′—37°35′	58°41′	36°16′	59°02′	36°52′

сталл распадается на анизотропные пятна. Внимательное изучение показывает, что анизотропные участки представляют сложную картину двойниковой полосчатости, аналогичной той, какая наблюдается у перовскита. Но малая прозрачность минерала и низкое двупреломление чрезвычайно затрудняют наблюдения. В сечениях, более или менее параллельных кубу, удается различить четыре системы полосок на общем, едва просвечивающем при скрещенных николях, фоне одного индивида. Гораздо более сложная картина наблюдается в сечении нормальном к двойниковой оси, т. е. параллельно грани общего октаэдра.

В отраженном свете (по И. Г. Кузнецову) видно распадение кристаллов на шесть секторов, дающих при вращении препарата разновременно то более сильный металловидный, то более темный отблеск (Е. Ф. Чирва не наблюдалось). Сложное и не вполне закономерное распадение кристаллов на разно ориентированные участки И. Г. Кузнецов склонен объяснять вторичными явлениями распада кристаллов при понижении температуры.

Цвет лопарита в отраженном свете (по Е. Ф. Чирва) светлосерый со слегка кремовым оттенком. На поляризованный свет не действует, в косом освещении обнаруживает буровато-красные внутренние рефлексы, приуроченные к трещинам в кристалле. Порошок минерала в косом освещении отличается бурым цветом. Не травится ни одним из употребляющихся в минераграфической практике реактивом.

Показатель преломления $n = 2.3 - 2.4$ (определение Д. С. Белянкина).

Химические свойства. Перед паяльной трубкой не плавится. Окрашивает перл фосфорной соли в окислительном пламени в горячем состоянии в желтый цвет, в холодном — бесцветный, в восстановительном пламени в горячем состоянии перл окрашивается в желтый цвет, в холодном, в присутствии олова, — в фиолетовый. С бурой перл мутный, серый. С содой на угле (по Е. Ф. Чирва) порошок лопарита сплавляется с трудом, давая сплав серого цвета. При растворении сплава с HCl и кипячении с оловом раствор приобретает фиолетовую окраску. По И. Г. Кузнецову, лопарит с содой не сплавляется, но лишь отмечается некоторое воздействие расплавленной соды; несколько кристаллов лопарита с хорошими блестящими гранями держались в расплавленной соде в течение 15—20 мин., при этом оказалось, что грани куба, хотя и остались блестящими, но были червеобразно изъедены, грани же октаэдра совершенно потеряли блеск, стали равномерно матовыми.

В соляной, азотной и серной кислотах не растворяется. Разлагается вполне фтористоводородной кислотой, легко сплавляется с кислым сернокислым калием.

В табл. 76 приводятся химические анализы лопарита.

Таблица 76

Химические анализы лопарита

Компоненты	Хибинские тундры			Ловозерские тундры	
	Маннепахк	Кукисвумчорр		Нинчурт	
	%	%	молек. колич.	%	молек. колич.
SiO_2	0.47	0.72	120	0.27	45
ZrO_2	есть	—	—	—	—
TiO_2	50.24	39.22	4 903	39.24	4 905
Nb_2O_5		11.06	846	11.48	8.42
Ta_2O_5		—	—		
ThO_2	—	0.53	20	0.67	25
Ce_2O_3	19.91	19.34	1 182	16.29	994
$\Sigma Ce_2O_3 + \Sigma Y_2O_3$	15.72	15.27	940	16.01	984
Fe_2O_3	—	0.72	90	0.06	8
Al_2O_3	—	0.37	72	—[1]	—
CaO	5.08	4.22	754	5.26	936
SrO	—	—	—	0.62	60
K_2O	0.43	0.26	56	0.75	169
Na_2O	8.60	7.88	2 542	9.06	2 922
Потеря при прокал.	—	0.32	178	—	—
Сумма	100.45	99.91	—	99.71	—
Уд. в.	4.78	4.75; 4.89		не опр.	
Аналитик и год выполнения анализа	Ю. Книпович, 1925	Т. Бурова, 1934—1935		Т. Бурова, 1934—1935	

Рентгеноскопическое изучение Гертнера показало, что лопарит содержит, кроме приведенных выше элементов, еще La, Pr, Nd, U.

[1] Содержание Y_2O_3 и отсутствие Al_2O_3 дано по указанию Т. А. Буровой, так как при опубликовании данного анализа в ее статью (1936) вкрались опечатки.

Радиометрическое определение, произведенное Л. В. Комлевым, обнаружило в двух лопаритах Ньоркпахка содержание радиоактивных элементов, приведенное (в %) в табл. 77.

Гертнер дает следующую формулу лопарита:

$$(Ti, Nb)_2(Na, Ce, Ca)_2O_6.$$

Таблица 77

Th	U	Ra	Th : U
0.68	0.032	$1.09 \cdot 10^{-9}$	21.2
0.75	0.054	$1.80 \cdot 10^{-9}$	13.9

И. Д. Борнеман-Старынкевич выводит общую формулу

$$A_2B_2O_6,$$

где A = Na, Ce, Ca;

B = Ti, Nb, (Th), (Fe).

Подсчитывая соотношения атомов для анализов 2 и 3, она считает лопарит изоморфным соединением следующих членов:

$$NaCeTi_2O_6,\ Na_2Nb_2O_6 \text{ и } Ca_2Ti_2O_6.$$

По своему химическому составу лопарит наиболее близок к дизаналиту (из группы перовскита).

Условия нахождения и парагенезис. В Хибинских тундрах лопарит известен во многих типах жил. Главное распространение лопарит имеет в хибинитах в северо-западной контактной зоне Маннепахка, в меньшей степени — Хибиппахкчорра и Тахтарвумчорра; здесь лопарит встречается как в отдельных шлировидных выделениях, в породе, так и в жильных выделениях эгирино-микроклинового, лопарито-эвдиалитового и других типов. Парагенезис его обычно: эвдиалит или эвколит, микроклин, эгирин, нефелин, реже нептунит. Кристаллы лопарита, обычно свободные и несросшиеся, включены чаще всего в эвдиалит и полевой шпат. Образование лопарита не связано с контактными явлениями. В центральных частях Хибинских тундр лопарит известен во многих типах жил. В эвдиалито-сфеновых и сфеновых выделениях перевала Лопарского на склонах Кукисвумчорра и Юкспора лопарит находится в тесной ассоциации с кристаллическим желтым сфеном и с эвколитом; в юго-западном цирке Ньоркпахка, в эвколит-альбитовом месторождении, в зоне фойяита лопарит находится в парагенезисе с микроклином, нефелином, содалитом, эгирином, альбитом, эвколитом. В этом месторождении наблюдается лопарит двух типов: более мелкие (в 3—4 мм) кристаллы, черные и блестящие, заключенные в спайный микроклин, и более крупные, сероватые кристаллы до 1.5 см в поперечнике, заключенные по одиночке или сросшиеся в белый сахаровидный альбит и игольчатый эгирин II генерации. Эти кристаллы лопарита, не-

сомненно, более позднего происхождения, изобилуют включениями альбита, реже эвдиалита.

В Хибинских тундрах лопарит еще встречен на Партомпоре — в нефелине вместе с рамзаитом; на Южном Поачвумчорре — в элювиальной россыпи, в зеленом волокнистом эгирине, с лампрофиллитом; на Юкспоре, в ловчорритовом руднике — в виде мелких точечных выделений в полевом шпате.

В Ловозерских тундрах лопарит в жильных месторождениях почти не известен, но имеет огромное распространение как породообразующий минерал, главным образом в луяврите, давая разности лопаритового луяврита, которые обычно зажаты в виде узких полос в фойяите и опоясывают весь массив с севера, запада и юго-запада (см. карту, фиг. 85). Лопарит в луяврите выделяется в виде более или менее равномерно рассеянных кристаллов величиною, не превышающей 4 мм (обычно 1—2 мм).

Промышленное значение. Вследствие содержания в лопарите больших количеств ниобия, редких земель, титана, а также нахождения тория и тантала он является ценным сырьем. Несомненно, промышленное значение имеют лишь выходы лопаритового луяврита в Ловозерских тундрах; запасы этой руды, опоясывающей почти весь Ловозерский массив, громадны.

ФОСФАТЫ

АПАТИТ — APATITE[1]

[$Ca_5(F, Cl)(PO_4)_3$; гексагон. с.; уд. в. 3.2; тв. 5]

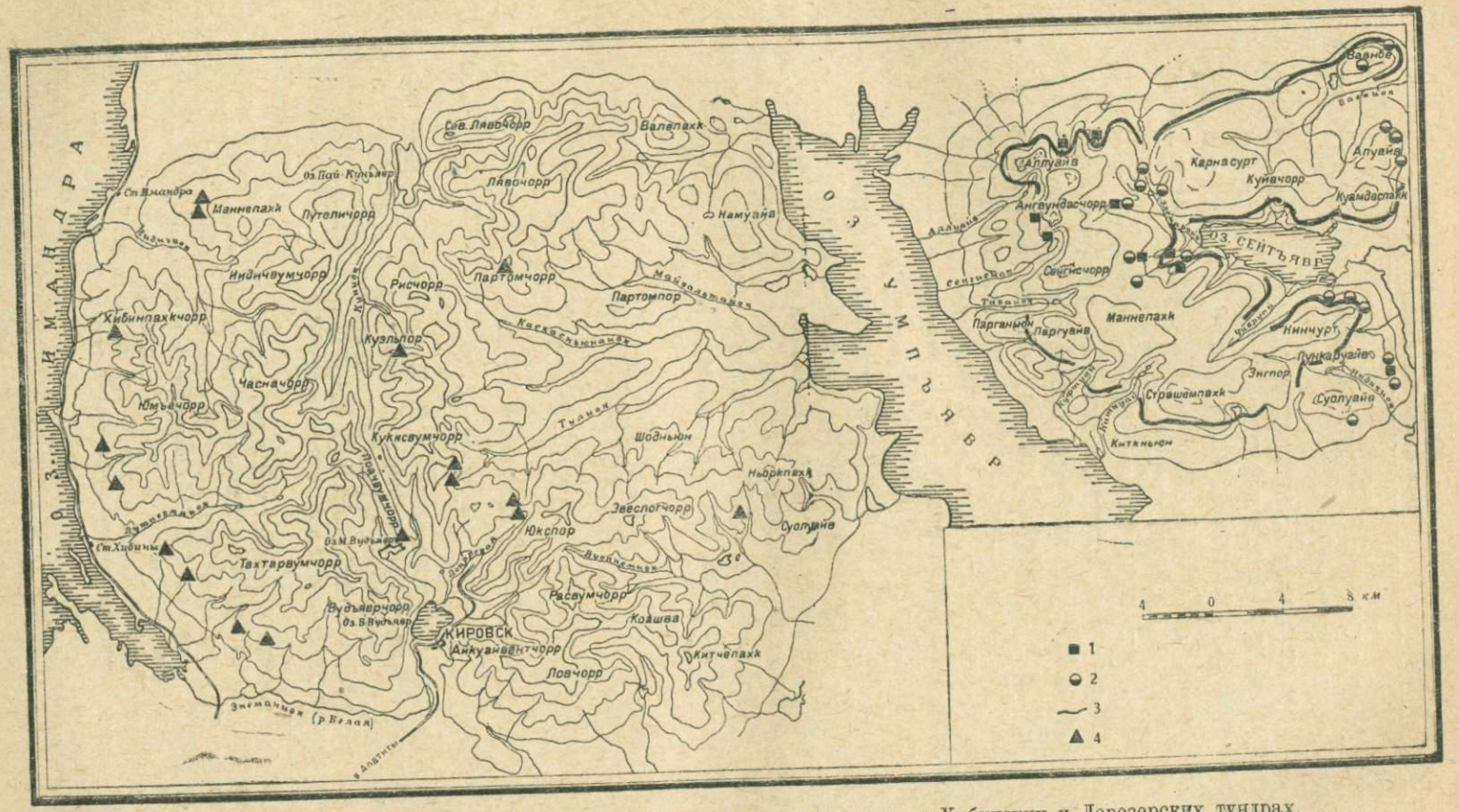
(*А. Н. Лабунцов*)

1924. Борнеман-Старынкевич И. Д. Доклады Акад. Наук, сер. А, *39*. [Констатируется содержание редких земель в апатитах; данные анализов].

1925. Хибин. и Ловоз. тундры, **1**. [Находки апатита при прохождении маршрутов].

1925. Гуткова Н. Н. Изв. Акад. Наук, *123*. [Разные типы жильных образований, содержащих апатит; описание и парагенезис апатита].

[1] В связи с разведкой, добычей и использованием апатита было проведено большое количество разнообразных научно-исследовательских и технологических работ, создавших уже большую литературу. Главные работы по хибинским апатитам (175 названий до 1934 г.) приведены В. К. Здравомысловым в сборнике „Хибин. апатиты", 7, 1934. В настоящем списке приводятся лишь те главные работы, которые непосредственно касаются изучения самого апатита и его месторождений. Большинство работ относится к месторождениям апатито-нефелиновой породы, апатит как второстепенный минерал отмечается в ряде работ при описании пегматитовых жил, из таких работ приведены лишь главные.



Фиг. 85. Схематическая карта месторождений лопарита и мурманита в Хибинских и Ловозерских тундрах.

1—мурманит в пегматитах; *2*—мурманит в породе, *3*—лопаритовый луявриг, *4*—лопарит в пегматитах

1926. Лабунцов А. Н. Горн. журн., 12, *796*. [Апатитовые месторождения Расвумчорра в Хибин. тундрах и их минералогический состав; указание на промышленное значение месторождений].

1927. Лабунцов А. Н. Карело-Мурманский край, 10/11, *34*. [Описание коренных выходов апатито-нефелиновых пород: Расвумчорра, Апатитового отрога, Юкспора, Кукисвумчорра и Поачвумчорра].

1928. Лабунцов А. Н. Горн. журн., 1, *32*. [Описание апатитовых месторождений Хибинских тундр; запасы по видимым обнажениям, качество руды и сравнение месторождений с месторождениями фосфоритов].

1928. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *316* и *320*. [Месторождения Расвумчорра, Юкспора, Кукисвумчорра и Поачвумчорра; таблица с характеристикой условий залегания и минералогического состава 12 наиболее интересных жильных образований, содержащих апатит].

1929. Влодавец В. И. Доклады Акад. Наук, сер А, *109*. [Результаты исследования апатитовых месторождений Хибинских тундр].

1929. Цветков А. И. Доклады Акад. Наук, сер. А, *413*. [Об изменении окраски у апатита Кукисвумчоррского месторождения при нагревании].

1930. Лабунцов А. Н. Горн. журн., 8—9, *91—96*. [Краткое описание апатитовых месторождений Хибинских тундр].

1930. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **1**. *28—38*. [Краткая история исследований и описание месторождений хибинских апатитов].

1930. Фивег М. П. Хибин. апатиты, **1**, *47—67*. [Разведочные работы на Кукисвумчоррском месторождении].

1930. Влодавец В. И. Хибин. апатиты, **1**, *38—46*. и Тр. инст. Севера, **46**, *14 — 30*. [Расвумчоррское месторождение, протяженность, условия залегания, строение].

1930. Херувимова Н. Д. Мат. по обогащ. неметалл. ископ., *237—250*. [Минералого-петрографическое исследование апатито-нефелиновых пород хибинских месторождений].

1931. Ферсман А. Е. Хибин. апатиты, **3**, *124—168*. [Рассматриваются различные типы апатитовых месторождений, их генезис, геохимия, запасы, экономика; сравнение с Хибинскими месторождениями].

1932. Воробьева О. А. Хибин. апатиты. **2**, *416*. [Обнаружение выхода апатито-нефелиновой породы, являющегося восточным продолжением главной апатитовой дуги].

1932. Луцанова Н. П. Хибин. апатиты, **2**, *393*. [Апатито-нефелиновые породы на западном склоне Поачвумчорра и на горе Петрелиуса].

1932. Фивег М. П., Ступаков С. А. и Антонов Л. Б. Хибин. апатиты, **2**, *355—363*. [Результаты разведки и опробования Кукисвумчорр-Юкспорской линзы апатито-нефелиновой породы].

1932. Фивег М. П. Тр. НИУ, **89**, *24*. [Краткая история поисков и изучения апатитовых месторождений].

1932. Гуткова Н. Н. Сб. „За полярным кругом", *32*. [Минералогия Юкспора].

1933. Влодавец В. И. Тр. Аркт. инст., **12**, *71—100*. [Физическая и химическая характеристика мелкозернистого апатита из верхней зоны и крупнозернистого из нижней зоны Кукисвумчорра].

1933. Влодавец В. И. и Сазонова З. П. Тр. Аркт. инст., **12**, *101—116*. [Опыт количественной минералогической характеристики апатитового месторождения].

1933. Бонштедт Э. М. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *46*. [Указывается на возможность присутствия апофиз и жил, связанных с главным Кукисвумчоррским месторождением. Мелкие выделения апатита в различных пегматитах Кукисвумчорра как в зоне слюдяных нефелиновых сиенитов, так и фойяитах].

1933. Антонов Л. Б. Хибин. апатиты, **6**, *23*. [Сводный обзор данных по месторождениям главной апатито-нефелиновой дуги Хибинских тундр].

1933. Годовиков В. И. Хибин. апатиты, **6**, *25*. [Сведения по геологии Кукисвумчоррского месторождения и о сортаменте его руд. Аксонометрическая проекция рудника, план и вертикальный разрез штольни; зарисовки в забоях].

1933. Пронченко Г. С. Хибин. апатиты, **6**, *29*. [Сведения по геологии месторождения Юкспора, итоги разведки, структурная и качественная характеристика руд, подсчеты запасов].

1933. Шевченко М. И. Хибин. апатиты, **6**, *35*. [Результаты поисковых и разведочных работ в восточной части апатито-нефелиновой дуг и Хибинских тундр. Открытие богатой апатитовой руды на Ньоркпахке].

1933. Лабунцов А. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 3, *5—21*. [Краткое описание вновь открытого месторождения на западном склоне Куэльпора; карта месторождения 1:20 000].

1933. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **6**, *205*. [Присутствие участочков мелкозернистого апатита в цирконовых жилах].

1933. Granigg B. Zschr. prakt. Geol., 1, *1—14*; 2, *25—31*. [Условия нахождения, структура и петрография апатито-нефелиновых пород].

1934. Гуткова Н. Н. Тр. СОПС, сер. Кольск., 8, *103*. [Апатит в кристаллах в пегматитах Юкспора].

1934. Антонов Л. Б. Хибин. апатиты, **7**, *1—150*. [Геология и описание Кукисвумчорр-Юкспорского месторождения, текстуры руд, методика опробования, подсчет запасов, геолого- и горно-разведочные работы].

1934. Пронченко Г. С. Хибин. апатиты, **7**, *197—212*. [Итоги разведок и описание Юкспорского месторождения].

1934. Амеландов А. С. Хибин. апатиты, **7**, *213—230*. [Описание месторождений Поачвумчорра и Куэльпора].

1935. Лабунцов А. Н. Тр. Кольской базы Акад. Наук, **1**, *5—42*. [Крупные участки мелкозернистого желтоватого апатита в жильных альбитовых образованиях Тахтарвумчорра].

1935. Ожинский И. С. Зап. Мин. общ., **64**, 2, *355—415*. [Апатиты в ринколито-ловчорритовых жилах].

1936. Фивег М. П. Тр. НИУ, **128**, *5—35*. [Разведка, опробование, запасы и геология].

1936. Лабунцов А. Н. Спр. „Неметалл. ископ.“, **1**, *230—321*. [Описание месторождений апатито-нефелиновой породы Хибинских тундр: геология; структура руд, анализы и т. д.].

В Хибинских тундрах апатит является довольно распространенным минералом; в незначительном количестве он входит как акцессорный минерал в большинство хибинских пород и часто встречается в разного типа жильных образованиях. Кроме того, большое количество апатита сконцентрировано в апатито-нефелиновых породах, залегающих в виде громадных линзовидных тел. Благодаря высокому содержанию апатита в этих породах (от 40 до 90%) и большим

запасам (в двух главных линзах исчислено более 1 млрд. т апатита), Хибинские апатитовые месторождения имеют крупнейшее не только союзное, но и мировое промышленное значение.

Физические и химические свойства. В Хибинских и Ловозерских тундрах апатит встречается почти исключительно в зернистых аггрегатах. Крупность зерна различна, от 0.1 до 3 мм.

При рассмотрении под микроскопом зернистого апатита видно, что зерна его имеют большею частью неправильную форму с округленными контурами, реже встречаются зерна с более или менее правильным прямоугольным (продольным) или шестиугольным (поперечным) сечением. В апатито-нефелиновых породах Кукисвумчорра и Юкспора в отдельных участках мелкозернистого апатита встречаются игольчатые кристаллы апатита более ранней генерации, но эти кристаллы обычно трещиноваты и имеют весьма плохо образованные грани. Размеры их достигают 2—3 см длины и 2—3 мм в поперечнике (табл. XVI). Наблюдается некоторая зависимость идиоморфизма апатита от текстуры апатитовой породы (М. П. Фивег, 1932), а именно: в тех местах, где имеется флюидальная текстура, зерна апатита отличаются более или менее идиоморфными очертаниями; эта картина тождественна как для мелкозернистых, так и для среднезернистых разностей апатитовых пород.

Среди мелкозернистых разностей нефелин, эгирин, сфен и титаномагнетит весьма часто содержат пойкилитовые вростки апатита, представленные мельчайшими призматическими кристаллами с пирамидальным окончанием.

В апатитовой породе Поачвумчорра и Куэльпора различают (Амеландов, 1934 г.) следующие разновидности апатита: мелко- и среднезернистый, сахаровидный—пластинчатый, зернистый—коротокостолбчатый и удлиненные бипирамидальные кристаллики среди мелкозернистого апатита.

Кристаллы апатита очень редки, короткостолбчатые, образованы обычно только призмой $(10\bar{1}0)$ и пинакоидом (0001), изредка (у кристаллов с Лопарского перевала) наблюдаются узкие грани призмы $(11\bar{2}0)$. Наибольшие кристаллы — до 7 см длины и 3 см в поперечнике — наблюдались в полевошпато-нефелиновой жиле Юкспора.

Спайность отсутствует, но намечается трещиноватость под углами: около 60° (повидимому, параллельная призматическим граням) и около 90° — последняя параллельна пинакоиду. Излом неправильный.

Цвет апатита большей частью слабо-зеленоватый, различных оттенков, часто слабо-желтовато-зеленый или желтовато-белый;

окраска в другие цвета — серовато-зеленый, золотистый, буроватый и до черного — зависит главным образом или от проникновения между зернами и по трещинам железистых растворов, или от микроскопических включений иголочек эгирина, титаномагнетита и других минералов. Чрезвычайно редок фиолетовый апатит (в кристаллах на Юкспоре).

Черта слабо-белая, почти бесцветная. Блеск от стеклянного до слегка жирноватого в изломах, перпендикулярных к вертикальной оси. Большей частью хорошо просвечивает или прозрачен, хотя в общей зернистой массе кажется мало просвечивающим. Твердость 5. Удельный вес подвержен значительным колебаниям (табл. 78).

Таблица 78

Удельные веса хибинских апатитов

Месторождения	Тип апатита	Уд. в.	Кем определен, и литературный источник
Кукисвумчорр. верхняя зона	I генерации — иглы	3.246	В. Казаринова (М. Фивег, 1936)
Кукисвумчорр. верхняя зона	мелкозернистый, сахаровидный	3.243	А. Калашникова (М. Фивег, 1936)
Кукисвумчорр. верхняя зона	мелкозернистый, сахаровидный	3.265	Н. Влодавец, 1933
Кукисвумчорр. верхняя зона	мелкозернистый, сахаровидный	3.18	Л. Антонов, 1935
Кукисвумчорр. верхняя зона	мелкозернистый, сахаровидный	3.192	А. Лабунцов, 1934
Кукисвумчорр. верхняя зона	мелкозернистый, сахаровидный	3.244	Н. Гуткова, 1925
Кукисвумчорр. средняя зона	среднезернистый	3.243	В. Казаринова (М. Фивег, 1936)
Кукисвумчорр. нижняя зона	зеленый, крупнозернистый	3.292	В. Влодавец, 1933
Апатитовый (Ийолитовый) отрог Расвумчорра	среднезернистый	3.270	М. Фивег, 1936
Плато Расвумчорра	среднезернистый	3.251	В. Казаринова (М. Фивег, 1936)
Поачвумчорр	буроватый, лучистошестоватый (с 3.18% TR_2O_3)	3.349	И. Борнеман-Старынкевич, 1924

В шлифах и мелких зернах бесцветен и прозрачен. Оптические свойства — обычные для апатита. Показатели преломления определялись В. И. Володавцем иммерсионным методом, с проверкой жид-

ТАБЛИЦА XVI

Апатит I генерации (темные иглы) в мелкозернистом апатите. Кукисвумчорр (натур. величина).

костей на рефрактометре Фюсса, в натровом свете для кукисвумчоррского мелкозернистого желтоватого апатита из верхней зоны $n_g = 1.6339$ и $n_p = 1.6311$; для зеленоватого крупнозернистого апатита из нижней зоны Кукисвумчоррского месторождения $n_g = 1.6348$ и $n_p = 1.6308$. Двупреломление для первого 0.0028 и для второго 0.0040.

Перед паяльной трубкой апатит трудно плавится, и лишь в тонких осколках. Порошок, смоченный серной кислотой, окрашивает пламя в голубовато-зеленый цвет (Р).

Зеленоватый апатит из Кукисвумчоррского месторождения при нагревании до температуры 400° бледнеет, при 600° — обесцвечивается, при 1200° — снова появляется нормальная зеленоватая окраска (А. И. Цветков, 1929).

Химический состав апатита виден из анализов табл. 79.

По химическому составу хибинские апатиты относятся к фторапатиту, богаты стронцием, содержат щелочи и редкие земли. Преобладают редкие земли церовой группы; содержание редких земель в разных месторождениях и в разных зонах одного и того же месторождения колеблется от 0.6 до 3.18 %.

Кроме чисел, приведенных в таблице анализов, отдельные определения редких земель дали следующие результаты (по работе И. Д. Борнеман-Старынкевич, опубликованной в 1924 г., в %):

Зеленый апатит Расвумчорра	0.84
„ „ Кукисвумчорра	1.04
„ „ Поачвумчорра (из жилы)	2.61
Бурый „ „ „ „	3.18
Спаржево-зеленый апатит кристалл из пегматитов жилы Юкспора	1.12

Весьма интересны определения редких земель в апатитах по горизонтам для Кукисвумчоррского месторождения (П. А. Волкова и И. Г. Ченцова), указывающие на некоторое обогащение редкими землями средних горизонтов и уменьшение их содержания книзу и к верхнему контакту.

Исследования по разделению редких земель (И. Д. Борнеман-Старынкевич) показывают, что в среднем около 80 % приходится на церовую группу (в том числе около 40 % самой Ce_2O_3) и около 20 % на иттровую группу.

Кроме химического изучения самого апатита, имеется большое количество анализов апатито-нефелиновой породы и апатитового концентрата.

Таблица 79

Химические анализы апатита

(в %)

Компоненты	Кукисвумчорр					Расвумчорр, Апатитовый отрог		Поачвумчорр
	игольчатый I генерации	мелкозерн.	среднезерн.	мелкозерн.	крупнозерн.	среднезерн.	среднезерн.	шестоватолучистый
	№ анализов							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	0.12	0.20	0.50	0.04	0.04	0.13	0.30	0.83
TiO_2	—	—	—	—	—	0.01	—	—
Al_2O_3	0.21	0.46	0.27	0.33	0.67	0.50	0.11	—
TR_2O_3	0.95	1.03	1.05	0.68	0.73	1.07	1.23	0.77
Fe_2O_3	0.14	0.16	0.09	0.20	0.03	0.12	0.16	—
MnO	0.01	—	—	—	—	0.02	0.02	—
MgO	0.10	0.21	0.10	0.10	0.13	0.30	0.20	—
CaO	52.98	51.60	51.50	54.28	53.54	51.35	51.57	54.92
SrO	2.00	2.63	2.80	1.60	2.12	2.14	3.18	—
BaO	—	—	—	—	0.08	—	—	—
Na_2O	0.49	0.86	1.01	0.15	1.40	0.83	0.50	—
K_2O	0.19	0.07	0.30	0.04	0.09	0.19	0.28	—
P_2O_5	41.16	40.50	41.04	40.67	40.42	40.38	40.64	41.21
V_2O_5	—	—	—	есть	есть	—	—	—
F	3.19	3.16	3.20	2.79	1.97	3.15	3.15	2.75
Cl	—	—	—	—	0.09	—	—	0.10
H_2O	0.02	—	0.07	0.13	0.28	0.63	0.01	0.22
Нераств. остаток	0.26	0.19	—	—	—	0.26	0.27	0.54
Сумма	101.82	101.07	101.93	101.01	101.59	101.08	101.62	101.34
$-O=F_2$	1.34	1.33	1.35	1.18	0.85	1.29	1.33	1.18
	100.48	99.74	100.58	99.83	100.74	99.79	100.29	99.16
Аналитик	В. Казаринова	А. Калашникова	В. Казаринова	Н. Влодавец		В. Казаринова	И. Д. Борнеман-Старынкевич	

Испытание радиоактивности (Влодавец, 1933) действием на фотопластинку в течение 15 суток дало отрицательные результаты. Спектроскопически хибинские апатиты не изучались.

Краткое описание месторождений, генезис и парагенезис

Все крупные месторождения апатито-нефелиновой породы Хибинских тундр располагаются, образуя две дуги: 1) малая западная — на горе Поачвумчорр и 2) главная восточная — Куэльпор, Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр, Коашва, Ньоркпахк (см. карту, фиг. 86).

Месторождения западной дуги Поачвумчорра

Апатито-нефелиновая порода залегает по западному склону горы с перерывами; различаются участки: северный — на протяжении около 1.2 км, средний — такого же протяжения, отделенный от северного участка перерывом в 0.5 км, и ряд значительных выходов в 500—300 м длины, на перевале Петрелиуса и южнее его на западном склоне Поачвумчорра. Кроме того, коренные выходы апатито-нефелиновой породы известны: на восточном склоне Поачвумчорра (склон в долину Кукисвум, против ее водораздела) в верхней части цирка, метров на 100 ниже гребня Поачвумчорра; восточнее ущелья Рамзая и на западном склоне Южного Поачвумчорра, над левым притоком Поачиока, метров на 50 — 60 ниже гребня горы.

Мощность коренных выходов апатито-нефелиновых пород на Поачвумчорре колеблется от 2 до 6 м и лишь в отдельных местах имеются раздувы до 8—10 м. Простирание — близкое к меридиональному. Падение к В и СВ 60—70° ∠15—25°. Месторождения залегают в хибините, что отличает их от большинства месторождений восточной дуги, подстилаемых ийолит-уртитовыми породами; апатито-нефелиновая порода образовалась ранее других в этом районе залегающих жильных пород мелкозернистых нефелиновых сиенитов и мончикитов, которые иногда секут апатито-нефелиновую породу.

Минералогический состав: главными минералами являются апатит и нефелин, второстепенными — эгирин, роговая обманка, полевой шпат (анортоклаз), сфен, рудные — магнетит, ильменит, титаномагнетит. Содержание апатита колеблется от 30 до 70%, в среднем составляет около 55%, нефелина — от 25 до 40%, в среднем около 35%. Общие запасы руды (лишь в главных выходах на западном склоне Поачвумчорра и не глубже 100 м по падению):

	Средняя мощность в м	Глубина по падению в м	Запасы руды в тыс. т	Содержание апатита в %
По П. Лупановой	3	100	1.575	55—60
„ А. Лабунцову	3—6	100	3.500	50—60
„ А. Амеландову	2—3	50—100	1.516	50—60

Фиг. 86. Схематическая карта месторождений апатито-нефелиновой породы.

1 — апатито-нефелиновая порода.

А. С. Амеландов различает в месторождении белый сахаровидный апатит, залегающий в висячем и лежачем боках, а также зеленый и желтый мелко- и среднезернистые (короткостолбчатые) апатиты средней части месторождений.

Месторождения главной восточной дуги

Предположительно начало дуги можно считать в северо-восточной части Хибинских тундр в районе *перевала Обманного*, где в осыпях были находимы куски апатито-нефелиновой породы.

Западнее на Лявочорре апатито-нефелиновая порода известна вблизи *Северного перевала Лявочорра* как в осыпях, так и в коренном залегании (около 2 м мощности).

На северо-западном *склоне Партомчорра* известен выход от 8 до 12 м мощности и около 150 м протяжения (обнаружен при маршрутном обследовании); более детальных поисков, расчисток и разведок не производилось.

На западном *склоне Рисчорра* среди задернованного склона пока найдены лишь глыбы апатито-нефелиновой породы.

На западном *склоне Куэльпора* разведочными работами выходы апатито-нефелиновой породы прослежены на протяжении около 2 км. Мощность колеблется от 12 до 80 м, в южном конце постепенно суживается и выклинивается. Имеются руды различной структуры: пятнистая — наиболее богатая, с мелкозернистым апатитом, содержит до 80—90% апатита; пятнисто-полосчатая — от 70 до 40% апатита и полосчатая — от 40 до 20% апатита. Запасы до глубины 100 м составляют до 24 544 000 т. Среднее содержание апатита около 50%. Месторождение залегает между хибинитом (сверху) и ийолит-уртитом (снизу). Верхний контакт с хибинитом отличается неправильностью и извилистостью, с обогащением хибинита в контакте сфеном и титаномагнетитом; нижний контакт не так резок, часто с постепенными переходами в ийолит-уртиты и также часто с обогащением сфеном.

О генезисе этого месторождения изучавший его А. С. Амеландов (1934) высказывает мнение, что апатито-нефелиновая порода генетически связана с ийолит-уртитами; дифференциация этих пород протекала в глубине, и внедрение апатитовой породы произошло после ийолит-уртитов.

На основании ряда наблюдений, как-то: присутствие небольших пегматитовых жилок и гнезд в апатито-нефелиновой породе; резкие контактные изменения в хибините, с обогащением сфеном, титаномагнетитом и нефелином; отсутствие зональности и проч. — А. С. Аме-

ландов считает, что апатито-нефелиновое месторождение формировалось при высоких температурах. Однако имеются следы и гидротермального проявления — шпреуштейнизация нефелина, сахаровидный апатит и пр.

Южнее Куэльпора, в западной части *плато Кукисвумчорра*, известны лишь отдельные небольшие коренные выходы апатито-нефелиновой породы размерами в 3×8 и 4×10 м. Далее в юго-восточной части юго-западного цирка Кукисвумчорра известен коренной выход апатито-нефелиновой породы 3—4 м мощности и 12 м протяжения. Эти случайно найденные среди россыпей и осыпей разрозненные выходы являются как бы связующими звеньями между Куэльпорским и лежащими к юго-востоку от Кукисвумчорра главными апатитовыми месторождениями.

Кукисвумчорр-Юкспорская линза — главное, крупное, разрабатываемое месторождение — имеет общее протяжение около 4 км. Залегает оно между серией эгириновых неравномернозернистых нефелиновых сиенитов, часто с астрофиллитом или породами типа луявритов (сверху) и ийолит-уртитами (снизу). Падение к северо-востоку под углом около 30°. Тело апатито-нефелиновой породы разделяется на отдельные зоны, различающиеся между собой количественно-минералогическим составом и текстурами. Верхняя зона более богата апатитом, преимущественно мелкозернистым; порода этой зоны по своей текстуре носит название „пятнистой", ниже она переходит в „пятнисто-полосчатую" и еще ниже — в полосчатые руды со средне- и крупнозернистым апатитом, среди которых различаются „полосчатые", „чечевицевидные" и „сетчатые" текстуры.

Зона „пятнистых" руд тянется в верхней части месторождения, от его северного конца, в долине Ворткеуай, по южному отрогу Кукисвумчорра — Апатитовой горе, к юго-востоку, скрывается под моренными отложениями долины р. Лопарской (прослежена серией буровых скважин) и затем снова обнажается на северо-западном склоне Юкспора, где выклинивается на высоте 670 м, образуя, таким образом, непрерывную линзу протяжением 2.8 км при средней мощности в 40—60 м (максимум 70 м в центральной части, минимум 20 м в северной части и выклинивание — в южной).

Ряд анализов наиболее типичных образцов и средних проб пятнистой руды дает в среднем содержание P_2O_5 в 29%; минералогический состав (в%) составляет:

Апатита	70—80
Нефелина	10—20
Эгирина	4—8
Сфена и титаномагнетита	2—6

Апатит в пятнистых разностях представлен неправильной формы зернами, бледно-зеленоватого, слегка желтоватого или почти белого цвета. Апатит в участках, не содержащих других минералов, легко крошится (особенно во влажном состоянии) в тонкий песочек. В некоторых местах в мелкозернистом апатите редко рассеяны игольчатые, до 3 см длины, серо-зеленоватые кристаллы апатита ранней генерации. Пятна, состоящие из смеси нефелина с эгирином и мелкими зернами титаномагнетита и иногда со сфеном, рассеяны в апатитовой массе неравномерно; их форма, размер и минералогический состав сильно вариируют. Форма бывает округлая, линзовидная, лапчатая и неправильная; размеры от 1 до 6—7 см, часто переходят в прослойки.

Ниже пятнистых руд залегают „полосчатые" (табл. XVII); переходы между ними резкие. Полосчатые руды протягиваются по всей линзе от северного начала месторождения, в долине Ворткеуайя до выклинивания месторождения на юго-восточном склоне Юкспора, общим протяжением по наружным выходам 3.7 км; средняя мощность около 100 м. По подсчетам, произведенным на основании громадного количества опробований канав и буровых скважин, средний минералогический состав может быть выражен: апатита 40—50%, нефелина 30—40%, эгирина, сфена, титаномагнетита и др. минералов около 20%. Содержание апатита от верхних типично полосчатых или чечевицеобразных к нижним сетчатым рудам убывает, а содержание нефелина возрастает.

Ниже сетчатых руд имеется переходная зона с еще меньшим содержанием апатита (около 8—10 м мощности) и с постепенным переходом в ийолит-уртиты.

Апатит в этих рудах более темного серо-зеленого цвета, от крупно- до среднезернистого. Местами в верхней части этих руд имеются громадные участки, сложенные почти одним крупнозернистым апатитом.

Во всех типах руд пятна, чечевицы, линзочки и прослои в апатите обычно являются смесью нефелина, эгирина и рудного минерала; сфен и лишь местами нефелин имеют идиоморфные очертания. Однако все эти минералы обычно содержат пойкилитовые вростки призмочек апатита.

На основании изучения взаимоотношений различных типов апатитовых руд, контактных проявлений и пр. генезис месторождения представляется в следующем виде: вслед за образованием ийолит-уртитов (частично и одновременно с ними) произошло внедрение нефелино-апатитовой магмы, в результате чего произошли полосчатые руды, с проникновением апатита в ийолит-уртиты и образова-

нием сетчатых руд; вместе с тем в верхних частях в контакте с нефелиновыми сиенитами произошло накопление титана и образование приконтактной зоны, богатой сфеном и титаномагнетитом.

Вслед за этим в верхнем контакте произошло вторичное внедрение весьма подвижной фосфатной магмы, проникавшей в наиболее слабую верхнюю зону и создававшей характерные пятнисто-флюидные текстуры. Несомненно, имело место частичное растворение нефелина, а затем последующее его выделение, чем объясняется присутствие наряду с оплавленными включениями также и идиоморфных кристаллов нефелина.

С 1930 г. северная часть месторождения на Кукисвумчорре разрабатывается открытыми работами; последние годы добыча на Кукисвумчорре ведется смешанным способом — открытым и подземным, причем происходит постепенный переход к подземному способу; подготовка к добыче подземным способом проводится и на Юкспоре.

Общие разведанные запасы (на 1/I 1934 г.) апатито-нефелиновых руд в Кукисвумчорр-Юкспорской линзе составляют: пятнистые руды 319 млн. т и полосчатые — 974 млн. т.

Месторождение в Апатитовом цирке залегает на западном отроге Расвумчорра, в северной части Апатитового цирка, с юга ограниченного Ийолитовым отрогом. Аналогично Юкспорскому месторождению покрывающими породами являются неравномернозернистые эгириновые и эгирино-астрофиллитовые нефелиновые сиениты, а подстилающими породами—ийолит-уртиты. Падение северо-восточное, но более северное, чем на Юкспоре; угол падения 30—40°. Структуры и качество руд — близкие к Юкспору; вверху имеется весьма неправильная и невыдержанная зона с преобладанием светлых пятнистых руд, к низу переходящая в полосчатые руды с более крупнозернистым зеленоватым апатитом. На основании детальных разведок для подсчетов запаса принято протяжение в 1868 м; средняя (промышленная) мощность 58 м. Запасы исчислены в 164 млн. т при среднем содержании 20.58% P_2O_5. Пятнистые руды составляют около 25% общих запасов. На вершине Ийолитового отрога по его северному обрыву в Апатитовый цирк также залегает апатито-нефелиновая порода на протяжении около 0.5 км и при мощности (в обрыве) около 40 м. Запасы этой, уцелевшей от разъедания Апатитовым цирком, части месторождения всего лишь несколько миллионов тонн.

Месторождение на плато Расвумчорра является восточным продолжением Апатитового цирка; оно постепенно приобретает широтное простирание и падение С∠28—35°. Тянется от Апатитового

ТАБЛИЦА XVII

Полосчатая апатитовая руда. Средний горизонт, Кукисвумчорр.

цирка к востоку через Расвумчорр до Коашвы, где уже имеется лишь ряд отдельных крупных выходов. Общая длина 3.270 м. Покрывающими породами являются неравномернозернистые эгириновые и астрофиллитовые нефелиновые сиениты, а подстилающими породами — ийолит-порфиры и уртиты. Между покрывающими породами и апатитовым телом часто появляются луявриты, на востоке они же и подстилают месторождение. Аналогично Кукисвумчорр-Юкспорской линзе Расвумчоррская линза также разделяется на пятнистые вверху и полосчатые руды внизу. Зона пятнистых руд не везде выдерживается; общая протяженность пятнистых руд, на основании разведочных данных, принята в 1700 м, а средняя мощность — в 37.5 м. Полосчатые руды имеют протяженность 3275 м и среднюю (промышленную) мощность около 40 м. Разведанные запасы (на 1/I 1934 г.) исчислены: пятнистых руд 91 млн. т и полосчатых 348 млн. т.

Месторождение на Коашве представлено не непрерывной зоной, а отдельными крупными выходами.

Месторождение Суолуайв-Ньоркпахк является северо-восточным окончанием главной дуги апатито-нефелиновых пород, отделяясь от выходов на Коашве низиной р. Вуоннемиок. Месторождение залегает в луявритах. Простирание северо-восточное; падение к северо-западу под углом около 30°. По качеству руд оно приближается к кукисвумчоррскому типу с преобладанием богатых пятнистых руд. По простиранию месторождение прослежено канавами на 1550 м. Средняя мощность 20 м. Запасы исчислены в 40 млн. т.

Кроме вышеуказанных месторождений апатито-нефелиновой породы, большое количество крупных глыб и апофиз известно на Апатитовой горе, севернее Кукисвумчоррского месторождения; в цирке западнее перевала Лопарского и на юго-восточном склоне Жильной долины, севернее перевала Лопарского. Отдельные жилы и глыбы в осыпях известны еще на плато Юкспора севернее главной дуги. Степень разведанности месторождений такова:

Название месторождений	Степень разведанности
Поачвумчорр, западный склон	Предварительная разведка
То же, восточный склон	Не разведано
Северный Лявочорр	„ „
Партомчорр	„ „
Рисчорр	„ „
Куэльпор	Предварительная разведка
Юго-западный цирк Кукисвумчорра	Не разведано
Кукисвумчорр, Апатитовая гора	Детальная разведка
То же, долина Лопарская	Предварительная разведка

То же, Юкспор	Детальная разведка
Апатитовый цирк	„ „
Ийолитовый отрог	Предварительная разведка
Плато Расвумчорра	„ „
Коашва	Не разведано
Ньоркпахк-Суолуайв	Предварительная разведка
Район перевала Лопарского	Не разведано

Общие запасы апатито-нефелиновой породы в разведанных месторождениях Кукисвумчорр-Юкспора и Апатитового цирка составляют около 1.5 млрд. т, а с предварительно разведанными месторождениями Расвумчорра и Суолуайв-Ньоркпахка — около 2 млрд. т, из которых около 25% приходится на богатую пятнистую разность.

Апатит в пегматитовых выделениях

Кроме апатито-нефелиновых пород, где сосредоточены громаднейшие количества апатита, апатит в незначительном количестве встречается в пегматитовых образованиях.

В зоне хибинитов в пегматитовых образованиях апатит сравнительно редок и встречается в незначительном количестве; исключение составляют альбитовые месторождения (с молибденитом) в северо-восточных цирках Тахтарвумчорра, где местами желтоватый мелкозернистый апатит образует почти мономинеральные скопления. Из отдельных типичных месторождений можно упомянуть пегматитовые жилы с эвколитом, ильменитом и апатитом в Нептунитовой лощине Маннепахка, с редкими кристалликами апатита в ринколите и в содалите. В эвколитовой жиле Хибинпахкчорра наблюдались призмочки апатита в эвколите и полевом шпате; мелкие зерна — в ловчорритовом месторождении Ловчорра и в некоторых других месторождениях.

В мелкозернистых нефелиновых сиенитах апатит известен в пегматитах с лепидомеланом: на Южном Поачвумчорре—шестоватолучистый апатит (богат TR_2O_3; см. табл. 79, анализ 8); крупнозернистый апатит с биотитом наблюдался в пегматите во втором северном цирке Рисчорра на южном склоне Рисчорра в осыпях и в жиле „580 м“ на юго-западном отроге Кукисвумчорра.

В зоне слюдяных нефелиновых сиенитов Н. Н. Гутковой в полевошпато-нефелиновой жиле, на вершине восточной части Юкспора (месторождение № 260), отмечены в полевом шпате крупные до 7 см длины и 3 см. в диаметре плохо образованные кристаллы апатита спаржево-зеленого цвета; а среди натролита в этой же жиле — редкие короткостолбчатые небольшие кристаллы фиолетового апатита с гранями (0001) и $(10\bar{1}0)$. В другой жиле (№ 269), в натролите

кристаллы спаржево-зеленого апатита до 3 см длины и 1.5 см в диаметре образованы тоже лишь гранями (0001) и (10$\bar{1}$0). В некоторых жилах обнаружены редкие мелкие зерна и призмочки апатита; в отдельных жилах (месторождение № 263 Юкспора) Н. Н. Гутковой найдено значительное количество мелкозернистого апатита с нефелином, сфеном и эгирином.

Крупный, прекрасно образованный кристалл апатита найден в 1933 г. в осыпях юго-западного цирка Кукисвумчорра. Размеры кристалла: высота 3 см, диаметр 4 см; цвет светложелтовато-зеленый; образован гранями (0001) и (10$\bar{1}$0); залегает в натролите с астрофиллитом и эгирином двух генераций; в штуфе, среди полевого шпата, еще наблюдаются небольшие образования ринколита и флюорита.

В слюдяно-роговообманковых нефелиновых сиенитах, часто называемых контактными, апатит известен как в виде небольших (изредка до 1 м мощности) жил и линз апатито-нефелиновой породы (Апатитовая гора, Юкспор), так и в пегматитах — в виде редких зерен и призмочек; более крупные идиоморфные выделения известны в жиле с ферсманитом в долине Вуоннемиока.

В фойяитах, кроме крупных глыб апатито-нефелиновой породы, апатит часто встречается в пегматитах совместно с мелкозернистым альбитом на перевале Лопарском, в верховьях Каскаснюнаиока, в цирконовых жилах Цирконового отрога Кукисвумчорра и в других местах. Кристаллы апатита наблюдались с анальцимом и рамзаитом (севернее перевала Лопарского) и в роговообманково-полевошпатовой жиле в Жильной долине (северный склон Апатитовой горы).

Последовательность образования намечается следующая: апатит в кристаллах: 1) самые ранние игольчатые и сильно удлиненные кристаллики, 2) призматические (короткостолбчатые) кристаллы и 3) уплощенные по вертикальной оси кристаллы (пластинчатые). В зернистых аггрегатах: 1) плохо образованные кристаллики, 2) крупно-среднезернистые зеленоватые аггрегаты, иногда в виде неясно образованных призмочек (короткостолбчатые), 3) средние и мелкозернистые светлых оттенков зерна неправильной формы, иногда пластинчатые; часто сахаровидные.

Изменение апатита обычно выражается в механическом его разрушении, но, несомненно, имеется некоторое и химическое его изменение, выражающееся в крайне медленном растворении его водами, стекающими по склонам; доказательством этого служит необычайно богатая растительность в нижних частях склонов под

апатитовыми месторождениями (Кукисвумчорр, Юкспор, Куэльпор и др.), а также травянистый покров на россыпях апатито-нефелиновой породы на вершинах-плато гор (Юкспор, Расвумчорр и др.) на высоте около 1000 м над уровнем моря, тогда как в других местах на этой высоте какая бы то ни было растительность отсутствует. В процессе формирования пегматитовых жил иногда, несомненно, создавались какие-то особые, редкие условия, приводившие к изменению апатита, так как известны сильно измененные в землистую массу кристаллики апатита, напоминающие тальк-апатит (находка в зеленом микроклине) в долине Северного Лявоиока и в эгирине II (в верховьях Иидичиока); чем было вызвано это изменение апатита, до настоящего времени не выяснено.

ЭРИКИТ — ERIKITE

(Водный редкоземельный фосфат; ромбич. с.; уд. в. 3.7; тв. 2—3)

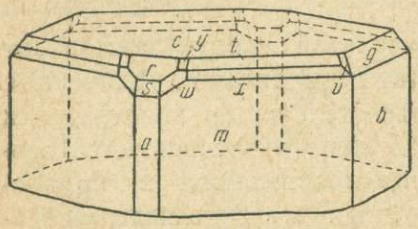
(В. И. Герасимовский)

1935. Герасимовский В. И. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 7. [Указание на находку эрикита в Ловозерских тундрах].

1937. Герасимовский В. И. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. Наук, 10. [Химический анализ, физические свойства и месторождения].

Эрикит представляет собою своеобразный минерал, природа которого окончательно не разгадана.

Физические и химические свойства. Эрикит встречается в кристаллах и иногда в зернах размером от 0.2 до 0.7 см, редко до 1.5 см. Кристаллы обычно несовершенные, призматического облика, нередко двуконечные и одинаково развитые по всем трем осям; иногда наблюдаются кристаллы, сплюснутые в направлении оси, принятой за ось *c*. При измерении эрикита (обломков кристаллов) обнаружены следующие формы (установка кристалла принята по Бёггильду): *a* (100), *b* (010), *c* (001), *m* (110), *o* (130), *g* (021), *r* (101), *s* (201), *t* (111), *v* (132), *w* (211), *x* (221) и *y* (212). Из них главные формы, определяющие внешний облик кристаллов: (100), (010), (001), (110), (021), (111) и (101). Общий вид кристалла изображен на фиг. 87.



Фиг. 87. Кристалл эрикита.

Спайность отсутствует. Цвет минерала бледно-желтовато-зеленый. Черта той же окраски, но светлее. Блеск на гранях кристалла перламутровый. В кусках непрозрачен. Твердость больше 2, но меньше

3, иногда встречаются отдельные индивидуумы, твердость которых равна 3 и даже немного выше 3 (увеличение твердости, вероятно, обусловлено повышенным содержанием в них SiO_2). Излом неровный, землистый. Удельный вес 3.774 и 3.793 (определение пикнометром).

Под микроскопом эрикит состоит из мельчайших индивидуумов (от 0.1 до 0.01 мм и менее), располагающихся без какой-либо закономерности. Часто они обладают волнистым угасанием, что наравне с очень малыми размерами неделимых чрезвычайно затрудняет оптическое изучение минерала (табл. XVIII, фото 1).

Эрикит, повидимому, — минерал одноосный и положительный. Наибольший показатель преломления, определенный иммерсионным способом, около 1.730, наименьший—около 1.700. Двупреломление 0.02—0.03. Окраска в шлифе светло-серовато-бурая, серовато-бурая с желтоватым оттенком, иногда желтовато-бурая. Плеохроизм отсутствует.

Перед паяльной трубкой не плавится. С фосфорнокислой солью и бурой в окислительном пламени дает перл бледно-желтый с зеленым оттенком, при охлаждении бесцветный. При нагревании в закрытой трубке выделяет воду.

В кислотах HCl, HNO_3 и H_2SO_4 растворяется. Ниже (табл. 80) приводится химический анализ эрикита из Ловозерских тундр (№ 1) и для сравнения — анализ гренландского эрикита (№ 2).[1]

Эрикит не однороден по своему химическому составу. При определении SiO_2 и суммы редких земель из разных навесок получены следующие цифры (в %): для SiO_2 — 3.42, 2.84 и 5.53, и соответственно для редких земель: 55.96, 55.56, 54.22. Эта неоднородность не была учтена при выполнении анализа, и материал не был предварительно весь полностью измельчен в порошок, а был взят в виде отдельных зерен.

Повышенное содержание SiO_2, Al_2O_3 и Na_2O в гренландском эриките (№ 2) можно, вероятно, объяснить тем, что он, по данным Бёггильда, загрязнен гидронефелитом. Если учесть это и внести в анализ № 2 поправку, исходя из предположения, что весь Al_2O_3 входит в состав гидронефелита по формуле $2NaOH \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 7H_2O$, то после соответствующего пересчета мы получим цифры последнего столбца табл. 80, близкие к цифрам анализа 1.

Помимо элементов, обнаруженных химическим путем, С. А. Боровик обнаружил спектроскопически La (очень сильная линия), Ce, Pr, Ho, Pb (сильные линии), Nd (слабая линия).

Эмпирическая формула эрикита:

$$6P_2O_5 \cdot 6\Sigma(Ce,Y)_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot CaO \cdot MgO \cdot 15H_2O.$$

[1] O. B. Böggild. Erikite — a new mineral. Medd. om Grönl., 1903, **26**, *93—121*.

Таблица 80

Химический анализ эрикита

(в %)

Компоненты	Гора Пункаруайв, Ловозерские тундры	Гренландия	Пересчет анализа
	№ анализов		
	1	2	
SiO_2	3.42	15.12	5.68
P_2O_5	24.31	17.78	24.10
Nb_2O_5	0.90	—	—
Fe_2O_3	0.30	—	—
Al_2O_3	0.23	9.28	0.00
$\Sigma(Ce, Y)_2O_3$	55.96	40.51	54.92
ThO_2	0.32	3.26	4.40
CaO	1.16	1.81	2.45
SrO	0.90	—	—
MgO	0.98	—	—
MnO	0.12	—	—
Na_2O	1.05	5.63	2.45
CO_2	1.16	—	—
H_2O	7.39	6.28	6.00
Сумма	98.20	99.67	100.00
Уд. в.	3.774—3.793	3.493	—
Аналитик	И. Борнеман-Старынкевич	C. Christensen	—

Парагенезис и генезис. В Хибинских тундрах эрикит неизвестен. В Ловозерских тундрах он встречен всего лишь в двух уссингитовых месторождениях восточного склона горы Малый Пункаруайв, приуроченных к содалитсодержащему фойяиту.

Парагенезис эрикита: с содалитом, шизолитом, мурманитом, стенструпином, уссингитом, нептунитом, натролитом и сфалеритом.

Имеющийся в распоряжении фактический материал не позволил определенно решить вопрос, считать ли эрикит псевдоморфозой (а, может быть, и параморфозой) по какому-то неизвестному минералу ромбической сингонии или же первичным минералом, сильно измененным позднейшими процессами, распавшимся на многочисленные мелкие индивидуумы.

Фото 1. Эрикит. ×86. Николи +.

Фото 2. Характер двойникования ильменита. Поляризованный свет. Николи +.

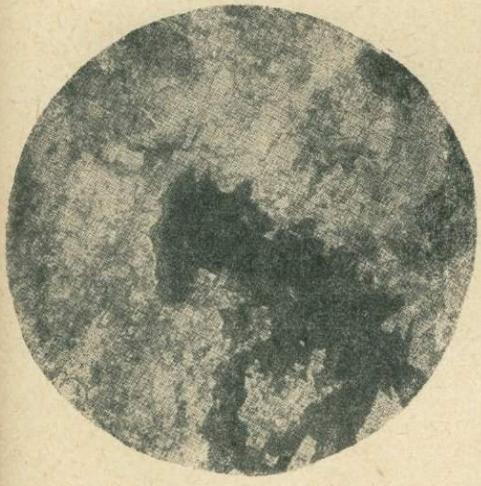


Фото 3. Замещение содалита уссингитом. Белые участки — уссингит, темные — содалит. ×22. Николи +.

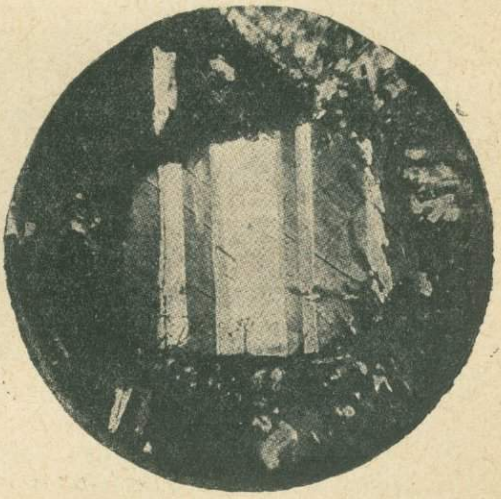


Фото 4. Новый минерал (№ 7) из Вавнбеда в скрещенных николях. Ясно видны двойники и секущие их трещины спайности.

СУЛЬФАТЫ

ГИПС—GYPS

($CaSO_4 \cdot 2H_2O$; моноклин. с.; уд. в. 2.31—2.33; тв. 2)

(А. Н. Лабунцов)

В породах и в жильных образованиях нефелиновых сиенитов Хибинских и Ловозерских тундр гипс неизвестен. Имеются лишь указания (А. Н. Лабунцов) на присутствие мелкопластинчатых выделений гипса в трещинах ороговикованной породы с пирротином в Пирротиновом ущелье южных контактов Ловчорра.

СОЕДИНЕНИЯ УГЛЕРОДА

КАРБОЦЕР — CARBOCER

(Соединение редких земель церовой группы с углеродом; аморфный; уд. в. 1.7; тв. около 1.5)

(А. Н. Лабунцов)

1933. Антонов Л. Б., Борнеман-Старынкевич И. Д. и Чирвинский П. Н. Хибин. редкие элементы, **5**, *174—175*, *179*. [Краткое описание выделений карбоцера и физико-химическая его характеристика].

1933. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **6**, *209*. [Указание на нахождение карбоцера в астрофиллитовой жиле, близ ферсманитового месторождения Вуоннемиока].

Карбоцер — новый редкий минерал, обнаруженный Л. Б. Антоновым и А. Н. Лабунцовым, и известный только в Хибинских тундрах; назван по главным составляющим его элементам — углерод (Carbonium) и церий.

Все выделения карбоцера имеют неправильную или округлую форму, размером в среднем от 0.5 до 3 мм, реже до 5 мм, и как большая редкость — до 10 мм в поперечнике. Минерал аморфный. Цвет черный; черта черная, блеск смоляно-матовый в плотных выделениях и стеклянный, слегка жирный — в зернистых, когда между зернами карбоцера обычно имеются мелкие включения натролита. Не просвечивает. Твердость выше 1.5; очень хрупок. Излом неправильный, в плотных более крупных выделениях приближается к раковистому. Удельный вес карбоцера из натролито-ринколитовой жилы № 2 на Апатитовой горе — 1.7. По наружному виду карбоцер совершенно не отличим от карбурана, описанного А. Н. Лабунцовым из пегматитовых жил Сев. Карелии. При сильном увеличении (бинокулярная лупа, микроскоп) напоминает асфальт, каменный уголь. При нагревании вспыхивает и тлеет, светясь, до полного сгорания углерода. Согласно химическому изучению И. Д. Борнеман-Старынкевич, при сжигании карбоцера с Апатитовой горы потеря при

прокаливании составила 74.36%. Оставшаяся после прокаливания зола светлорозового цвета растворялась в соляной кислоте, и отфильтрованный остаток обрабатывался раствором соды (для извлечения аморфной кремнекислоты), после чего нерастворимый остаток составлял 5.6%. Это главным образом — полевой шпат, повидимому, механическая примесь к карбоцеру.

Анализ растворенной части золы дал (в %):

TR_2O_3	8.2	CaO	2.5
Al_2O_3	1.5	Na_2O	1.8
Fe_2O_3	0.3	SiO_2	5.7

Карбоцер из долины Вуоннемиока также легко сгорает и оставляет около 20—22% золы, розовато-желтого цвета.

Карбоцер известен в следующих месторождениях:

1) В жиле на Апатитовой горе. Основную массу пегматитовой жилы составляют полевой шпат и эгирин; нефелин сохранился лишь в виде редких небольших кусочков, главная же масса его перешла в натролит; кроме типичного натролита, содержится и натролит, заключающий в себе микроскопические иголочки ринколита или продукты изменения ринколита и ловчоррита; последние два минерала (в большей степени — ловчоррит) также присутствуют в жиле. Карбоцер образует мелкие точечные или округлые в 0.5—3 мм выделения, залегает преимущественно в натролите, содержащем включения ринколита, или в затронутом процессом цеолитизации полевом шпате. Из других минералов встречаются еще редкие столбчатые образования сильно измененного лепидомелана и сульфиды: сфалерит и галенит.

2) В астрофиллитовых жилах в нижней части долины третьего северного притока Вуоннемиока. Обычно эти жилки в 2—10 см мощности и в основном состоят из волокнистого астрофиллита, к которому часто примешивается пектолит и иногда юкспорит. Карбоцер в виде образований округлой или неправильной формы, размером от 1 до 5 мм, встречен в бледно-коричневатом шестоватом пектолите, который совместно с мелкораскристаллизованным микроклином заполняет раздув (в поперечном сечении 15—20 см) астрофиллитовой жилы.

Наконец, карбоцер был обнаружен при просмотре находящегося на Кольской базе Академии Наук минералогического материала из разведочных канав и шурфов ринколито-ловчорритовых жил, залегающих на отроге между вторым и третьим северо-восточными цирками Тахтарвумчорра. Он образует мелкие точечные (изредка достигающие 1 мм) выделения в продуктах изменения ловчоррита и в смеси его с натролитом и игольчатым эгирином.

Генезис карбоцера еще не достаточно изучен. Парагенитические взаимоотношения карбоцера с микроклином, пектолитом, натролитом и др. минералами позволяют относить время его выделения к пневматолитической фазе минералообразования.

НОВЫЕ ИЗУЧАЕМЫЕ И НЕИЗВЕСТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

К этому разделу здесь отнесены такие минералы, которые за отсутствием материала не могли быть всесторонне изучены, но которые по своим свойствам не отвечают каким-либо известным минералам и вместе с тем до настоящего времени не могут быть охарактеризованы как самостоятельные минеральные виды. Здесь не приведены второстепенные минералы пород, нередко указываемые петрографами, как неточно определенные и лишь весьма кратко характеризованные оптически. В. Рамзай описал ряд минералов, природа которых им не могла быть окончательно установлена. Дальнейшими работами часть этих минералов была детально изучена (лопарит, мурманит), некоторые же из них не были найдены, и здесь их описание приведено по Рамзаю.

ХИБИНСКИЕ ТУНДРЫ

МИНЕРАЛ № 1

1928. Бонштедт Э. М. Хибин. и Ловоз. тундры, **2**, *242*.

В эгирино-лампрофиллитовой жиле ущелья Географов, в натролите, его красноватых участках, в шлифе установлен минерал, который по оптической характеристике не удается причислить ни к одному из известных минералов. Он светлобурого цвета с ясной параллельной спайностью и менее хорошо выраженной спайностью под углом 90° к первой. Показатель преломления, определенный по методу В. В. Никитина, 1.67; $n_g - n_p = 0.032$, $2V$ (среднее из четырех измерений на федоровском столике) $= 83.5°$; оси упругости со спайностью образуют углы:

$P_1 n_g = 82.5$; $P_1 n_p = 88$; $P_1 n_m = 7.5$; $P_2 n_g = 62$; $P_2 n_p = 28$; $P_2 n_m = 89$.

МИНЕРАЛ № 2

(А. Н. Лабунцов)

1933. Лабунцов А. Н. Хибин. апатиты, **6**, *206*.

Неизвестный минерал, найденный А. Н. Лабунцовым и предположительно отнесенный им к „пингвиту“ из группы нонтронита. Встречен в пегматитовой жиле с цирконом на Цирконовом отроге Кукисвумчорра в верховьях р. Тульи. Минерал опаловидный, олив-

ково-зеленого цвета, очень мягок — легко царапается ногтем, тусклого жирного блеска; образует неправильной формы выделения в средней части жилы среди мелкозернистых альбита и апатита или в пустотах микроклина. Под микроскопом минерал не действует на поляризованный свет, содержит мельчайшие включения альбита. Анализ, произведенный в Химической лаборатории Ломоносовского института А. Петросян, дал следующие результаты (в %):

SiO_2	27.88 [1]
TiO_2	0.51
Al_2O_3	17.87
Fe_2O_3	20.99
FeO	1.42
MnO	0.11
CaO	15.90
MgO	1.65
K_2O	4.00
Na_2O	0.88
SO_3	0.10
$H_2O + 110°$	4.18
$H_2O - 110°$	2.82
Нераств. остаток [2]	2.01
Сумма	100.32

Такой состав минерала не позволяет отнести его к группе нонтронита; повидимому, здесь мы имеем смесь коллоидных минералов, содержащих еще и адсорбционные примеси.

МИНЕРАЛ № 3

(Е. Е. Костылева)

Нонтронитоподобный минерал наблюдался в крупных глыбах в элювиальной осыпи Южного Поачвумчорра (на склоне к Поачиоку, на высоте 200 м). Глыбы состоят из желтого спайного микроклина и плотного, очень мелкозернистого светлосерого альбита, образующего неправильные прожилки в микроклине (при беглом осмотре образцы напоминают сцементированные брекчии). Описываемый минерал заключен в микроклине неправильными выделениями до 0.5 см, реже образует идиоморфные выделения гексагонального и квадратного очертания. Минерал светлозеленоватый, серо-желтый и желтый, землистый, воскоподобный, твердость около 2. Под микроскопом является в виде ирризирующих аггрегатов, частично

[1] В 27.88% SiO_2 входят: 7.15% SiO_2 растворимой в HCl и 20.73% полученной содовой вытяжкой.

[2] Нерастворимый остаток — главным образом альбит.

действующих на поляризованный свет. Повидимому, минерал представляет собою продукт изменения нефелина (псевдоморфозу?), что подтверждает нахождение его иногда в виде правильных гексагональных призмочек в полевом шпате. Неполный химический анализ, сделанный Н. И. Влодавцем при навеске в 0.9 г, дал следующий состав: SiO_2 — 51.30%; $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2$ — 25.30%; редких земель нет; CaO нет; MgO немного, K_2O — 3.87%, Na_2O — 3.74%, потеря при прокаливании 8.35%.[1]

ЛОВОЗЕРСКИЕ ТУНДРЫ

МИНЕРАЛ № 4

1890. Ramsay W. Fennia, **3**, 7, *47*. [Описан как новый, более точно не определенный минерал № 4].

В нефелиновом сиените неизвестный минерал розового цвета, образующий идиоморфные угловатые зерна в энигматите, роговой обманке, нефелине и полевом шпате. Одноосный, отрицательный, с сильным двупреломлением; часты пластинчатые двойники, вероятно, по ромбоэдру; нерастворим в кислотах. Переходит в лимонит.

МИНЕРАЛ № 5

1890. Ramsay W. Fennia, **3**, 7, *47—48*.

По описанию Рамзая, новый минерал (описанный им под № 5); найден в Ловозерских тундрах в разновидности крупнозернистого сиенита (по О. А. Воробьевой, это, повидимому, пойкилитовый нефелиновый сиенит). Образует аллотриоморфные массы, в которых заключены зерна элеолита и полевого шпата. Цвет минерала в проходящем свете светлокрасный, местами более яркий; участки с более темной пигментацией образуют или неправильные пятна, или чере-

[1] Кроме вышеуказанных коллоидных минералов, таковые известны еще, по данным А. Н. Лабунцова, в ряде месторождений; сюда можно отнести совершенно еще не изученные:

1) редкие желтовато-белые выделения величиной до 6—8 мм среди измененного нефелина в главной, разведывавшейся на молибденит, пегматитовой жиле второго северо-восточного цирка Тахтарвумчорра;

2) неправильной формы небольшие серо-зеленые выделения в пустотах мелкозернистого апатита или альбита в альбитовом выходе IV молибденитового месторождения, во втором северо-восточном цирке Тахтарвумчорра;

3) коричневато-серые выделения между полевым шпатом в пегматитовой жиле западного склона Южного отрога Кукисвумчорра (повидимому, псевдоморфозы по нефелину);

4) небольшие темнокрасного цвета выделения в пустотах слюдяно-роговообманкового нефелинового сиенита в осыпях восточного бока ущелья между Юкспором и Эвеслогчорром. Все эти коллоидные вещества требуют еще специального изучения.

дуются со светлыми полосками. Чертит стекло. Спайность отсутствует. Удельный вес 2.753; $n = 1.5223$ (методом призмы).

В шлифах изотропный или с очень слабым двупреломлением. Под микроскопом с виду напоминает флюорит.

Действию кислот минерал поддается весьма слабо. Химический анализ производил A. W. Forsberg (взято всего 0.684 г вещества). Анализ дан в процентах. F и B не найдены.

SiO_2	55.88
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	15.19
MnO	2.67
CaO	9.53
MgO	0.53
Na_2O	9.06
K_2O	1.57
Потеря при прокал.	6.04
Сумма	100.47

При дальнейших исследованиях этот минерал не был найден.

По мнению Рамзая, быть может, тем же минералом является наблюдавшийся им в эвдиалитовых разностях минерал с плеохроизмом в розовых тонах.

МИНЕРАЛ № 6

1890. Ramsay W. Fennia, **3**, 7, *49*.

В незначительном количестве в породе наблюдался неизвестный минерал, образующий мелкие, бесцветные, идиоморфные кристаллы ромбической сингонии с двумя пинакоидами и призмой. В шлифе, в сечении приблизительно перпендикулярном к призме, внутренний угол с пинакоидом равен 118°. Двойники по призме с крестообразным прорастанием. Спайность ясная по пинакоиду. Погасание параллельно спайности. Оптические оси лежат в плоскости спайности; n_g параллелен оси призмы. Двупреломление выше, чем у натролита.

МИНЕРАЛ № 7

(П. Н. Чирвинский)

Этот минерал был открыт в шлифах из эвдиалитовых пород Страшемпахка и Вавнбеда, в самих образцах пород с точностью, однако, установлен не был. В этих породах набдюдались вообще следующие минералы: эвдиалит, эгирин, арфведсонит (мало), полевой шпат и нефелин, лампрофиллит, мурманит, изредка сфен и титаномагнетит. Размер сечений зерен неизвестного минерала: 2×2.5 мм; 1.2×1.7 мм; 0.18×0.33 мм и др.

Этот же минерал наблюдался В. И. Герасимовским макроскопически в жильных разностях луяврита на отроге горы Сенгисчорр, в верховьях Элемарайк, в низовьях р. Паденуай и на Вавнбеде, в виде зерен неправильной формы темнобурого цвета величиною до 1 см.

Цвет в шлифах в проходящем свете буровато-оранжевый до бледно-оранжевого. В одном и том же зерне он то более темный, то более светлый. При выветривании вещество минерала по краям становится бурым и даже непрозрачным. Побурение в этих местах носит характер изменения по многочисленным волосным трещинкам, которые видны и в свежих частях кристаллов. Угасание идет вдоль этих трещин. Имеются немногочисленные, резко выраженные трещины спайности.

Облик большинства сечений кристаллов — шестиугольный. Можно думать, что в сечениях наблюдаются грани призмы и бокового пинакоида. На краю кристаллов иногда заметна полизональность. Часты двойники в виде узких и широких полосок (табл. XVIII, фото 4). Волокнистость в большом зерне идет приблизительно под 45° к двойниковым швам или (что одно и то же) под 45° к одной из сторон шестиугольника. Наблюдался слабый плеохроизм $n_p > n_m$. Показатели преломления, определенные иммерзионным способом — $n_m = 1.542$, $n_p = 1.521$. Компенсатором Берека определено $n_m - n_p = 0.0229$, $n_g - n_p$ почти то же. В двойниках $n'_p : n''_p = 70—72°$; $2V = 15°$ (определение В. К. Котульского). Оптический знак отрицательный. Плоскость оптических осей перпендикулярна к двойниковым полоскам. Дисперсия сильная.

По указанным свойствам не удалось отождествить наш минерал с каким-либо из числа известных. Возможно, что прежние наблюдатели, писавшие об эвдиалитовых породах (эвдиалитовых луявритах и др.), считали наш минерал, если он им тоже встречался, за красно-бурый лепидомелан. Действительно, некоторое сходство с представителями группы слюд как будто отрицать не приходится, но ход трещин спайности, двойниковое сложение и другие свойства мало вяжутся с таким определением. Если взять ганофиллит (марганцовая слюда), то эта редкая слюда имеет и другой генезис — она встречена как контактовый минерал. Сходство с мелифанитом (мелинофаном) тоже при ближайшем рассмотрении не выдерживает критики. Что касается других минералов, то никаких аналогий найти не удается.

Истинную природу минерала можно будет определить только тогда, когда его удастся с уверенностью выделить в достаточном количестве из породы и подвергнуть полному анализу.

МИНЕРАЛ № 8

(Е. Е. Костылева)

В элювиальной эгирино-рамзаитовой осыпи в цирке Ангвундасчорра в одном из штуфов, состоящем из крупных выделений рамзаита, полевого шпата и нефелина, среди волокнистого эгирина II были найдены 2 мелких кристаллика в 2—3 мм длины, включенные в шпреуштейн. Кристаллы красно-оранжевого цвета, моноклинной сингонии, сильно удлиненные в направлении оси, принятой за ось b. После измерения кристалликов на двукружном гониометре Гольдшмидта установлены следующие формы: (100), $(h0l)$, $(\bar{h}0l)$, (010) и $(hk0)$. Углы между гранями: $100:h0l = 54°16'$ до $55°$; $100:(\bar{h}0l) = 63°39'$ до $64°$; $010:hk0 = 47°06'$.

МИНЕРАЛ № 9

(В. П. Герасимовский)

Минерал черного цвета, с смоляным блеском, в зернах величиною до 0.6 см. В шлифе имеет бледно-желтовато-бурую окраску, светло-желтовато-оранжевую и светлобуровато-желтую; иногда ржаво-бурую до черной. Изотропен. Показатель преломления зерен неразрушенных около 1.542, разрушенных — около 1.532.

Ниже приводится анализ Т. А. Буровой этого ближе не определенного редкоземельного титано-цирконо-силиката Mn, Na и др. (в %).

SiO_2	39.50
TiO_2	9.62
ZrO_2	3.02
ΣTR_2O_3	1.18
ThO_2	0.06
Fe_2O_3	2.84
CaO	1.75
SrO	нет
MnO	14.53
MgO	нет
Na_2O	5.52
K_2O	0.41
$H_2O + 110°$	7.92
$H_2O - 110°$	13.92
P	следы
Cl	0.12
F	нет
Сумма	100.39
$- O = Cl_2$	0.02
	100.37

Минерал встречается в долине р. Чинглусуай, где его выделения приурочены к содалитовому сиениту. Изучение его продолжается.

МИНЕРАЛ № 10

(В. И. Герасимовский)

Светлокоричневого цвета минерал в пластинках до 1 см длины. Блеск стеклянный. Спайность ясная, твердость 5—6. Хрупкий. Удельный вес около 3.5. По ниже приводимому химическому анализу Т. А. Буровой (в %) это—силикат редких и щелочных земель и натрия.

SiO_2	45.53
TiO_2	нет
Nb_2O_5	„
Ta_2O_5	„
Fe_2O_3	1.84
Ce_2O_3	8.77
$\Sigma(La, Di)_2O_3$	10.48
Y_2O_3	0.95
MnO	6.04
CaO, SrO	11.86
MgO	2.00
Na_2O	11.70
K_2O	0.08
Cl	есть
F	нет
$H_2O + 110°$	„
Сумма	99.25

Минерал в очень незначительном количестве наблюдается в долине р. Чинглусуай в пегматитовых образованиях, залегающих среди пойкилитового содалитового сиенита и сложенных главным образом содалитом с рамзаитом, мурманитом, лампрофиллитом, эвдиалитом, минералом, описанным под № 9, эгирином и арфведсонитом.

МИНЕРАЛ № 11

(В. И. Герасимовский)

В Ловозерских тундрах на горе Маннепахк наблюдается выход жильного пойкилитового содалито-нефелинового сиенита, одним из породообразующих минералов которого является минерал содалитовой группы, природа которого еще окончательно не выяснена.

Минерал образует зерна от темносерой до черной окраски, величиною обычно до 0.5 см, редко до 1 см и более.

Под микроскопом он изотропный, содержит многочисленные мелкие выделения эгирина. Отделить его от включений эгирина и по-

левого шпата не представляется возможным, поэтому анализ 1, выполненный М. Владимировой (в %), относится к минералу, загрязненному включениями; столбец 2 — пересчет анализа на 100% за вычетом нерастворимого остатка.

SiO_2	32.55	39.04
TiO_2	нет	нет
TR_2O_3	0.05	0.06
Al_2O_3	23.27	27.91
Fe_2O_3	0.04	0.05
FeO	0.54	0.65
MnO	нет	нет
CaO	0.56	0.67
BaO	нет	нет
SrO	„	„
MgO	0.06	0.07
Na_2O	18.39	22.07
K_2O	0.98	1.16
Cl	0.11	0.13
S	1.26	1.51[1]
CO_2	нет	нет
F	„	„
$H_2O_{+110°}$	5.07	6.09
$H_2O_{-110°}$	0.49	0.59
Нераств. остаток	16.52	—
Сумма . . .	99.89	100

Описываемый минерал является вторичным по нефелину и образует вокруг нефелина или только оторочки, или же полностью его замещает. В последнем случае среди минерала иногда наблюдаются отдельные небольшие участки сохранившегося нефелина с извилистыми контурами.

Из сравнения пересчитанного анализа с анализом типичного содалита Ловозерских тундр (стр. 255) видно, что его химический состав близок к составу содалита. Его, вероятно, следует считать минералом содалитовой группы, образовавшимся за счет нефелина под влиянием постмагматических процессов, когда вода как один из минерализаторов (при более низких температурах) стала играть большую роль.

---

[1] Содержание серы, быть может, и ниже, чем 1.51%, так как в минерале иногда микроскопически наблюдаются редкие выделения сульфида (пирротина).

ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Н. И. ВЛОДАВЕЦ и Б. И. КАГАН

ПРОМЫШЛЕННОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ХИБИНСКИХ И ЛОВОЗЕРСКИХ МИНЕРАЛОВ

Геолого-минералогическое изучение Хибинских тундр, начатое в 1920 г., привело к открытию крупнейших месторождений апатита, нефелина и других полезных ископаемых.

Для промышленного освоения хибинских апатитов и использования других видов минерального сырья в конце 1929 г. был организован трест Апатит.

Создание апатитовой промышленности было сопряжено с большими трудностями, которые вытекали из отсутствия дорог, жилья, рабочих рук, отдаленности от промышленных и культурных центров и из тяжелых условий полярного климата.

Под руководством организатора и вдохновителя новой стройки С. М. Кирова и при его повседневной помощи эти трудности были преодолены. Хибинская горно-рудная промышленность начала быстро развиваться, и апатит занял в Союзе первое место в качестве фосфатного сырья для туковой промышленности..

В безлюдной в недалеком прошлом тундре возник крупный город Кировск с населением в 40 тыс. человек и со всеми необходимыми культурно-бытовыми и культурно-просветительными учреждениями.

На месторождениях были построены рудники: апатитовый, который в этом году дает 2.4 млн. т руды, сфеновый и ловчорритовый. В Кировске работает самая большая в СССР обогатительная фабрика, производственная мощность которой доведена до 1.4 млн. т апатитового концентрата. Выстроена также ловчорритовая обогатительная фабрика и заканчивается строительством сфеновая обогатительная фабрика. На опытном заводе освоено производство из апатита желтого и красного фосфора и фосфорной кислоты, что дает все предпосылки для организации производства высококонцентрированных удобрений — двойных суперфосфатов.

Параллельно с промышленным освоением хибинских апатитов шли геолого-разведочные и научно-исследовательские работы, которые выявили в Хибинских и Ловозерских тундрах наличие новых полезных ископаемых и вместе с тем установили технологию процессов извлечения из этих видов сырья алюминия, соды, поташа, редких земель, титана, ниобия, циркония, молибдена, серной кислоты и др.

Для минералов Хибинских и Ловозерских тундр, имеющих промышленное значение, характерны следующие свойства:

1) сочетание в одном минеральном виде нескольких ценных элементов, что делает возможным экономически рентабельное комплексное их извлечение, как, например, фосфор, фтор и редкие земли в апатите, алюминий и щелочи в нефелине, ниобий, титан и редкие земли в лопарите;

2) сравнительно незначительная концентрация редких элементов на ряду с их большими количественными запасами;

3) новизна их (за редкими исключениями) как промышленных объектов, для которых не были известны ни методы обогащения, ни методы химической и металлургической переработки.

Благодаря тесному контакту научно-исследовательских, хозяйственных и общественных организаций и бдительности рабочих, вопросы промышленного использования новых полезных ископаемых получили свое успешное разрешение, несмотря на гнусную работу вредителей, пытавшихся сорвать социалистическое строительство на Крайнем Севере (на апатитовой обогатительной фабрике и других предприятиях).

Несомненно, что при более детальном изучении щелочных массивов число новых промышленных минералов увеличится.[1]

Ниже, при описании отдельных минералов как промышленного сырья, по возможности, соблюдается порядок их экономического значения в настоящее время, а именно: 1) апатит, 2) нефелин, 3) сфен, 4) ловчоррит, 5) лопарит, 6) эвдиалит, 7) эгирин, 8) титаномагнетит и ильменит, 9) молибденит, 10) пирротин, 11) диатомит.

Кроме перечисленных минералов, некоторое местное промышленное значение имеют такие породы, как хибинит, уртит, лестиварит и известняки, применяющиеся в качестве строительных материалов.

В виду незначительности размеров потребления этих полезных ископаемых они не включены в настоящую статью.

---

[1] Одним из таких промышленных минералов (если запасы его окажутся достаточными) может быть мурманит, представляющий собою титаносиликат, содержащий около 8% ниобо-танталовых кислот.

Фиг. 1. Гор. Кировск.

Фиг. 2. Район Апатитового рудника в 1929 г.

АПАТИТ

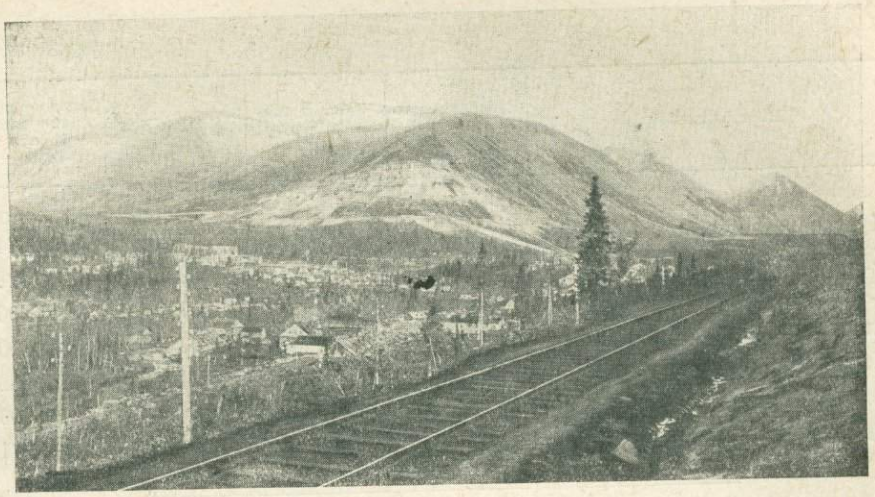
В Хибинских тундрах исследованы следующие месторождения апатито-нефелиновой породы: Кукисвумчорр-Юкспорское, Расвумчоррское, Куэльпорское, Суолуайв-Ньоркпахкское и др. Из этих месторождений наиболее важным по запасам и качеству руды, а также и по удобству расположения для промышленной эксплоатации является Кукисвумчорр-Юкспорское месторождение (фиг. 3 и 4).

Кукисвумчорр-Юкспорская апатитовая линза в своей центральной части достигает мощности 180 м и слагается как бы из двух разновидностей апатитовой породы: 1) пятнистой, наиболее богатой содержанием фосфорного ангидрида (в среднем 29% P_2O_5) и 2) крупнозернистой полосчатой, с содержанием от 22 до 26% P_2O_5.

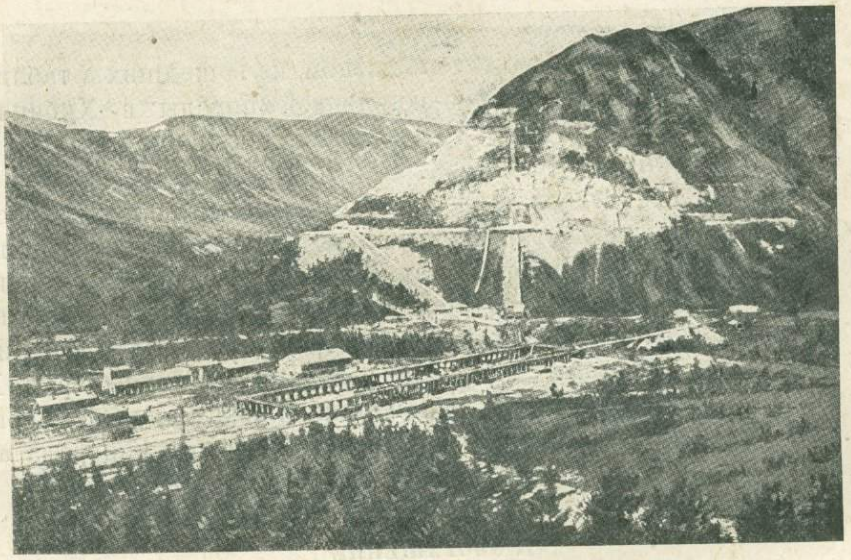
Химический состав некоторых разновидностей апатито-нефелиновой породы (в %) приводится в табл. 1.

Таблица 1

Компоненты	Апатито-нефелиновая порода (пятнистая разность) Кукисвумчорра		Апатито-нефелиновая порода Расвумчорра	
	анализ 1-й	анализ 2-й	средняя	бедная
SiO_2	5.76	12.23	19.89	23.86
TiO_2	0.22	0.70	0.79	5.35
ZrO_2	0.06	—	—	—
Al_2O_3	6.98	6.62	15.28	12.76
Fe_2O_3	0.45	2.42	0.49	2.42
FeO	0.59	0.72	1.20	1.70
CaO	44.02	39.45	29.73	27.03
SrO	2.26	0.97		
BaO	0.07	—	—	—
MgO	0.10	0.20	0.68	0.97
MnO	0.25	0.05	0.13	0.34
Na_2O	1.39	3.10	5.70	5.43
K_2O	0.75	1.60	2.70	2.10
H_2O	0.55	—	0.69	0.76
P_2O_5	34.73	30.06	20.81	16.24
F	1.85	2.61	1.03	0.29
Cl	0.29	—	0.07	следы
SO_3	—	0.23	—	—
TR_2O_3	0.85	—	—	—



Фиг. 3. Железнодорожная ветка от Кировска до Апатитового рудника им. Кирова



Фиг. 4. Общий вид на рудник им. Кирова.

На 1 января 1937 г. Центральной комиссией НКТП по запасам полезных ископаемых промышленные запасы апатито-нефелиновой руды по Кукисвумчорр-Юкспорскому месторождению по категориям A_2+B утверждены в количестве 245 млн. т, что обеспечивает добычу руды на многие десятилетия. Запасы апатито-нефелиновой породы всех месторождений Хибинской тундры, по предварительным подсчетам Л. Б. Антонова, характеризуются цифрами табл. 2.

Таблица 2

Месторождения	Разновидность апатитовой руды	Запасы апатитовой руды в тыс. т	Валовое содержание P_2O_5 в тыс. т	Валовое содержание чистого фосфора в тыс. т
Куэльпорское	полосчатая	24 544	4 737	2 084
Кукисвумчорр-Юкспорское . .	пятнистая	319 078	92 564	40 728
Юкспор-Кукисвумчоррское . . .	полосчатая	973 910	187 478	82 490
Апатитовый цирк Расвумчорра	„	164 000	33 751	14 850
Плато Расвумчорра	пятнистая	90 745	24 972	10 988
„ „	полосчатая	347 798	74 985	32 993
Суолуайв-Ньоркпахкское . . .	пятнисто-полосчатая	40 233	9 253	4 071
Всего . . .	—	1 960 308	427 740	188 204

С учетом других мелких месторождений, не вошедших в таблицу, общие запасы апатито-нефелино-эгириновой породы в Хибинской тундре определяются в 2 млрд. т с содержанием 480 млн. т P_2O_5, или около 200 млн. т чистого фосфора.

За границей единственным фосфатным сырьем являются фосфориты, мировые запасы которых исчисляются в 27 млрд. т, причем наибольшей известностью пользуются северо-африканские (Марокко, Алжир, Тунис) фосфориты, которые благодаря своим высоким качествам находят сбыт в самых различных странах Европы и Америки.

В сравнении с общими мировыми запасами фосфатных руд Хибинским апатитовым месторождениям принадлежит одно из первых мест. По грандиозности же запасов непосредственно минерала апатита Хибины занимают первое и единственное место в мире.

I. ОБОГАЩЕНИЕ

Как видно из дальнейшего, непосредственно апатито-нефелиновая порода используется лишь в небольших количествах, занимающих низкий процент в общем масштабе добычи. Основная же масса руды предварительно подвергается процессу обогащения.

Необходимость обогащения вызвана тем, что апатито-нефелиновая руда не может служить ни самостоятельным удобрением, ни рентабельным сырьем для производства суперфосфата.

Суперфосфат, приготовляемый из апатито-нефелиновой породы, характеризуется низким содержанием воднорастворимого P_2O_5 и тре-

бует повышенного расхода серной кислоты, в виду присутствия в породе нефелина, легко разлагаемого кислотами.

Задача обогащения апатито-нефелиновой руды успешно и без какой-либо иностранной помощи была разрешена институтом Механобр. Разработанный и проверенный этим институтом метод впоследствии был положен в основу кировских апатитовых обогатительных фабрик.

Схема процесса обогащения апатита (фиг. 5) в основном сводится к следующему.

Сырая руда, содержащая 25—27% P_2O_5, проходит две стадии сухого дробления от 450 до 25 мм и одну стадию мокрого измельчения до тонины, близкой к 100% минус 80 меш.

Измельченная руда вместе с водой, при отношении твердого к жидкому от 1:2.5 до 1:3 (по весу), насыщается реагентами в специальных контактовых чанах, после чего попадает в основной процесс — флотацию.

В процессе флотации апатит отделяется и уходит вместе с пеной, а нефелин, эгирин и прочие минералы в виде хвостов идут в отвал вместе с водой.

В дальнейшем апатитовый продукт проходит несколько перечисток в специальных сгустительных и фильтровальных аппаратах, в результате которых постепенно повышается содержание в нем фосфорного ангидрида.

Очищенный от посторонних минералов продукт с содержанием 60 — 65% воды самотеком поступает в сборные баки и оттуда перекачивается на фильтрацию, где обезвоживается до 12—13%, после чего попадает в сушку, доводящую влажность до 1%.

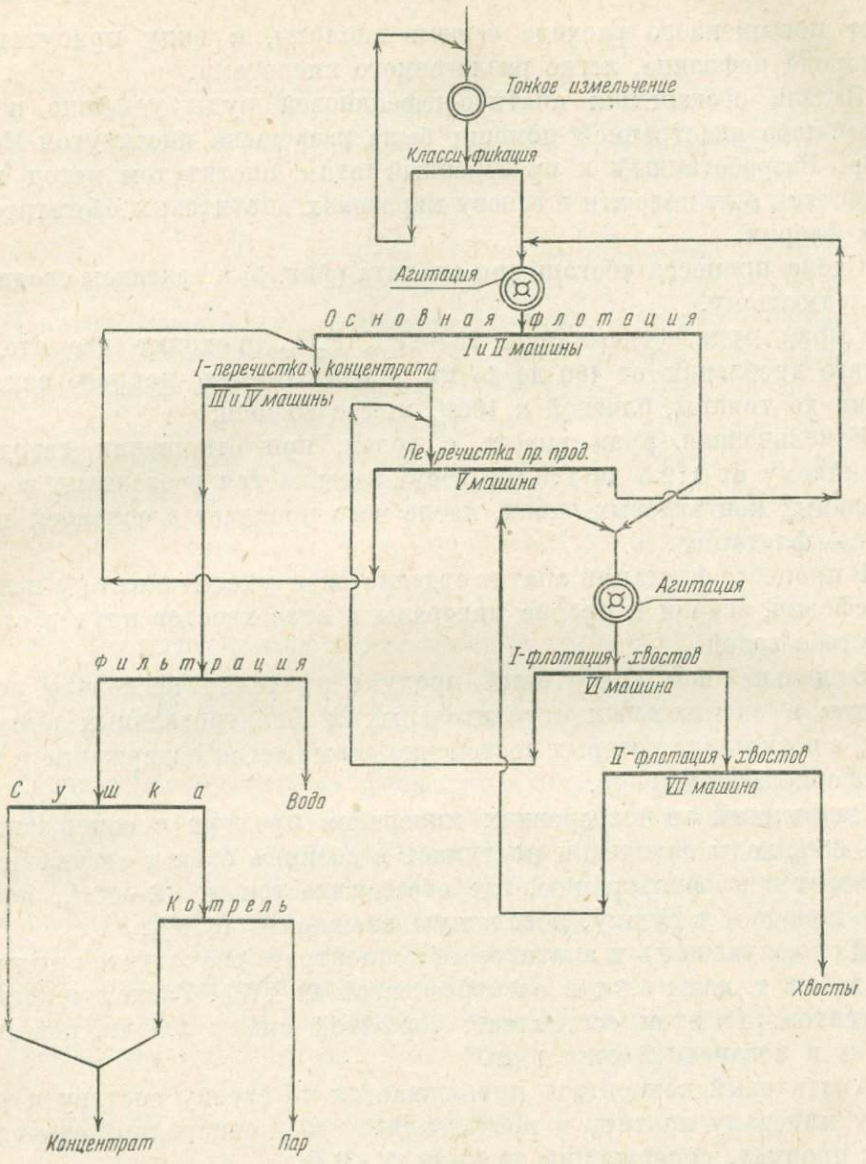
Для получения 1 т апатитового концентрата расходуется руды от 1.7 до 1.8 т, воды 5.8 т и электроэнергии 42 kWh. Расход основных реагентов при этом составляет: торфяной смолы 3.5 кг, керосина 2.7 кг и поваренной соли 1 кг.

Апатитовый концентрат приближается по своему составу к чистому минералу апатиту и представляет собой однородный стандартный продукт, содержащий 39.2—39.5% P_2O_5.

По своим качествам апатитовый концентрат признан самым лучшим в мире фосфатным сырьем.

II. ПРИМЕНЕНИЕ

Апатит является комплексным сырьем, из которого могут быть выделены в том или другом виде следующие ценные продукты: фосфор, фтор и редкие земли.



Фиг. 5. Схема обогащения апатита.

1. Производство суперфосфата с улавливанием фтора

Апатит — это прежде всего, и преимущественно, сырье для производства фосфорных удобрений.

Из известных на территории СССР многочисленных месторождений фосфоритов с общим запасом в 16 млрд. т почти все, за редким исключением, относятся к рудам, бедным по содержанию P_2O_5.

Прежняя Россия почти не знала собственного производства минеральных удобрений вообще и фосфорных в частности. В 1913 г. все производство на территории, ныне входящей в состав СССР, осуществлялось на нескольких полукустарных установках, дававших в год 21.3 тыс. т суперфосфата, 40 тыс. т томасшлака и 20 тыс. т размолотых фосфоритов.

Особенно резко почувствовалось отсутствие сырьевой базы при советской власти, когда в начале первой пятилетки были введены в эксплоатацию новые суперфосфатные заводы. Источником фосфатного сырья для них являлись в основном северо-африканские фосфориты и в небольших количествах — местные егорьевские, вятские, кинешемские и подольские фосфориты, из которых последние к настоящему времени полностью исчерпаны.

В 1929—1930 гг. в СССР было ввезено марокканских фосфоритов 78 тыс. т и готовых удобрений 159 тыс. т. Таким образом, еще в начале первого пятилетия наша суперфосфатная промышленность находилась в полной и прямой зависимости от импортных фосфоритов.

Положение коренным образом изменилось с открытием и освоением хибинских апатитов. Несмотря на ряд отрицательных отзывов иностранных специалистов о возможности переработки хибинских апатитов на суперфосфат, якобы из-за кристаллической структуры, отсутствия углекислоты и пр., советские химики, сотрудники Научного института по удобрениям (НИУИФ) и заводов, быстро освоили новое сырье, доказав его весьма высокие качества, значительно превышающие качество органогенных фосфоритов. Уже в 1930 г. апатит стал применяться на всех заводах Союза, вследствие чего сразу же резко снизился импорт фосфоритов, а с 1931 г. он совершенно прекратился, сменившись экспортом апатита за границу.

Наконец, особенно важное значение апатита заключается в том, что он обеспечил возможность получения суперфосфата с содержанием в 18—20% P_2O_5 (при стандарте в 14 и 16% P_2O_5), в то время как ранее вырабатывался суперфосфат всего с 11—12% P_2O_5.

В настоящее время вся суперфосфатная промышленность, значительно выросшая за период первой и второй пятилеток, почти целиком базируется на апатите. Из 7 суперфосфатных заводов Союза 5 работают полностью на апатите и лишь 2 завода (Пермский и Воскресенский) — на смеси апатита с местными фосфоритами. Апатитовый концентрат намечено также применять и на вновь строящихся туковых заводах Союза.

Количественный и относительный рост апатита и его роль в суперфосфатной промышленности Союза достаточно ярко характеризуется следующей таблицей (табл. 3).

Таблица 3

Годы	Производство суперфосфата в тыс. т	Потребление сырья (в тыс. т)			Уд. в. апатита (руды и концентрата)	
		фосфориты	апатит. руда (богатая)	апатит. концентрат	в общем валовом количестве сырья, в %	в пересчете на усвояемую фосфорную кислоту в суперфосфате в %
1930	384.0	185.1[1]	34.0	—	15.4	26
1931	521.0	91.1	194.4	3.0	68.4	74
1932	616.2	80.8	147.7	119.2	76.8	80
1933	689.7	111.5	132.8	117.0	69.0	75
1934	843.5	108.0	142.5	227.0	77.0	82
1935	1164.0	108.2	4.1	490.4	82.0	86
1936	1256.8	76.0	0.5	576.4	88.4	93

Технология суперфосфата основана на переводе апатита с помощью серной кислоты в однокальциевый фосфат, который в отличие от трехкальциевого фосфата $Ca_3P_2O_8$ или апатита растворяется в воде и, следовательно, легко усваивается растениями.

Как видно из уравнения

$$2Ca_5F(PO_4)_3 + 7H_2SO_4 = 3CaH_4(PO_4)_2 + 7CaSO_4 + 2HF,$$

при взаимодействии апатита с серной кислотой получаются однокальциевый фосфат, сульфат кальция и газообразный фтористый водород, который улетучивается. Смесь первых двух продуктов и представляет собою суперфосфат.

Реакция обменного разложения проходит очень бурно, вся масса при этом сильно нагревается (до температуры в 120°), выделяются газы и водяной пар.

В виду обильного выделения избыточной воды в виде пара, суперфосфат сразу получается в готовом виде, не требующем дополнительной сушки.

Для получения 1 т суперфосфата расходуется: 0.513 т апатитового концентрата, 0.34 т серной кислоты (остаток приходится на воду).

В заводских условиях апатитовый концентрат и серная кислота загружаются в котлы Лоренца, где они мешалками тщательно

[1] В том числе 61.7 тыс. т марокканских фосфоритов.

перемешиваются в течение не более 1—2 минут. После этого смесь поступает в так называемые вагоны-камеры системы Бескова или др., где происходит ее „дозревание" и застывание. По окончании камерного процесса готовый продукт выгружается специальными транспортными приспособлениями.

Как было уже выше указано, при разложении апатита серной кислотой, содержащийся в апатитовом концентрате фтор в количестве 3.1—3.2% выделяется в виде газа (HF), который в свою очередь вступает в реакцию с аморфным кремнеземом и дает газообразный фтористый кремний. Отходящий фтор идет на изготовление инсектофунгисидов.

Для этой цели фтористый кремний по специальным газопроводам направляется на башни, где поглощается орошающей башни водой. При этом происходит реакция:

$$3SiF_4 + 3H_2O = H_2SiO_3 + 2H_2SiF_6.$$

Получающаяся кремнефтористоводородная кислота собирается внизу башни и после декантации поступает в реакционный сосуд, в который подается 10% раствор поваренной соли.

По реакции

$$2NaCl + H_2SiF_6 = Na_2SiF_6 + 2HCl$$

получается кремнефтористый натрий, который после дополнительных промывок от HCl и отфильтровывания представляет собой готовый продукт.

Небольшие по мощности установки для улавливания фтора уже несколько лет работают на Воскресенском, Пермском и Константиновском суперфосфатных заводах. Кроме того, в настоящее время вводится в эксплоатацию сравнительно большой фтористый цех при Невском суперфосфатном заводе.

2. Производство фосфора, фосфорной кислоты и концентрированных удобрений: двойного суперфосфата, аммофоса и преципитата

Технология процесса получения фосфора путем электровозгонки его из апатита была разработана, а затем проверена в полузаводских условиях НИУИФ и ГИПХ. В настоящее время это производство полностью и во всех стадиях освоено на Кировском опытном заводе.

Процесс электровозгонки фосфора основан на выделении элементарного фосфора из апатита в присутствии углерода в качестве восстановителя при высоких температурах (1300—1500°), создаваемых электрическим током в печах. Реакция протекает по следующему основному уравнению:

$$Ca_3P_2O_8 + 3SiO_2 + 5C = 3CaO \cdot SiO_2 + 5CO + P_2.$$

Установлено, что для получения 1 т желтого фосфора требуется шихта следующего состава: апатито-нефелиновой породы с содержанием 29% P_2O_5 — 9.5—10 т, кокса — 1.3 т и кварца — 2.2 т.

При электровозгонке фосфора на 1 т продукта получаются отходы: феррофосфора 0.2—0.3 т и шлака около 9 т. Феррофосфор применяют в металлургии для производства специальных сортов фосфористых чугунов и стали, а шлаки могут применяться в качестве стройматериалов и в производстве стекла.

В небольших количествах желтый фосфор перерабатывается в красный фосфор для нужд спичечной промышленности. Значительно более крупное применение желтый фосфор может найти в производстве фосфорной кислоты с целью использования последней для выработки концентрированных удобрений — двойных суперфосфатов, фосфатов аммония и ряда фосфорнокислых солей.

Получение фосфорной кислоты из фосфора возможно двумя методами:

а) сжиганием выходящих из печи фосфорсодержащих газов (минуя стадию получения жидкого или твердого фосфора); реакции идут по уравнениям:

$$P_2 + CO + 3O_2 = P_2O_5 + CO_2,$$
$$P_2O_5 + 3H_2O = 2H_3PO_4;$$

б) сжиганием элементарного фосфора по уравнениям:

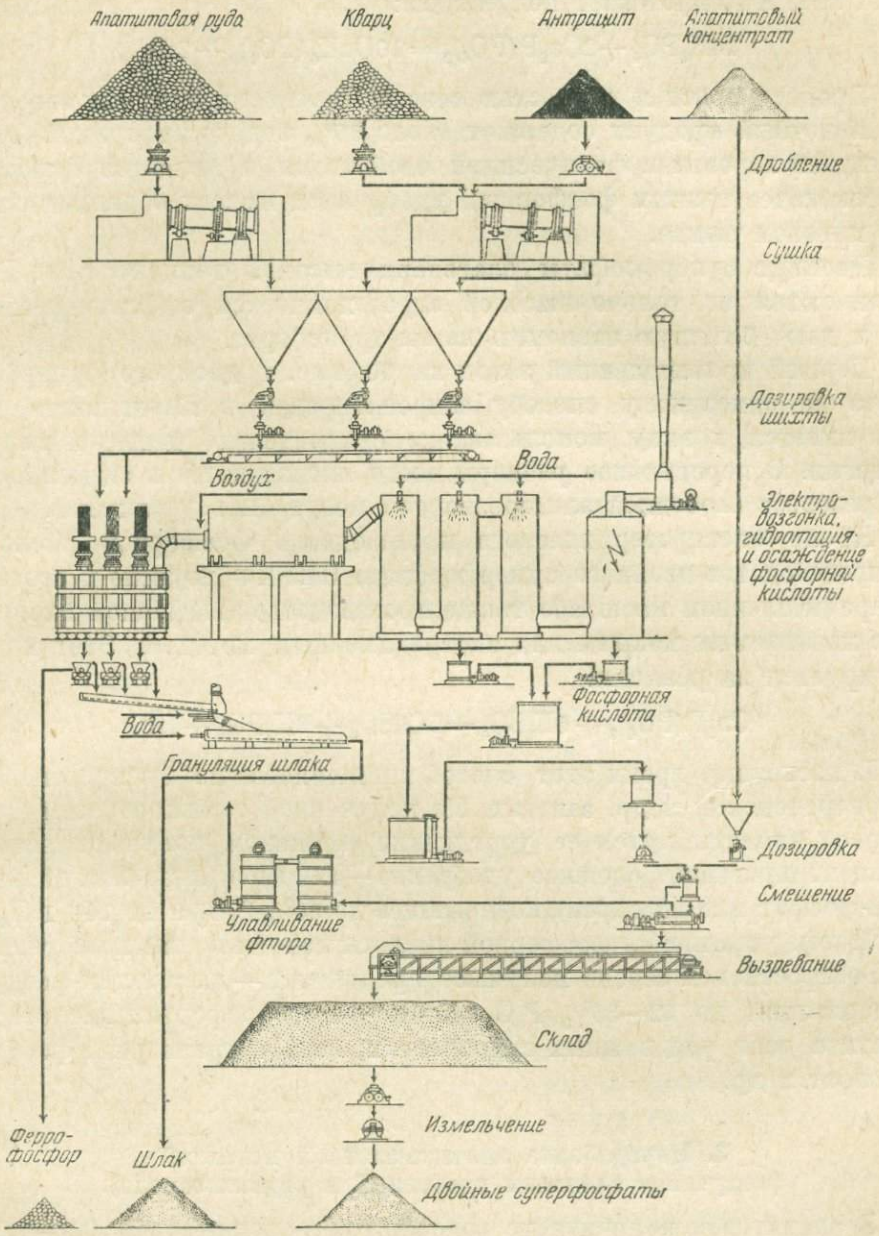
$$P_2 + 5O_2 = 2P_2O_5,$$
$$P_2O_5 + 3H_2O = 2H_3PO_4.$$

Из этих двух, мало отличающихся по существу, методов способ сжигания газов по сравнению со способом сжигания жидкого фосфора является менее сложным и имеет то преимущество, что он исключает необходимость конденсации элементарного фосфора из газов и тем самым значительно упрощает аппаратурное оформление процесса.

В настоящее время на заводе НИУИФ сжиганием фосфора получается не только техническая, но и химически чистая фосфорная кислота для реактивных, медицинских и пищевых целей.

При варианте сжигания фосфорсодержащих газов схема производства двойных суперфосфатов имеет вид, представленный на фиг. 6.

Получение двойных суперфосфатов заключается в смешении апатитового концентрата с фосфорной кислотой в аппарате с мешалкой и в окончательной сушке пульпы.



Фиг. 6. Схема производства двойных суперфосфатов из апатита.

Процесс получения двойных суперфосфатов, детально изученный НИУИФ, протекает по реакции:

$$14H_3PO_4 + 2Ca_5F(PO_4)_3 = 10CaH_4(PO_4)_2 + 2HF.$$

Процесс прост и полностью освоен Кировским опытным заводом. Конечный продукт содержит около 50% водорастворимой P_2O_5, обладает хорошими физическими свойствами и является наиболее высококачественным фосфорным удобрением из всех обращающихся на мировом рынке.

Двойные суперфосфаты благодаря высокой концентрации P_2O_5 отличаются не только высокой агротехнической эффективностью, но и дают большую экономию на их транспорте.

Первый промышленный завод на 50 тыс. т двойного суперфосфата по описанному способу запроектирован в Кандалакше, так как имеется в виду использование сравнительно дешевой гидроэнергии. В перспективе размеры этого производства в зависимости от резервов свободной электроэнергии могут быть увеличены.

Кроме электротермического производства фосфорной кислоты и производства двойного суперфосфата, НИУИФ изучено и освоено в промышленном масштабе также производство фосфорной кислоты так называемым мокрым или экстракционным методом. Этот метод базируется на реакции:

$$Ca_5F(PO_4)_3 + 5H_2SO_4 = 5CaSO_4 + 3H_3PO_4 + HF.$$

В настоящее время этот способ применяется на Воскресенском, Чернореченском и др. заводах. Из полученной таким образом фосфорной кислоты путем ее усреднения аммиаком получают весьма концентрированное сложное удобрение — аммофос (моно- или диаммоний-фосфат или их смеси), содержащее до 50% P_2O_5 и до 14—15% N.

Путем усреднения фосфорной кислоты известью или известняком на Воскресенском заводе получают преципитат — дикальций-фосфат, содержащий до 32—36% P_2O_5. Кроме того, фосфорная кислота из апатита дает ряд важных технических солей: тринатрий, фосфат, дигофат и др.

3. Переработка апатита азотной кислотой (получение сложных удобрений и редких земель)

В апатитовом концентрате содержится в среднем около 0.9—1.0% редких земель, которые при существующем способе разложения апатита серной кислотой не извлекаются. При переработке же апатита азотной кислотой возможно получение сложных азотно-фосфорных удобрений и одновременное извлечение редких земель.

Схема азотнокислой переработки апатита независимо друг от друга была предложена двумя институтами — Ломоносовским Академии Наук и НИУИФ и проработана в лабораторных условиях. По данным НИУИФ, сущность процесса заключается в следующем.

Апатитовый концентрат разлагается 50% азотной кислотой, после чего добавляется 17% раствор $NaNO_3$ для осаждения фтора в виде Na_2SiF_6. Жидкая кислая фаза, состоящая из ионов кальция, редких земель, фосфорной и азотной кислот, отделяется декантацией от твердой фазы. Последняя после промывания содержит приблизительно 42% Na_2SiF_6 и 53% нерастворимого остатка, считая на сухое вещество. Из кислого раствора после частичной нейтрализации аммиаком выделяются в твердой фазе редкие земли, которые отделяются от раствора декантацией. Раствор поступает в дальнейшую переработку на удобрения, а осадок фосфатов редких земель фильтруется и промывается. В полученном таким образом концентрате редких земель содержится около 25%, считая на окислы в сухом веществе. Для выделения чистых редких земель концентрат сначала обрабатывается щавелевой кислотой, а затем полученные оксалаты переводятся при помощи плавиковой кислоты во фтористые соли редких земель.

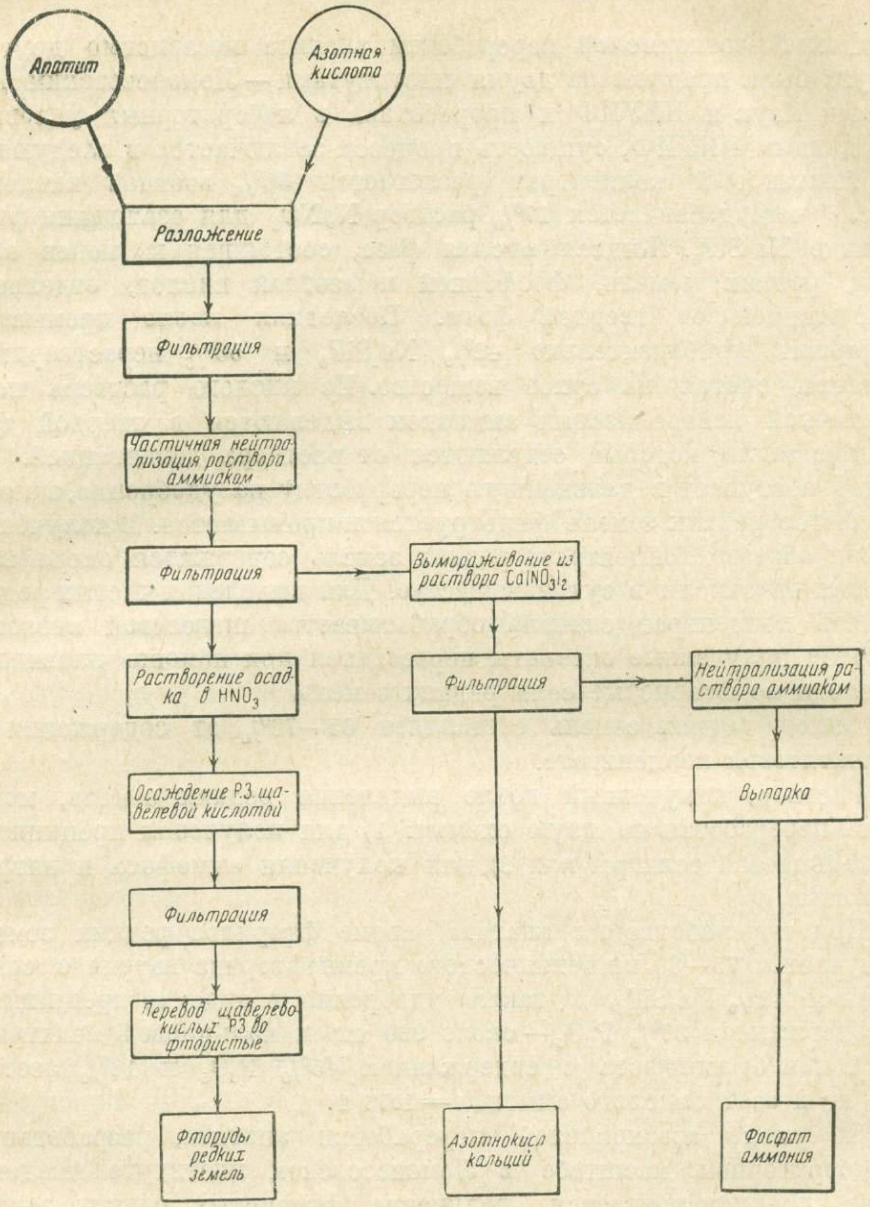
Выход редких земель составляет 65—70% от содержания их в апатитовом концентрате.

Раствор, полученный после выделения редких земель, может быть переработан по двум схемам: 1) для получения преципитата и кальциевой селитры или 2) для получения аммофоса и нитрата аммония.

При переработке 1 т апатита, кроме фторидов редких земель получается 75—80 кг технического кремнефторида натрия с содержанием 42% Na_2SiF_6, а также удобрения в виде: а) преципитата с содержанием 37% P_2O_5 — около 960 кг и кальциевой селитры — 1.8 т или б) аммофоса с содержанием 45% P_2O_5 и 16% азота — 800 кг и азотнокислого аммония — 1.56 т.

По схеме азотнокислой переработки апатита, разработанной в лабораторном масштабе в Ломоносовском институте Академии Наук, предусматривается получение фтористых редких земель, азотнокислого кальция и фосфата аммония (фиг. 7).

По предварительным расчетам, разложение апатита азотной кислотой значительно экономичнее сернокислотного разложения, так как азотная кислота не только разлагает апатит, но и попадает в конечный продукт в состав удобрения. Эффективность этого метода значительно возрастает благодаря извлечению редких земель и фтора, содержащихся в апатите.



Фиг. 7. Схема разложения апатита азотной кислотой.

Есть основание предполагать, что в некоторых странах импортируемый из СССР апатит перерабатывается азотнокислым способом. Следует думать, что и у нас в ближайшее время эта схема из исследовательской стадии перейдет в промышленную практику. В настоящее время НИУИФ приступает к полузаводской проверке азотнокислотной переработки апатита.

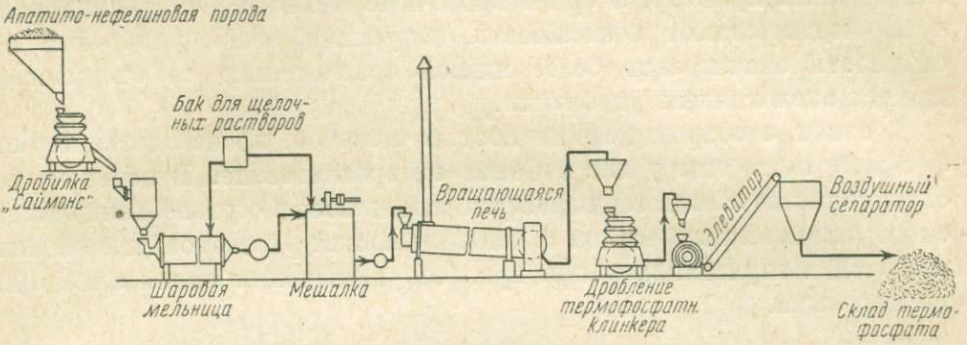
4. Получение термофосфатов

Термофосфат, как известно, представляет собою фосфорное удобрение, получающееся в результате спекания (или сплавления) природных фосфатов с щелочными солями.

По мнению некоторых исследователей, химизм этого процесса заключается в том, что при спекании трехкальциевого фосфата с содой, известняком и кварцем образуется сложное кремнефосфорнокислое соединение натрия и кальция по уравнению:

$$Ca_3(PO_4)_2 + Na_2CO_3 + CaCO_3 + SiO_2 = Ca_3Na_2P_2O_9 \cdot CaSiO_3 + 2\,CO_2.$$

По мнению других авторов, при спекании получаются соответствующие соли ортофосфорной и кремневой кислот.



Фиг. 8. Схема производства термофосфата.

Из всех природных фосфатов наиболее подходящим сырьем для производства термофосфата является апатито-нефелиновая порода с 27% P_2O_5, так как благодаря содержанию в ней определенного количества нефелина исключается надобность в добавках в шихту кремнезема и известняка.

Процесс получения термофосфата из апатито-нефелиновой руды проверен НИУИФ в полузаводских условиях, и его осуществление в крупных заводских масштабах вполне обеспечено.

Схема производства (фиг. 8) проста и для практически интересного варианта мокрого процесса использование растворов щелочей, получающихся при производстве окиси алюминия из нефелина, сводится к следующему: апатито-нефелиновая порода, измельченная до 12 мм, поступает в цех мокрого размола, где путем помола в шаровых мельницах совместно с раствором щелочей приготовляется шихта (пульпа), которая затем подвергается спеканию во вращающихся печах при температуре 1050—1100° С до получения

термофосфатного клинкера. При этом обжиге P_2O_5 переходит в лимоннорастворимую форму. Полученный термофосфатный клинкер подвергается размолу до 100 меш и в таком виде является готовым продуктом.

Термофосфат из апатито-нефелиновой породы представляет собой комплексное удобрение, в котором на ряду с 23—24% лимоннорастворимого P_2O_5 находится еще калий. В отличие от суперфосфата, имеющего кислую реакцию, термофосфат обладает щелочными свойствами, что особенно существенно при использовании его для удобрения северных кислых почв, нуждающихся в усреднении кислотности.

Агрохимические исследования НИУИФ показали положительное действие термофосфата на поднятие урожайности ряда сельскохозяйственных культур, а ориентировочные техно-экономические расчеты подтверждают возможность получения этого удобрения по стоимости значительно более низкой сравнительно со стоимостью других аналогичных удобрений.

В связи с острой дефицитностью щелочей, производство термофосфата пока еще у нас в Союзе не организовано. В перспективе строительство завода термофосфата намечалось в составе Кандалакшского глиноземного завода с использованием растворов углекислых щелочей, получающихся при процессе извлечения окиси алюминия из нефелина.

5. Термическая переработка апатита на удобрение

Весьма интересное использование апатита для получения удобрений типа томасшлаков было указано инж. Л. А. Черниковым, который для этой цели предложил вводить в расплавленные металлургические шлаки апатит. При этом P_2O_5 апатита переходит в лимоннорастворимую форму. Опытные работы подтвердили возможность получения такого вида фосфатных шлаков с содержанием от 12 до 20% лимоннорастворимой P_2O_5 и их высокую агрономическую эффективность в смысле повышения урожайности ряда сельскохозяйственных культур. В настоящее время уже приступлено к проектированию заводов указанного удобрения, в том числе завода в Монче-тундре на базе отходных медно-никелевых шлаков.

6. Применение апатита в металлургии

В металлургии апатитовая руда применяется для целей раскисления цветных металлов при их плавке (взамен дорогостоящей фосфористой лигатуры), обогащения фосфором малофосфористого

литейного чугуна при переплавке его в вагранках и электропечах (взамен импортного феррофосфора), получения нормального томасовского чугуна из малофосфористых руд, производства гаечного железа и автоматной стали, уменьшения угара при плавке цветных металлов и пр.

В настоящее время апатит применяют для этих надобностей свыше 70 машиностроительных, литейных и металлургических заводов Союза.

Рост внедрения апатитовой породы в металлургические заводы иллюстрируется следующими данными (табл. 4).

Таблица 4

Основные показатели	1932 г.	1933 г.	1934 г.	1935 г.	1936 г.
Количество заводов потребителей	10	44	41	78	нет св.
Отгружено породы в тоннах . .	506	4 859	10 369	13 324	19 735

7. Прочие отрасли применения апатита

Апатитовый концентрат нашел применение в эмалевом производстве в качестве суррогата, заменяющего забелители из импортной окиси олова. На нем сейчас работают Ворошиловградский, Ростовский и др. эмальзаводы, давшие в результате замены окиси олова апатитовым концентратом экономию иностранной валюты.

Апатит может входить в шихту вместе с криолитом для производства молочных стекол.

И, наконец, в настоящее время производится изучение способов получения ряда фосфорнокислых солей непосредственно из апатитового концентрата.

III. АПАТИТОВАЯ ПРОМЫШЛЕННОСТЬ И ДАЛЬНЕЙШИЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ЕЕ РАЗВИТИЯ

1. Апатитовый рудник им. Кирова

Добыча апатитовой руды на горе Кукисвумчорр началась в 1930 г.

В связи с необходимостью создания в стране собственной базы суперфосфатного производства и замены импортных марокканских фосфоритов, руднику в первый же год работы правительством было дано задание по добыче 250 тыс. т руды. На следующий 1931 г. эта программа была почти удвоена.

При этих условиях единственно возможным оказался способ открытых горных разработок, которые ведутся прямо с поверхности горы путем взрывных работ. Добытая руда, груженая в вагонетки,

из забоев по скатам направляется на главный откаточный пункт, по которому проложена узкоколейка. В свою очередь откаточный пункт соединен с бремсбергами, по которым вагонетки с рудой спускаются вниз и поступают на эстакаду. Непосредственно с эстакады руда выгружается в железнодорожные вагоны.

Способ открытых работ имеет, однако, ряд отрицательных сторон, к числу которых относится: а) ограниченность масштабов добычи, которая при этом методе может быть доведена предельно до 2 млн. т, б) необходимость производства вскрышных работ, для снятия прикрывающей апатитовую руду пустой породы, в весьма значительных размерах, в) зависимость от климатических условий, что при частых буранах, снегопадах, сильных метелях в течение длительной зимы приводит к нарушению нормального хода работ.

В связи с этими причинами в плане дальнейшего развития добычи апатитовой руды предусматриваются подземные способы разработки.

К работам по подготовке подземного рудника на мощность в 4 млн. т руды (годовой добычи) было приступлено в 1933 г. и уже в 1935 г. он частично вступил в эксплоатацию.

На полную мощность подземный рудник может быть введен лишь в 1941 г.; поэтому в настоящий переходный для рудника период добыча руды ведется одновременно обоими способами — открытыми и подземными работами. При этом с каждым годом размер добычи открытыми работами уменьшается, а подземные выработки возрастают.

Основным средством в работе по добыче на руднике является сжатый воздух и в соответствии с этим главные виды оборудования здесь представлены компрессорами и пневматическими молотками.

К середине 1937 г. рудник обеспечен компрессорами различных систем общей производительностью в 276 м³ сжатого воздуха в минуту. Еще в 1933 г. бурение производилось молотками „Флотман", с 1934 г. они заменены перфораторами „Клаймакс" и мощными станками глубокого бурения „Маршаль" типа „Сандерсон". Помимо этого, усиление механизации работ выражается в широком применении экскаваторов, скреперов, мотовозов, тягачей, электровозов и пр.

В настоящее время спуск с горы добытой руды по способу открытых работ производится при помощи одного концевого, трех скиповых и одного клетьевого (диагонального) бремсбергов. Самый большой из них, диагональный бремсберг, имеет длину в 197.5 м и одновременно спускает 3 полуторатонных вагонетки; его производительность составляет 3000 т руды в сутки.

При руднике имеется механическая мастерская и компрессорная подстанция.

Систематически проводимая механизация работ и широкое развитие ударничества и стахановского движения определили постоянный рост производительности труда рабочих рудника. По сравнению с общим ростом добычи руды, количество рабочих относительно, а иногда даже и абсолютно, падает.

Рост добычи апатитовой руды по отдельным годам характеризуется следующими данными (в тыс. т):

1930 г.	250.0	1934 г.	1136.0
1931 г.	416.0	1935 г.	1555.3
1932 г.	385.0	1936 г.	2000.0
1933 г.	687.0	1937 г.	2400.0 (план)

Себестоимость добычи 1 т руды с 18 руб. в 1930 г. снизилась до 11 руб. 19 к. в 1936 г.

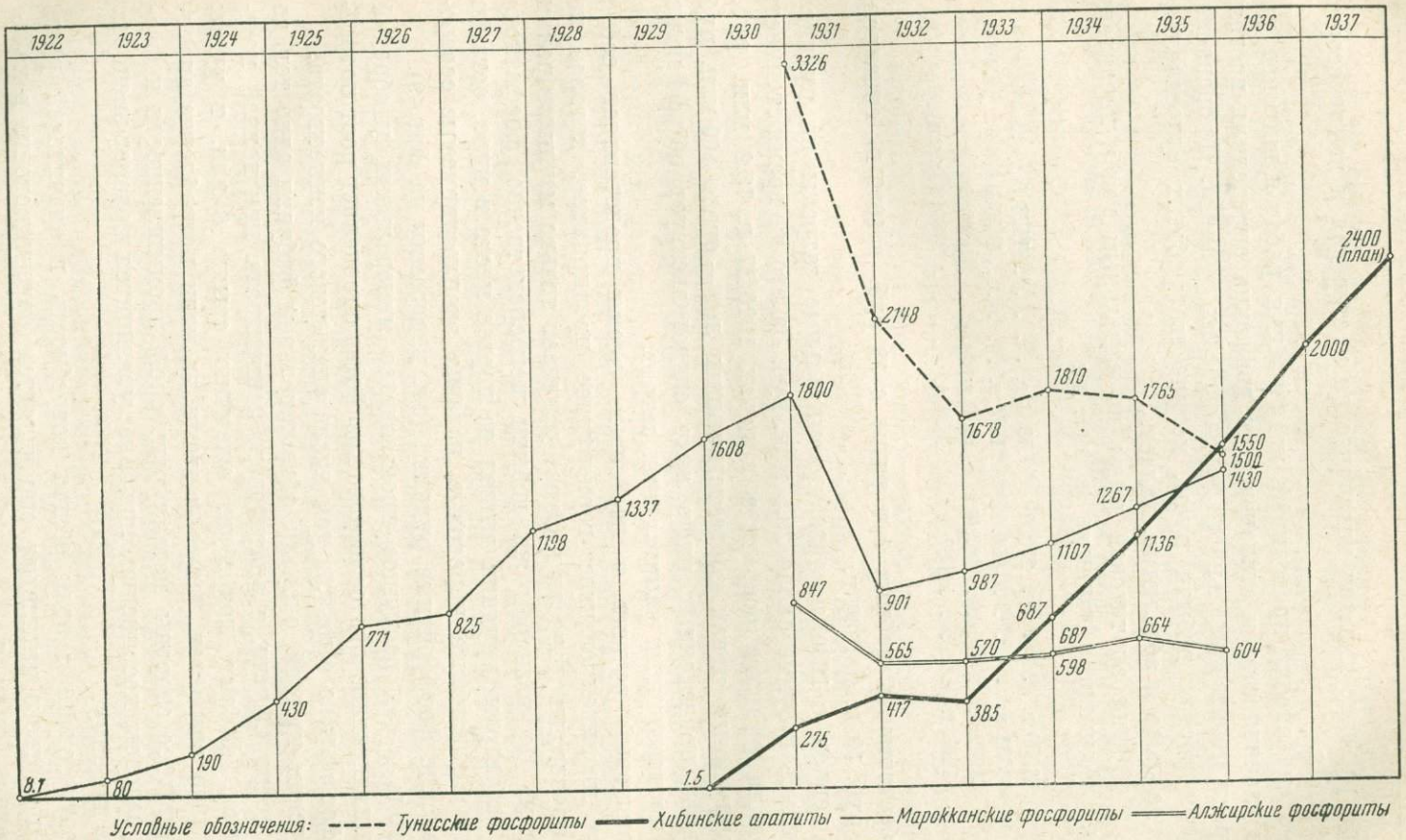
За период с 1930 по 1936 г. капитальные затраты по руднику выразились в сумме около 20.5 млн. руб. За это же время стоимость продукции рудника составила в ценах 1926/27 г. 78.2 млн. руб., а по отпускным ценам соответствующих лет — около 100 млн. руб. Сравнение приведенных цифр ярко свидетельствует об эффективности произведенных капитальных затрат.

Апатитовый рудник в настоящее время представляет собой мощное механизированное горнорудное предприятие, которое по своей производительности в Союзе уступает только магнитогорским рудникам. По размерам же добычи непосредственно фосфатного сырья апатитовый рудник вышел на первое место в мире, оставив позади себя наиболее передовые, издавна эксплоатируемые североафриканские фосфоритные рудники (см. диаграмму на фиг. 9).

Из года в год растущее производство минеральных удобрений для социалистического сельского хозяйства определяет рост потребления фосфатного сырья, в том числе апатитового концентрата.

С пуском третьей очереди обогатительной фабрики одно только производство 3.5 млн. т апатитового концентрата при полной мощности всех фабрик потребует ежегодно свыше 6 млн. т руды; значительно возрастет также к этому времени потребление апатитовой руды со стороны металлургической промышленности и фосфорных заводов; несомненно, еще более увеличится и размер экспорта руды за границу.

В соответствии с этим общая потребность в апатитовой руде на конец третьего пятилетия определяется ориентировочно в количестве около 7 млн. т.



Фиг. 9. Сравнительная диаграмма роста добычи апатита и главнейших видов фосфатного сырья на мировом рынке.

Кукисвумчоррская апатитовая залежь может обеспечить ежегодную добычу в пределах не выше 4 млн. т руды. Вследствие этого намечена организация дополнительного рудника на горе Юкспор; проект юкспорского апатитового рудника находится уже в стадии разработки.

Включая в план развития добычи и Юкспорское месторождение, оказывается вполне возможным полное удовлетворение потребностей в апатитовой руде и в третьем пятилетии, как это видно из табл. 5 (в тыс. т).

Таблица 5

Место и характер разработок	1934 г.	1935 г.	1936 г.	1937 г.	1942 г.
Открытые работы Кукисвумчорра	1076	1333	1600	1600	—
Подземные работы Кукисвумчорра	60	200	400	800	4000
Подземные работы Юкспора . .	—	—	—	—	3000
Итого . . .	1136	1533	2000	2400	7000

2. Апатитовые обогатительные фабрики

Находящаяся сейчас в эксплоатации в Кировске апатитовая обогатительная фабрика проектировалась и строилась в две очереди. Первая очередь на 250 тыс. т концентрата, запроектированная Механобром, строилась в течение 1930—1931 гг. и регулярно начала работать в конце 1931 г. (фиг. 10). Вторая очередь фабрики на 750 тыс. т концентрата (по проектной мощности) вступила в эксплоатацию в 1934 г.

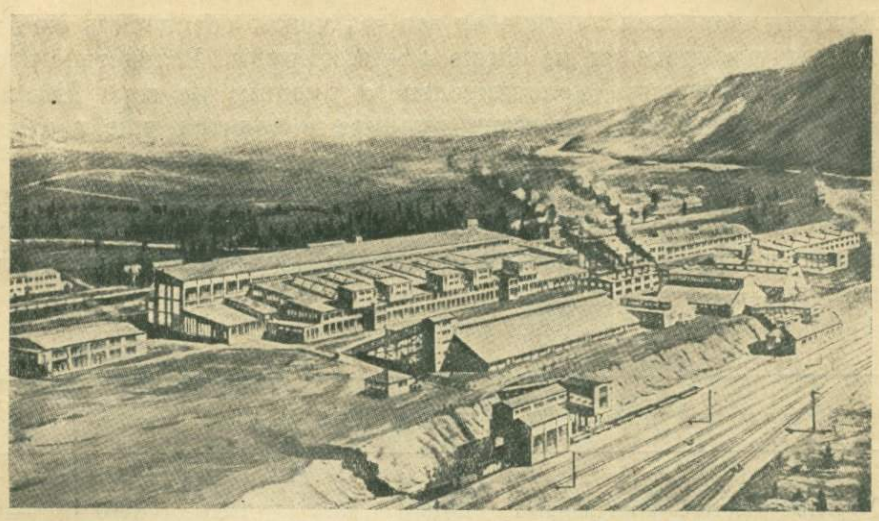
В основу производственного процесса на апатитовой фабрике положен описанный выше метод флотации.

Все процессы производства на фабрике, начиная от подачи руды из бункеров на дробление и тонкое измельчение и кончая сушкой концентрата и его складированием, полностью механизированы.

За 6 лет своей работы фабрика переработала 4584 тыс. т руды и выпустила 2590 тыс. т концентрата с содержанием 1021 тыс. т P_2O_5.

Рост выработки апатитового концентрата и все показатели работы фабрики по годам видны из табл. 6.

Благодаря стахановскому движению фабрика в 1936 г. перевыполнила свой план на 14.1%. Утвержденная на 1937 г. программа



Фиг. 10. Апатитовые обогатительные фабрики 1 и 2-й очереди в Кировске.

Таблица 6

Наименование показателей	Единица измерения	1931 г.	1932 г.	1933 г.	1934 г.	1935 г.	1936 г.
Поступило руды для переработки	тыс. т	40.0	267	343	758	1 359	1 817
Среднее содержание P_2O_5 в руде	%	28.0	29.06	29.13	25.97	26.15	25.51
Выработано апатитового концентрата	тыс. т	18.4	156.5	213.4	382.8	770.1	1 050
Среднее содержание P_2O_5 в концентрате	%	39.4	39.72	39.84	39.56	39.2	39.35
Валовое содержание P_2O_5 в концентрате	т	7 210	62 140	85 015	151 354	301 840	413 175
Расход руды на 1 т концентрата	т	2.2	1.7	1.6	1.98	1.76	1.73
Извлечение P_2O_5 из руды	%	90.0	94.07	95.46	91.15	85.91	89.86
Содержание P_2O_5 в хвостах	%	5.0	5.52	4.32	5.72	4.90	3.77
Степень обогащения	—	1.40	1.36	1.37	1.60	1.51	1.54
Себестоимость 1 т концентрата	руб.	53.15	55.33	51.81	56.88	50.45	49.41
Себестоимость 1% P_2O_5 в 1 т концентрата	„	1.35	1.39	1.30	1.43	1.30	1.26

выработки в 1250 тыс. т концентрата выше проектной мощности на 25%, или на 250 тыс. т концентрата.

Содержание P_2O_5 в среднем за все время не опускалось ниже 39.2%, а в отдельные годы достигало 39.7—39.8%. Себестоимость 1 т концентрата с 55.3 руб. в 1932 г. снизилась до 49.4 руб. в 1936 г.

Общий размер капитальных затрат по обеим очередям фабрики составил 40.8 млн. руб. За период 1931—1936 гг. фабрика выпустила продукции стоимостью в 107 млн. руб. по ценам 1926/27 г. и 169 млн. руб. по отпускным ценам соответствующих лет.

Выше нами уже отмечено, что на долю апатита в общем балансе фосфатного сырья, потребляемого в Союзе, приходится свыше 80%. В этом чрезмерном росте удельного веса апатита по сравнению с местными фосфоритами и в ориентации всей фосфатной промышленности целиком на хибинское сырье, несомненно, нашла свое выражение вредительская политика Главхимпрома.

В настоящее время принимаются меры к широкому внедрению в производство местных фосфоритов, месторождения которых с большими запасами известны в различных районах СССР. Это обстоятельство не исключает, однако, дальнейшего количественного роста применения апатита. Наоборот, все данные говорят за то, что на протяжении 1937—1942 гг. за апатитовым концентратом сохранится значение основного сырья туковой промышленности, и спрос на него будет все время расти.

Совершенно определенным является уже сейчас то положение, что на протяжении третьего пятилетия, а тем более за пределами 1942 г., производительность существующей апатитовой фабрики не сможет покрыть потребности туковой промышленности, особенно, если при этом еще учесть возрастающие возможности по линии экспорта концентрата.

В связи с этим, трестом Апатит в 1935 г. было приступлено к проектированию и к настоящему времени Механобром закончен технический проект третьей очереди обогатительной фабрики производительностью в 2 млн. т апатитового концентрата в год.

О размерах фабрики можно судить по тому, что в год она будет перерабатывать 3.7 млн. т руды и потребует 13.2 млн. м³ воды и 33 млн. kWh электроэнергии.

С вводом в эксплоатацию этой фабрики выработка апатитового концентрата достигнет огромной цифры —3.5 млн. т в год.

По своей производительности третья очередь апатитовой фабрики будет одной из самых крупных обогатительных фабрик не только в СССР, но и во всем мире.

3. Апатит на внешнем рынке

Впервые на мировом рынке апатитовая продукция стала котироваться в 1932 г. С тех пор спрос на апатитовый концентрат и апатитовую руду со стороны различных фирм растет с каждым годом.

Экспорт хибинской апатитовой руды и апатитового концентрата по отдельным годам составлял следующие количества (в тыс. т.):

Годы	Апатитовая руда	Апатитовый концентрат
1930	—	—
1931	7.0	—
1932	74.0	28.4
1933	203.0	104.5
1934	205.5	232.5
1935	147.0	235.2
1936	133.4	396.8

Апатитовую продукцию импортируют около 15 стран, главным образом Бельгия, Германия, Италия, Франция, Польша и США. Хибинские апатиты стали крупным источником иностранной валюты, занимая в этом отношении одно из первых мест среди других видов нашего минерального сырья, вывозимого за границу.

ЛИТЕРАТУРА ПО АПАТИТУ

Горные работы

Владимиров П. П. и Морев Н. С. Современное состояние и перспективы развития Кукисвумчоррского рудника им. С. М. Кирова. Хибин. апатиты, 1934, 7, *231—252*.

Владимиров П. П. и Морев Н. С. Апатитовый рудник им. С. М. Кирова, 1936, *1—152*.

Обогащение

Корлас Б. И. и Разумов К. А. Обогатительная фабрика для хибинских апатитов. Горнообогатительное дело, 1932, № 1, *11—21*.

Смирнов Г. Ф. и Шебловинский Н. И. Обогащение апатито-нефелиновой породы Хибинского месторождения. Материалы по обогащению неметаллических полезных ископаемых, 1930, ч. 1, *184—236*.

Механобр. Пояснительная записка к проектному заданию обогатительных фабрик 3-й очереди для хибинских апатито-нефелиновых руд, 1934—1935 (рукопись).

Производство суперфосфата

Берлин Л. Е. Хибинский апатит и переработка его на суперфосфат, 1933, *1—72*.

Вольфкович С. И., Берлин Л. Е., Винокурова А. и др. Переработка хибинских апатитов на удобрения. Хибин. апатиты, 1932, 2, *59—120*. То же, Труды НИУ, 1932, 95.

Вольфкович С. И. Получение фосфатных удобрений из хибинских апатитов. Хибин. апатиты, 1931, 3, *169—182*.

Кочетков В. П. Хибинский апатит и варианты его использования в туковой промышленности в ближайший период. Хибин. апатиты, 1931, **3**, *221—234*.

Быковский К. И. Роль хибинских апатитов в суперфосфатной промышленности Союза, 1935, *1—15* (рукопись, фонд треста Кольстрой).

Электровозгонка фосфора, получение фосфорной кислоты и термических двойных суперфосфатов

Берлин Л. Е. и др. Получение двойного суперфосфата из апатитовых концентратов и термической фосфорной кислоты. Журн. хим. пром., 1933, № 10, *37—45*.

Болдырев И. Г. К вопросу постройки Хибинского опытного фосфорного завода. Хибин. апатиты, 1931, **3**, *207—215*.

Вольфкович С., Берлин Л., Винокурова А. и др. Переработка хибинских апатитов на удобрения. Хибин. апатиты, 1932, **2**, *59—120*. То же, Труды НИУ, 1932, **95**.

Постников Н. Н. О производстве концентрированных удобрений на базе электровозгонки фосфора. Журн. хим. пром., 1935, № 1.

Постников Н. Н. и Рабинович Ю. М. Электровозгонка фосфора из хибинской апатито-нефелиновой породы. Журн. хим. пром., 1931, № 21/22, *1—12*.

Технический проект завода двойного суперфосфата в Кандалакше 1935, *1—250* (рукопись, фонд треста Кольстрой).

Переработка апатита азотной кислотой с выделением редких земель

Ипатьев В. В. (младший), Динцес А. И. и Шихуцкий И. Е. Получение аммонийно-фосфорных удобрений. Хибин. апатиты, 1931, **3**, *197—206*.

Волков П. А. Получение редких земель из апатитового концентрата, 1935, *1—26* (рукопись, фонд треста Кольстрой).

Логинова А. И., Петрова К. Ф. и Дегтярева А. С. Отчет по работе „Детализация схемы получения нитроаммофоса методом азотнокислотного разложения апатита", 1936 (рукопись, фонд НИУИФ).

Производство термофосфата

Вольфкович С. И., Перельман С. С. Опыты по получению термофосфатов из хибинских апатитов. Удобрение и урожай, 1930, № 7—8, *570—580*.

Вольфкович С. И., Берлин Л., Винокурова А. и др. Переработка хибинских апатитов на удобрения. Хибин. апатиты, 1932, **2**, *85—98*. То же, Труды НИУ, 1932, вып. **95**.

Воронецкий Б. А. Техно-экономические показатели производства термофосфата в наших условиях. Журн. хим. пром., 1931, № 19, *21—25*.

Каган Б. И. К вопросу о производстве термофосфата в Кандалакше. Хибин. апатиты и нефелины, 1932, **4**, *146—150*.

Перельман С. С. Производство термофосфатов из апатитов. Труды Всесоюзного съезда по основной химической промышленности. Прения и резолюции, 1932, **2**, *82—86*.

Розанов С. Н. и Луковников Е. К. Термофосфаты из хибинской апатито-нефелиновой породы. Из результатов вегетационных опытов ст. Тимирязевской академии сельского хозяйства, 1936, *1—24*.

Технический проект Кандалакшского завода термофосфата, 1935 (рукопись, фонд треста Апатит).

Апатит в металлургии

Черников Л. А. Применение апатита в черной металлургии. Хибин. апатиты, 1933, **6**, *65—67*.

Черников Л. А. и Маркова Н. Н. Применение апатита и нефелина в металлургии черных и цветных металлов. Карело-Мурманский край, 1932, № 5/6, *18—24*.

Прочие отрасли применения апатита

Гаусман В. Ф. Применение апатита для глушения эмали. Бюлл. Инст. керамики, 1933, № 2, Приложение.

Кирсанов А. Т. Применение апатитовой муки и концентрата как удобрения. На фронте индустриализации, 1933, № 5/6, *17—22*.

Крым А. А. и Юрыгин Б. Н. Производство и применение тринатрий-фосфата. ГХТИ, 1936.

Лилиенштерн М. Ф. Об опытах по исследованию апатито-нефелиновой муки как непосредственного удобрения под лен, ячмень, овес и гречиху. Хибин. апатиты, 1931, **3**, *257—266*.

Щеголев Д. И. Применение апатита для молочного стекла. Хибин. апатиты, 1931, **3**, *216—217*.

Яковлев П. В. Результаты опытов применения апатито-нефелиновой породы для удобрения почв. Хибин. апатиты, 1931, **3**, *235—256*.

Савченко В. И. Апатит как забелитель эмалевых стекол, 1936, *1—25* (рукопись, фонд треста Кольстрой).

Экспорт апатита

Васильев А. В. За качество экспортной апатитовой руды. Внешторгиздат, 1934, *1—66*.

Невский П. А. Апатиты на внешний рынок. Хибин. апатиты, 1932, **2**, *121—136*.

Серов П. А. На пути к реализации апатита. Хибин. апатиты, 1930, **1**, *261—264*.

Литература общего характера

Антонов Л. Б. и др. Горные богатства Кольских тундр. Серия научно-популярных изданий под общей редакцией акад. А. Е. Ферсмана, ГХТИ, 1935, *1—75*.

Атлас Мурманского округа (экономический). Мурманский филиал Географо-экономического научно-исследовательского института Ленинградского гос. универс. Изд. ГЭНИИ ЛГУ и Мурманского окрисполкома, 1936.

Большевики победили тундру. Сборник статей. Издательство писателей в Ленинграде, 1932, *1—222*.

К вопросу организации химического комбината на Кольском полуострове. Сборник статей акад. А. Е. Ферсмана, проф. С. И. Вольфкович и др., ГХТИ, 1932, *1—80*.

Коссов М. М. и Каган Б. И. Северный горно-химический трест Апатит во втором пятилетии. Карело-Мурманский край, 1932, № $^3/_4$ *14—22*.

Путеводитель по Хибинским тундрам, изд. 2-е Академии Наук, 1932, *1—200*.

Ферсман А. Е., акад. Новый промышленный центр СССР за Полярным кругом. Хибинский апатит. Изд. Акад. Наук, 1931, *1—55*.

Хибинские апатиты. Сборники тт. 1—8, 1930—1935.

Отчеты о хозяйственной деятельности за 1931—1936 гг. Трест Апатит (рукопись, фонд треста Апатит).

НЕФЕЛИН

Использование нефелина в народном хозяйстве основано на его химическом составе (свыше 30% Al_2O_3 и более 20% Na_2O+K_2O) и легкой разлагаемости нефелина разбавленными минеральными и органическими кислотами.

Запасы нефелина в Хибинских тундрах практически неограниченны. В одних только породах ийолит-уртитового ряда (не считая других распространенных нефелиновых пород, как хибинит, нефелиновый сиенит и апатито-нефелиновая порода) содержание нефелина определяется количеством около 10 млрд. т. В начале возникновения нефелиновой проблемы было обращено внимание на использование стекольными заводами и в сельском хозяйстве нефелиновых песков, находящихся на восточном берегу озера Имандра, так как они представляли собою в то время подходящий и наиболее доступный материал. В настоящее время, несмотря на наличие огромнейших запасов нефелина в ийолит-уртитовых породах, содержащих до 90% нефелина, наиболее целесообразным с хозяйственной точки зрения является комплексное использование апатито-нефелиновой породы. Путем механического обогащения последней получаются два продукта: апатитовый концентрат и хвосты. При процессе обогащения апатита одновременно в хвостах концентрируется нефелин, что видно из минералогического состава хвостов (в %):

Нефелин	60—75	Роговая обманка	3—5
Апатит	7—13	Сфен	1.5—2.5
Эгирин	5—7	Магнетит	0.5—1

После специального обогащения хвостов на нефелин получается нефелиновый концентрат, который по своему химическому составу приближается к чистому минералу нефелину; приводим химический состав (в %) нефелиновых хвостов и нефелинового концентрата.

	Нефелиновые хвосты	Нефелиновые концентраты
SiO_2	39—42	43—44
TiO_2	1—2	0.3—0.4
Al_2O_3	22—24	29—30
Fe_2O_3[1]	6—7	3—4
MnO	0.1	0.1
CaO	8—10	2—3
MgO	0.1—0.2	0.3—0.5
Na_2O	9—10	13—14
K_2O	4—5	6—7
P_2O_5	4—6	0.3—0.5
Потеря при прокал.	1	0.5—1.0

[1] Суммарное железо, считая на окисное.

Одновременное использование двух главных компонентов апатито-нефелиновой породы дает следующие преимущества:

1) получение обоих минералов в одном рудничном хозяйстве;

2) использование для получения нефелина уже измельченного продукта — хвостов от обогащения апатито-нефелиновой породы на апатит.

Общие запасы апатито-нефелиновой породы во всех месторождениях Хибинских тундр к началу 1937 г. определялись в 2 млрд. т, из которых около половины приходится на нефелин. Апатито-нефелиновые месторождения, таким образом, являются весьма крупными источниками как апатита, так и нефелина.

До последнего времени почти вся масса нефелиновых отходов кировских апатитовых обогатительных фабрик спускается в р. Белую. Количество выбрасываемых нефелинсодержащих хвостов при современной производительности фабрики достигнет в 1937 г. 800 тыс. т, из которых можно получать до 400 тыс. т нефелинового концентрата.

С пуском 3-й очереди апатитовой обогатительной фабрики в Кировске количество нефелиновых отходов возрастет еще больше и составит около 2.3 млн. т в год, что даст возможность получать на нефелиновой обогатительной фабрике свыше 1 млн. т нефелинового концентрата.

I. ОБОГАЩЕНИЕ

По проекту нефелиновой обогатительной фабрики, составленному Механобром, схема обогащения предусматривает получение двух сортов нефелинового продукта: высокосортного концентрата с содержанием около 29—30% Al_2O_3 и низкосортного — с содержанием 26—27% Al_2O_3.

Нефелиновые хвосты из апатитовой фабрики перекачиваются по трубам в приемные баки нефелиновой фабрики и затем самотеком поступают на реечные классификаторы Дорра, на которых классифицируются по крупности зерна на пески и мелочь.

Одна часть песков после классификации сушится во вращающихся печах и поступает на склад как самостоятельный низкосортный продукт; другая часть песков поступает на столы концентратора, после чего получаются 2 продукта: нефелиновый концентрат с содержанием 5% Fe_2O_3 и 1.3% P_2O_5 и хвосты, которые направляются на р. Белую. Последние состоят главным образом из эгирина и титаномагнетита, и поэтому проект предусматривает возможность, в случае надобности, их обогащения с целью получения эгиринового и титаномагнетитового концентратов.

Нефелиновый концентрат измельчается до 150 меш на шаровых мельницах, работающих в замкнутом цикле с реечным классифика-

тором Дорра. Измельченный продукт перекачивается для сгущения в сгустители Гентера, затем фильтруется, сушится и отправляется на склад высокосортного концентрата.

Получаемая после классификации мелочь (150—0 меш) освобождается от избытка воды в сгустителях Дорра и поступает на флотацию в аппараты Мак-Интош. Получаемый при флотации пенный продукт со значительным содержанием фосфорного ангидрида (13%) перекачивается на апатитовую фабрику, а нефелиновый продукт подвергается вторичной флотации. После перечистки пенный продукт идет в отброс, а нефелиновый — в сгустители Гентера, затем фильтруется и сушится во вращающейся печи.

Флотационный концентрат поступает на склад высокосортного продукта вместе с нефелиновым концентратом столов. Смесь обоих концентратов содержит 29.5—30.0% Al_2O_3, 5% Fe_2O_3 и 0.75% P_2O_5, что соответствует 90—94% чистого нефелина.

Выход высокосортного нефелинового концентрата составляет 12% от исходной руды и 34% от апатитовых хвостов, а низкосортного продукта — соответственно 5.8% и 15.8%.

После принятия вышеприведенной схемы для нефелиновой обогатительной фабрики в Кировске работниками центральной испытательной станции треста Апатит была предложена другая схема, по которой хвосты апатитовой обогатительной фабрики подвергаются исключительно обогащению на нефелин флотацией (фиг. 11). Эта схема благодаря своей простоте, отсутствию дополнительного измельчения песков, а также сохранению почти таких же выходов, как и в первой схеме, представляет большие преимущества.

II. ПРИМЕНЕНИЕ

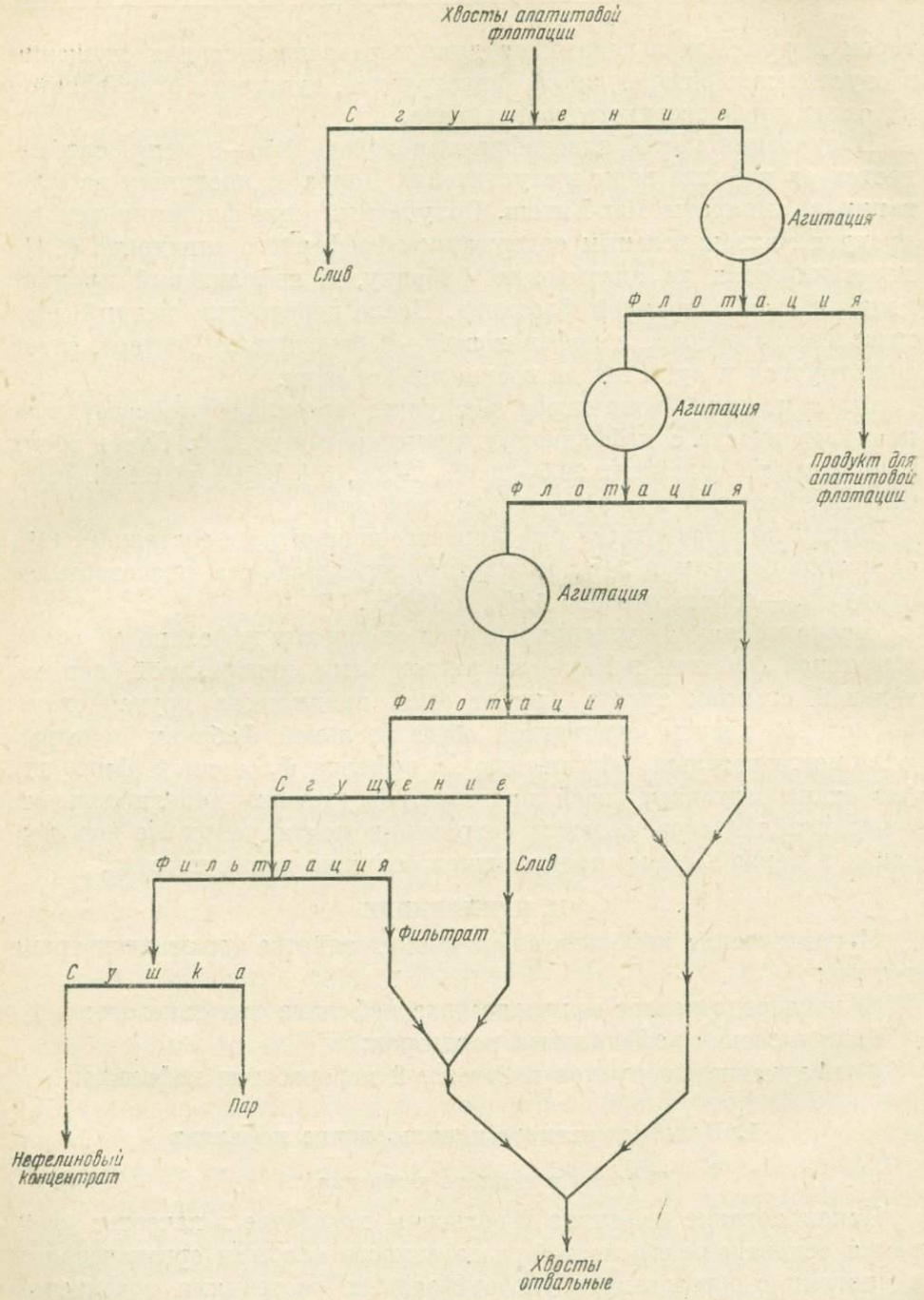
Использование нефелина в народном хозяйстве может итти тремя путями:

1) непосредственное использование нефелина как такового;
2) применение нефелиновых растворов;
3) получение продуктов химической переработки нефелина.

1. Непосредственное использование нефелина

Нефелин в качестве удобрения

Использование нефелина в сельском хозяйстве в качестве удобрения основано на его легкой разлагаемости слабыми органическими кислотами с образованием удобоусвояемых растениями соединений калия и подвижной кремнекислоты. При разложении кислотами нефелин одновременно является нейтрализатором кислот. Эти свойства и определяют роль нефелина в качестве удобрения кислых



Фиг. 11. Схема обогащения нефелина.

почв. Кроме того, при разложении нефелина в кислых почвах образуется устойчивый алюмокремневый гель, который улучшает структуру почв, увеличивает их водозадерживающую способность и микробиологическую деятельность, что имеет также большое значение.

Первые полевые опыты по удобрению нефелином были произведены на торфянистых почвах и дали положительные результаты для трав, овса, тимофеевского луга и др.

Произведенные в 1935 г. многочисленные опыты в колхозах по применению нефелина для удобрения минеральных почв — песчаных, супесчаных, легких суглинистых — показали, что в данном случае нефелин является эффективным удобрением под зерновые (ячмень, яровая пшеница, овес), технические (лен) и овощные (картофель, капуста, лук) культуры. В некоторых опытах с нефелином были получены лучшие результаты, чем со специфическим калийным удобрением — сильвинитом.

Целесообразность применения нефелина на других почвах и под другие культуры требует выяснения. Нефелин является длительным (многолетним) удобрением.

Нефелин в стеклоделии

Острый дефицит щелочей в 20-х годах текущего столетия заставил стекольные заводы, по инициативе проф. П. А. Земятченского, обратить особое внимание на использование нефелина как частичного заменителя щелочей. На основании опытных варок стекла из нефелиновых песков с озера Имандра, произведенных сначала в Керамическом институте, а затем на стекольных заводах „Дружная горка“ и „Торковичи“, была доказана возможность использовать нефелиновые пески с добавкой песка, мела или извести и сульфата для получения низкосортного (бутылочного) стекла. Окраска стекла колебалась от темнозеленого до светлозеленого цвета в зависимости от количества железа в нефелиновом песке. Сейчас намечается проведение опытов по снижению содержания железа в нефелиновом концентрате.

Удачное разрешение этого вопроса даст возможность получать более высококачественное стекло и тем самым сможет обеспечить прочную базу для замены в стеклоделии дефицитных щелочей нефелином. Однако, введение в шихту с нефелином значительных количеств глинозема осложняет выплавку стекла, так как при этом необходимо вести варку и выработку стекла при повышенной температуре и в связи с увеличением вязкости стекла требуется более быстрая его разделка. Остается также неясным, возможно ли получение стекла

из нефелина на механизированных заводах, так как до сих пор стекло из нефелиновой шихты выдувалось ручным способом. Несмотря на перечисленные недостатки, стекольные заводы Ленинградской, Иваново-Вознесенской и Московской областей, а также БССР обслуживались в 1930—1931 гг. нефелиновыми песками с озера Имандра, а позже ряд заводов перешел на работу с нефелиновым концентратом.

Нефелин в керамике

Близость химического состава и физических свойств нефелина и полевых шпатов указала на возможность замены последних нефелином в керамической промышленности. Произведенные в Керамическом институте опыты, проверенные на заводах „Коминтерн", „Пролетарий" и на Дулевской фабрике, подтвердили это предположение. Нефелином оказалось возможным заменить полевой шпат в керамических массах для электроустановочных, технических и кислотоупорных изделий и предметов домашнего обихода, не требующих высокоизоляционных свойств и безукоризненно белого цвета. При этом необходимо отметить, что для этих изделий применялся не нефелиновый концентрат, а нефелиновый сиенит — материал более концентрата загрязненный железом, т. е. как раз тем элементом, который понижает электроизоляционные свойства и придает массе бурую окраску. При применении нефелинового концентрата, в котором содержание железа в два раза меньше, чем в нефелиновом сиените, можно ожидать получения более высококачественных изделий. К сожалению, керамическая промышленность в области использования нефелина не пошла дальше первоначальных опытов.

2. Применение нефелиновых растворов

Нефелин легко растворяется на холоду как в минеральных (азотной, серной, соляной, сернистой, фосфорной), так и в органических кислотах (уксусной, муравьиной, щавелевой). Получающиеся при этом растворы представляют вначале истинные растворы, т. е. кремнекислота находится в молекулярно-дисперсном состоянии, из которых с течением времени выделяется гель кремнекислоты. Эти своеобразные коллоидно-химические свойства растворов нефелина в кислотах дают возможность использовать их в различных отраслях промышленности. Свойства таких растворов подобны свойствам солей соответствующих кислот. Однако, образование студнеобразной массы при переходе золя кремнекислоты в гель придает им специфический характер.

Нефелин в производстве водоупорных тканей

Раствор нефелина в серной кислоте является весьма удобным и дешевым заменителем квасцов, сернокислого алюминия и жидкого стекла, обычно применявшихся до последнего времени для придания водонепроницаемости хлопчатобумажным и шерстяным тканям. Обработанная нефелиновым раствором ткань по сравнению с тканью, обработанной основным уксуснокислым алюминием и необработанной, обладает повышенной водонепроницаемостью и прочностью, что было подтверждено на Щелковской фабрике, а также на фабриках „Красный Ткач“ и „Штормовик“ в Ленинграде.

Нефелин для дубления кож

В первые годы текущего десятилетия, во время острого недостатка дубителей на кожевенных заводах для дубления кож, с успехом применялись растворы нефелина в серной кислоте, после чего производилось дополнительное дубление солями окиси железа или сульфит-целлюлозой. В настоящее время в виду наличия достаточных количеств естественных и хромовых дубителей вопрос о широком внедрении нефелино-железного дубления в кожевенной промышленности остается открытым.

Нефелин в бумажном производстве

Растворы нефелина в серной кислоте с успехом применялись для проклейки бумаги на бумажной фабрике им. Володарского в Ленинграде для всех сортов бумаги, не требующих абсолютно белого цвета. Замена сернокислого алюминия раствором нефелина дает значительную экономию. Для бумажных фабрик необходимо нефелиновое сырье, содержащее не свыше 0.5% P_2O_5, так как образующаяся при растворении его фосфорная кислота мешает проклейке бумаги.

Нефелин для очистки вод

Раствор нефелина в серной кислоте, как показали опыты, произведенные на фабрике „Пятилетка“ (Ленинград), оказался также заменителем сернокислого алюминия или квасцов, обычно применяемых в качестве коагулянта для очистки вод от механических примесей, взвесей и бактерий. При этом коагуляция с раствором нефелина происходила быстрее, чем с сернокислым глиноземом, что, повидимому, зависит от золя кремнекислоты, так как последняя при коагуляции целиком переходит в осадок.

Кроме указанных выше областей применения нефелиновых растворов, испытанных в заводских условиях, необходимо еще упомянуть

о предварительных лабораторных опытах по применению нефелиновых растворов для пропитки дерева с целью повышения его огнестойкости, для уничтожения синевы древесины, а также и для протравы тканей. Проведенные опыты дали обнадеживающие результаты.

3. Продукты химической переработки нефелина

Силикагель и квасцы

Нефелиновый концентрат, химический состав которого приблизительно соответствует формуле $3Na_2O \cdot K_2O \cdot 4Al_2O_3 \cdot 8SiO_2$, разлагается на холоду, при помешивании, слабым раствором серной кислоты (концентрация приблизительно 3N) по следующему уравнению:

$$3Na_2O \cdot K_2O \cdot 4Al_2O_3 \cdot 8SiO_2 + 16H_2SO_4 + nH_2O = \\ = 8H_2SiO_3 + 6NaAl(SO_4)_2 \cdot 12H_2O + 2KAl(SO_4)_2 \cdot 12H_2O + mH_2O.$$

После отделения нерастворимого остатка фильтрованием от раствора, последний оставляется в покое. Образовавшийся гель или непосредственно промывается горячей водой, или предварительно отжимается под прессом от раствора квасцов и затем промывается горячей водой. Промытый гель сушится и затем кратковременно обжигается при температуре 600°. Из раствора получаются кристаллизацией сначала калиевые, а затем натриевые квасцы. Последние кристаллизуются значительно хуже калиевых, а поэтому можно весь алюминий выделить из раствора в виде калиевых квасцов, добавив в раствор эквивалентное количество сернокислого калия. В последнем случае отходом производства будет сернокислый натрий. Для получения 1 т силикагеля и 6 т квасцов требуется около 3 т нефелинового концентрата.

Основное преимущество получения силикагеля из нефелина, не говоря о параллельном получении квасцов, заключается в том, что для этого требуются только нефелин и слабая кислота. При обычном же способе производства силикагеля из жидкого стекла, кроме кислоты, необходимы еще щелочь, кварцевый песок, а также топливо для получения самого жидкого стекла.

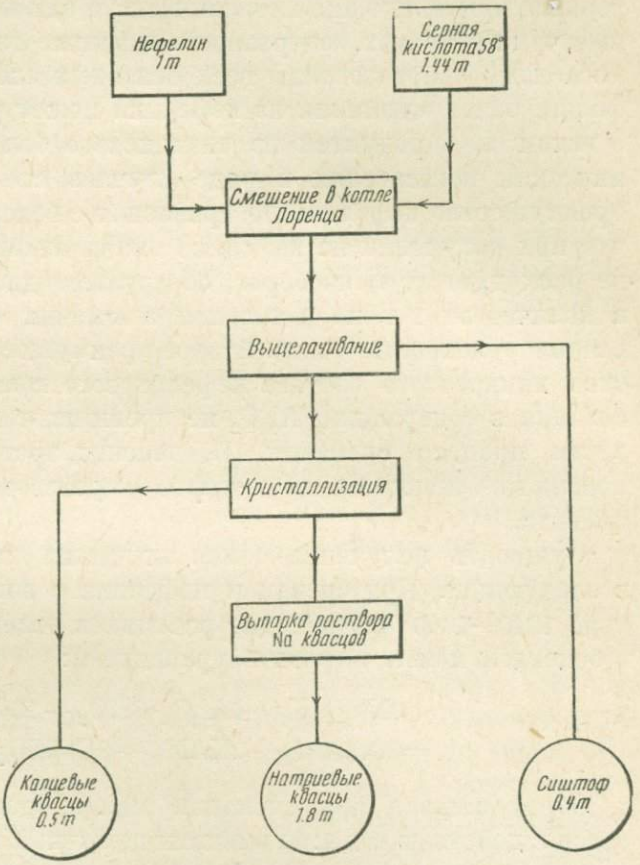
На ряду с вышеизложенной схемой получения силикагеля и квасцов в ГИПХ разработана упрощенная схема, по которой получаются квасцы и сиштоф (фиг. 12). По указанной схеме уже работает Бондюжский химический завод; эта схема положена также в основу строящегося в Ленинграде Наркомхозом завода, который должен обеспечить квасцами ленинградские водопроводные станции для замены дефицитного сернокислого глинозема для очистки (коагуляцией) питьевой воды.

В ближайшее время намечается полный перевод на нефелин цеха сернокислого глинозема завода „Красный Химик“ в Ленинграде. В этом случае квасцы пойдут главным образом для бумажной промышленности.

В конце 3-го пятилетия из нефелина предполагается вырабатывать около 100 тыс. т квасцов, для этого в год потребуется 50 тыс. т нефелинового концентрата.

„Глинозем Мута“

На ряду с силикагелем и квасцами необходимо упомянуть о так называемом „глиноземе Мута“, который применяется для очистки вод вместо сернокислого алюминия или квасцов и представляет собою смесь кремнезема и сернокислого алюминия, получаемую в результате обработки глины серной кислотой. Такое же техническое название было дано продукту, получаемому из нефелина при аналогичной обработке последнего на заводе им. Войкова в Москве, хотя в отличие от настоящего „глинозема Мута“ он в основном представляет собою смесь силикагеля и квасцов. Получение из нефелина „глинозема Мута“ очень несложно: нефелиновый концентрат смешивается с серной кислотой (приблизительно 58° Bé) в котле Лоренца, и через два часа получается готовый продукт. В настоящее время на заводе им. Войкова в Москве поставлено производство „глинозема Мута“ для снабжения Рублевской водонасосной станции в Москве. Как показали опыты этой станции, „глинозем Мута“ из нефелина



Фиг. 12. Схема получения квасцов и сиштофа из нефелина.

лучше сернокислого алюминия, так как при пользовании первым коагуляция взвесей и мути происходит быстрее и реже приходится чистить фильтры.

Окись алюминия, щелочи и цемент из нефелина

Особенно важным для народного хозяйства является использование нефелина для производства окиси алюминия — исходного материала при получении металлического алюминия. Несмотря на меньшее, чем в бокситах, содержание в нефелине глинозема, благодаря комплексному использованию всех основных элементов, входящих в нефелин, окись алюминия из нефелина может успешно конкурировать с таким же продуктом из тихвинского боксита, а по своим экономическим показателям в ряде случаев его превосходит. Основное преимущество нефелина по сравнению с бокситом заключается в том, что при получении из нефелина окиси алюминия щелочь не только не расходуется, а, наоборот, образуется одновременно с глиноземом в количестве 1 т на 1 т окиси алюминия (считая на кальцинированные углекислые соли). Второе преимущество нефелина — постоянство химического состава нефелинового концентрата, в котором колебания в содержании Al_2O_3 не превышают 1%, что позволяет легко вести процесс спекания. И, наконец, третье преимущество — возможность использовать отброс производства для получения цемента.

Сущность получения окиси алюминия из нефелина заключается в следующем. При спекании нефелина с известняком при температуре 1240—1300° происходит реакция в твердом состоянии, которую в основном можно выразить уравнением:

$$3Na_2O \cdot K_2O \cdot 4Al_2O_3 \cdot 8SiO_2 + 16CaCO_3 = \\ = 6NaAlO_2 + 2KAlO_2 + 8Ca_2SiO_4 + 16CO_2.$$

Образующиеся при спекании шихты соединения различно относятся к действию воды: алюминаты щелочных металлов растворяются, а ортосиликат кальция остается в нерастворимом виде. Однако, растворимые в воде алюминаты при молекулярном отношении щелочи к глинозему ($R_2O : Al_2O_3$), близком к единице, — неустойчивы. Они быстро гидролитически разлагаются на гидрат окиси алюминия и едкую щелочь, что затрудняет отделение алюминатов от нерастворимого остатка. В виду этого выщелачивание производится не водой, а раствором углекислой щелочи (смеси $Na_2CO_3 + K_2CO_3$), которая берется в таком количестве, чтобы повысить щелочный модуль ($R_2O : Al_2O_3$) до 2, что́ гарантирует длительное сохранение раствора

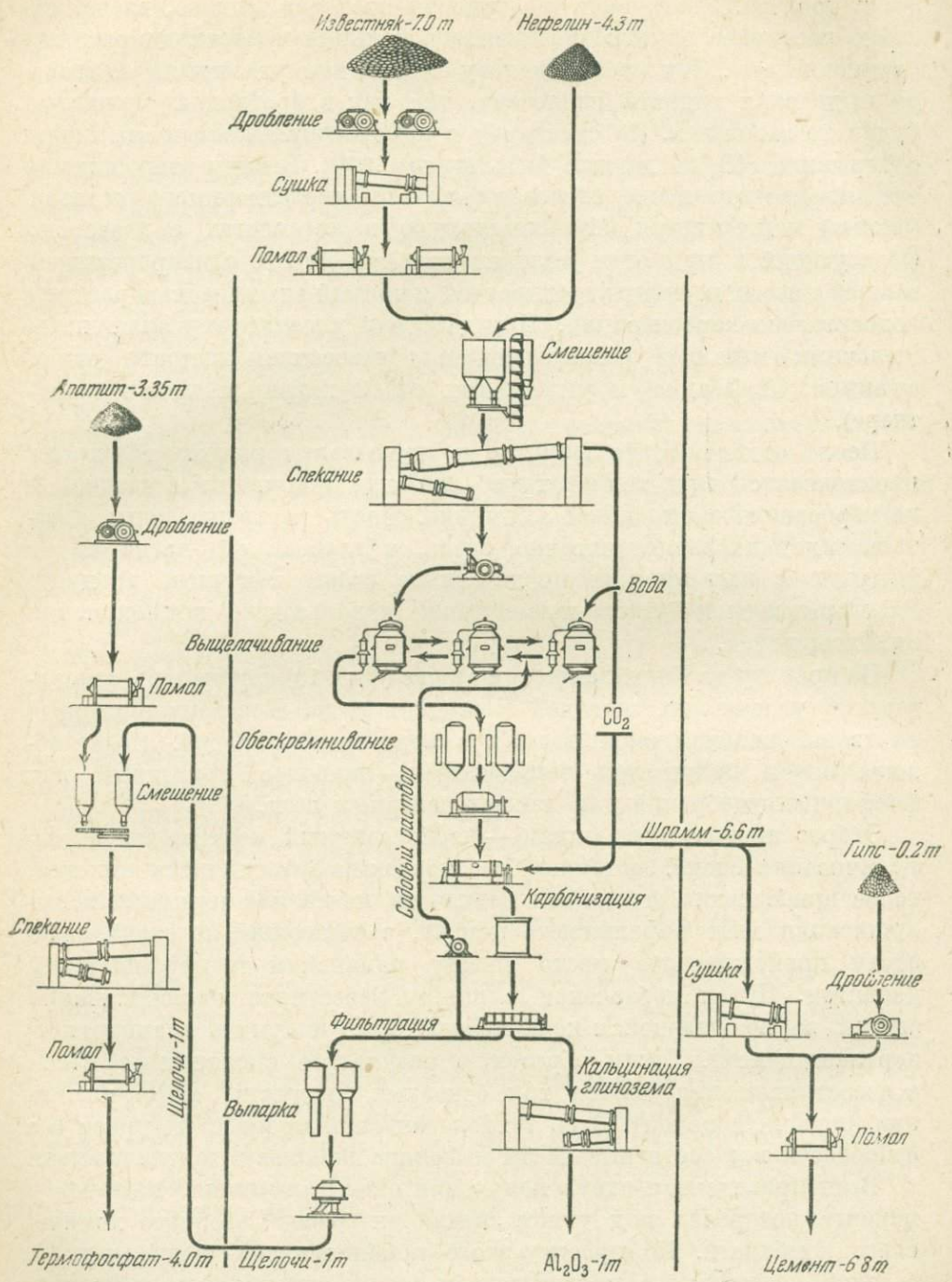
без гидролиза. Увеличение щелочности раствора, однако, влечет за собою частичное разложение силиката кальция и переход в раствор кремнекислоты. Эту кремнекислоту необходимо удалить из раствора до выделения гидрата глинозема, так как в противном случае он будет ею загрязнен. По стандарту в высокосортной окиси алюминия содержание SiO_2 не должно быть выше 0.20%. В виду этого алюминатный раствор после отделения его от нерастворимого остатка (шлама) подвергается обескремниванию в автоклавах с известью. Образующийся при этом силикат кальция вместе с непрореагировавшей известью отфильтровывается и чистый алюминатный раствор подвергается карбонизации. При действии углекислоты алюминаты щелочных металлов разлагаются с образованием гидрата окиси алюминия (в осадке) и углекислых солей натрия и калия (в растворе).

После отделения на фильтре и промывания гидрат глинозема прокаливается при температуре 1200° для получения безводной и негигроскопической окиси алюминия. Часть раствора соды и поташа идет на выщелачивание спека, а главная его масса после выпарки и кальцинации представляет собою конечный продукт. Растворы соды и поташа можно также использовать для получения едких щелочей.

По проекту на Кандалакшском заводе (фиг. 13) намечалось использование углекислых щелочей в жидком виде. Концентрированные растворы щелочей смешиваются с апатитовой породой. После обжига смеси получается термофосфат — наиболее пригодный вид фосфорных удобрений для кислых северных почв.

Отброс производства (шлам) — нерастворимый остаток после выщелачивания спека, состоящий в основном из ортосиликата кальция, после прибавления небольших количеств гипса или пушонки и высушивания дает нефелиновый цемент, занимающий по своим свойствам промежуточное место между романским и портландским цементом. Путем добавления к шламу известняка и прокаливания шихты во вращающейся печи можно также получить стандартный портланд-цемент. Таким образом, в результате спекания нефелина с известняком получаются три основных продукта: окись алюминия, щелочи и цемент. Весь технологический процесс построен без отбросов и все составные части нефелина используются полностью.

Вышеприведенная схема получения окиси алюминия, щелочей и цемента построена под углом зрения интересов Северного химического комбината. По проекту этого комбината производительность заводов, связанных с производством окиси алюминия из нефелина, выражается следующими цифрами (в тыс. т):



Фиг. 13. Схема производства окиси алюминия из нефелина.

Окись алюминия	40 000
Сода и поташ	40 000
Цемент	300 000
Термофосфат	160 000

Совершенно естественно, что для других точек Союза схема получения окиси алюминия должна быть несколько видоизменена, главным образом в отношении вида выпускаемых щелочей.

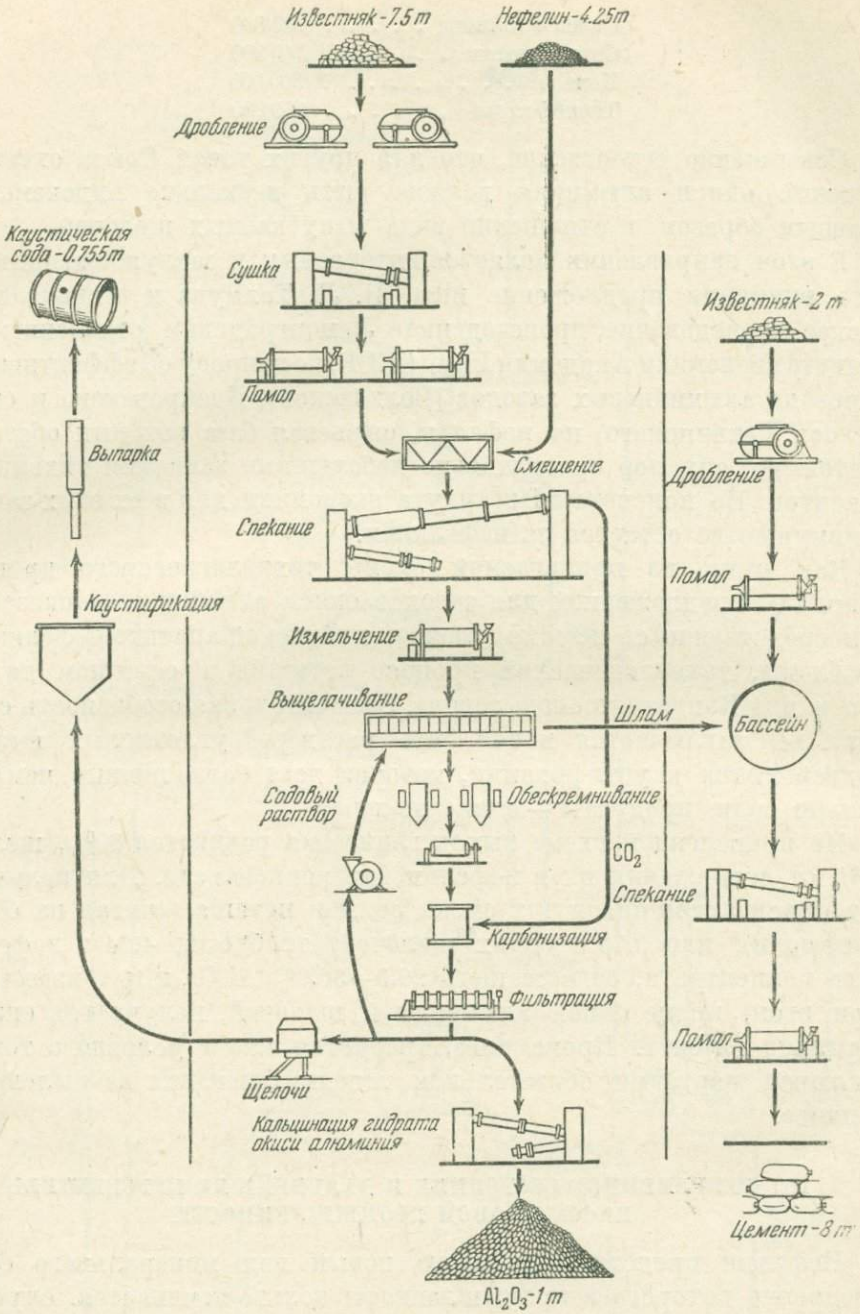
В этом направлении является интересным и заслуживающим особого внимания предложение инж. И. Л. Талмуда и техно-экономическое исследование, произведенное Ленинградским отделением Института экономики Академии Наук СССР, по вопросу об эффективности перевода алюминиевых заводов (Волховского, Днепровского и строящегося Тихвинского) на нефелин, сырьевая база которых обеспечивается до сих пор сравнительно небольшими запасами тихвинских бокситов. По подсчетам Института экономики для всех этих заводов преимущество остается за нефелином.

Как видно из прилагаемой схемы технологического процесса (фиг. 14), предложенной для заводов окиси алюминия, не связанных непосредственно со всем комплексом хибинской апатито-нефелиновой проблемы, технологический процесс остается в основном тот же, что и для Кандалакшского завода. Отличительная особенность схемы (фиг. 14) заключается в том, что растворы углекислых щелочей подвергаются каустификации, которая дает более ценные, чем углекислые соли, продукты — едкие щелочи.

По приведенной схеме выход глинозема равняется 80%, щелочей 75% от содержания их в нефелиновом концентрате. Для получения 1 т окиси алюминия и 1 т смеси соды и поташа (считая на безводные соли), или 0.75 т едких щелочей, требуется 4.24 т нефелинового концентрата, содержащего 29.5—30.0% Al_2O_3, и 10 т известняка. При этом, кроме окиси алюминия и щелочей, получается еще 8 т портланд-цемента. Кроме того, требуется 4.25 т условного топлива (включая пар) при обязательном ведении спекания на пылевидном топливе.

III. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ДАЛЬНЕЙШИЕ ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФЕЛИНОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Нефелин представляет собою новый вид минерального сырья, внедрение которого в промышленность только начинается. Огромные запасы нефелина в Хибинских тундрах обеспечивают его применение в течение многих и многих лет в самых разнообразных отраслях народного хозяйства. Первые промышленные попытки использовать нефелин для стекольных заводов базировались на сравнительно



Фиг. 14. Схема получения окиси алюминия, каустической соды и цемента из нефелина.

низкосортном нефелиновом сырье (нефелиновых песках с озера Имандра).

В настоящее время имеется возможность получать высококачественный нефелиновый концентрат, содержащий 92—95% чистого нефелина, количество которого, как указывалось раньше, может быть доведено в ближайшие годы до 1 млн. т в год. До сих пор потребность в нефелиновом концентрате частично удовлетворяется производством его в незначительных количествах на одной из секций апатитовой обогатительной фабрики.

В табл. 7 приводится количество потребленного нефелинового сырья (в т), начиная с момента организации треста „Апатит".

Таблица 7

Год \ Вид сырья	Нефелиновые пески	Нефелиновые хвосты	Нефелиновый концентрат
1930	12 800	—	—
1931	17 280	—	—
1932	—	2 722	—
1933	—	1 487	—
1934	—	—	6 162
1935	—	23 888	6 591
1936	—	14 031	2 627

По приказу наркома тяжелой промышленности на Волховском глиноземном заводе в ближайшее время должны быть проведены заводские опыты по замене боксита нефелином. Благоприятные результаты этих опытов покажут, что главным потребителем нефелина должно быть производство окиси алюминия для алюминиевой промышленности и связанное с ним получение щелочей и цемента.

В случае замены боксита нефелином на Волховском и строящемся Тихвинском глиноземных заводах эти заводы смогут давать ежегодно до 115 000 т товарных щелочей (считая на соду), что вполне обеспечит Ленинградскую область щелочами (при работе этих заводов на боксите, считая их производительность в 100 тыс. т окиси алюминия, ежегодно потребуется свыше 40 тыс. т привозной донецкой соды). Одновременно отходы производства явятся новым крупным источником цемента.

Высокая народнохозяйственная эффективность использования нефелина в производстве окиси алюминия и сернокислого глинозема дает все основания считать вопрос перевода на нефелин ряда заводов по выработке этих продуктов безусловно реальным, что обеспечивает практическое использование в широких масштабах хибинского нефелина в промышленности.

ЛИТЕРАТУРА ПО НЕФЕЛИНУ

Обогащение

Шебловинский Н. И. Проект нефелиновой обогатительной фабрики. Хибин. апатиты и нефелины, 1932, **4**, *35—46*.

Нефелин как удобрение

Молчанов С. П. Нефелин как удобрение, 1936, *1—46*.

Эйхфельд И. Г. Опыты по применению хибинских горных пород в качестве удобрения на торфяных почвах. Хибин. апатиты, изд. треста „Апатит", 1930, *218—222*.

Эйхфельд И. Г. и Ефимов П. Е. Применение хибинских горных пород для удобрения почв Крайнего Севера. Хибин. апатиты, 1931, **3**, *261—266*.

Яковлев П. В. Результаты опытов применения нефелино-апатитовой породы для удобрения почв. Хибин. апатиты, 1931, **3**, *235—256*.

Нефелин в стеклоделии

Варгин В. В. Применение нефелиновых сиенитов Мурмана в стеклоделии. Тр. Гос. керам. инст., 1929, **15**, *1—61*.

Завьялов Н. Д. и Иванушкин Б. Ф. Шестимесячный опыт работы завода на нефелиновой шихте. Керамика и стекло, 1932, № 5—6, *964—971*.

Маркова Н. П. Нефелин в стекольной промышленности. Хибин. апатиты, 1932, **4**, *175—187*.

Нефелин в керамике

Пермяков В. М. Замена полевого шпата нефелином в керамической промышленности. Керамика и стекло, 1931, № 3, *25—29*.

Пермяков В. М. и Маркова Н. Н. К вопросу о применении нефелиновых пород в керамической промышленности. Хибин. апатиты, 1932, **4**, *162—175*.

Применение нефелиновых растворов

Белов Н. В. О дублении с помощью нефелина. Хибин. апатиты. 1932, **4**, *187—191*.

Волков П. А. Новые идеи применения нефелина в промышленности. Хибин. апатиты, 1932, **4**, *224—228*.

Габернкорн В. Ф. Применение нефелиновых пород в текстильной промышленности. Хибин. апатиты, 1932, **4**, *198—205*.

Гундобин В. П. Применение растворов нефелина в качестве протравы. Хибин. апатиты, 1932, **4**, *205—210*.

Рудаков Г. А. и Высоцкая Н. С. Пропитка древесины нефелиновыми растворами. Хибин. апатиты, 1932, **4**, *258—266*.

Теппор Ф. А. Применение нефелина для очистки вод по способу коагуляции. Хибин. апатиты, 1932, **4**, *246—250.*

Силикагель и сернокислые соли алюминия из нефелина

Богословский М. Г. и Савицкая П. А. К вопросу о получении силикагеля из нефелина. Мин. сырье, 1932, № 11—12, *58 — 60.*

Будянская М. Использование отходов нефелина. Мин. сырье. 1932, № 5 —6, *61 — 67.*

Волков П. А. и Ященко М. Л. Технология получения квасцов и силикагеля из нефелина. Хибин. апатиты, 1932, **4**, *220 — 224.*

Гельд П. А. и Григоров О. Н. Пермутоидные свойства силикагеля. Хибин. апатиты, 1932, **4**, *238 — 245.*

Каган Б. И. К проблеме производства силикагеля, пермутита и квасцов из нефелина. Хибин. апатиты, 1932, **4**, *228 — 238.*

Самарина К. И. Получение силикагеля из нефелина. Хибин. апатиты, 1931, **3**, *267 — 270.*

Санович С. Г. Возможность и необходимость организации производства силикагеля в Союзе. Журн. хим. пром., 1933, № 6, *77 — 81.*

Окись алюминия, щелочи и цемент из нефелина

Брусиловский И. К. Техно-экономические предпосылки получения окиси алюминия из нефелина. Хибин. апатиты, 1932, **4**, *118 — 126.*

Влодавец Н. И. Получение окиси алюминия, соды и поташа из нефелина. Хибин. апатиты, 1932, **4**, *47—97.*

Влодавец Н. И. Использование нефелина для производства глинозема. Химия и соц. хозяйство, 1932, № 8, *92 — 95.*

Кинд В. А. и Воронин Н. И. Нефелиновый цемент. Строит. материалы, 1932, № 12, *14 — 16.*

Строков Ф. Н. Получение окиси алюминия и щелочей из нефелина щелочным методом. Тр. Гос. инст. прикл. химии, 1936, 29, *1 — 272.*

Юделевич Д. С. Технический проект завода окиси алюминия в Кандалакше. Хибин. апатиты, 1932, **4**, *98 — 118.*

Леногипрохим. Технический проект завода окиси алюминия из нефелина Заполярного химкомбината, 1932.

Институт экономики, Лен. отд. Комм. академии. Техно-экономическое исследование по вопросу эффективности перевода алюминиевых заводов на нефелин, 1936.

Литература общего характера

Ферсман А. Е. Апатито-нефелиновая проблема Хибинских тундр. Матер. по химиз. нар. хоз. СССР, 1929, **5**, *1 — 95.*

Ферсман А. Е. Новый промышленный центр СССР за Полярным кругом. Изд. Акад. Наук СССР, 1931, *1 — 56.*

Ферсман А. Е. и Влодавец Н. И. Нефелин, его месторождения, запасы, применение и экономика. Хибин. апатиты, 1931, **3**, *23 — 44.*

Ферсман А. Е. и Щербаков Д. И. Пути использования нефелина. Хибин. апатиты, 1932, 4, *28—35.*

Много статей, связанных с промышленным использованием нефелина, частично цитированных, помещено в сборниках Хибинские апатиты, тт. 1, 2, 3 и 4, изд. 1930—1932.

СФЕН (ТИТАНИТ)

К промышленным месторождениям сфена Хибинских тундр относятся: 1) Юкспорское, 2) долины р. Лопарской и 3) Кукисвумчоррское. Запасы сфена в этих месторождениях: по категории A_2 — на Юкспоре 5 млн. т и на Кукисвумчорре 1 млн. т; по категории С — во всех трех месторождениях 12 млн. т. Общие запасы сфеновой породы, таким образом, определяются в 18 млн. т.

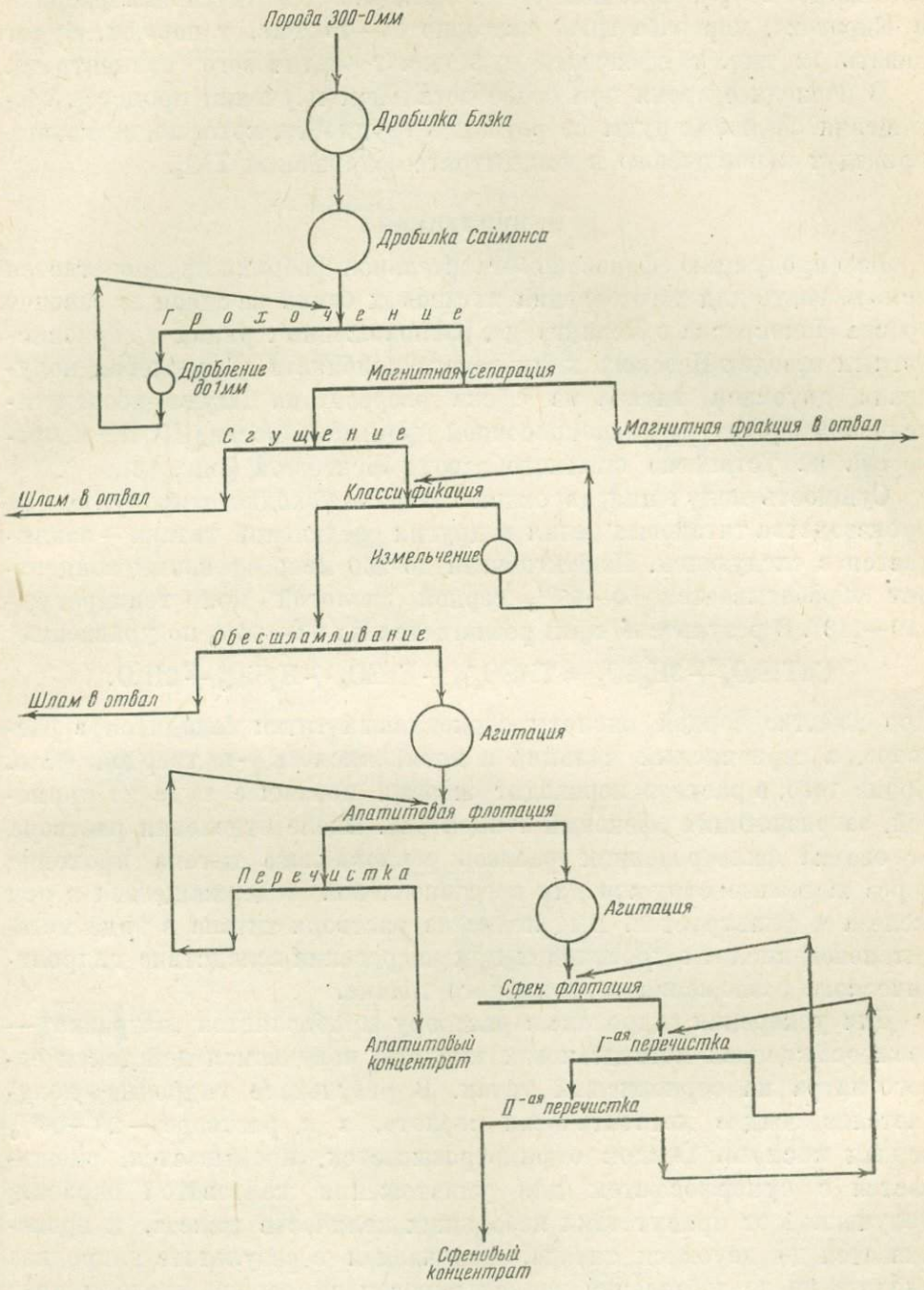
I. ОБОГАЩЕНИЕ

Центральной испытательной станцией в Кировске разработана схема обогащения для строящейся сфеновой обогатительной фабрики. Производительность фабрики рассчитана примерно на 65—70 тыс. т руды; таким образом, запасов сфеновой породы по категории A_2 хватит на 100 лет, а при увеличении добычи втрое (порядка 200 тыс. т) — на 25—30 лет.

Минералогический анализ сфеновой породы показывает наличие в ней следующих минералов (приводятся в порядке уменьшающихся количеств): сфена, апатита, нефелина, эгирина, титаномагнетита, ильменита и др. В виду того что сфеновая порода содержит около 25% апатита, схема обогащения предусматривает получение двух основных продуктов — сфенового и апатитового концентратов.

Как видно из минералогического состава, сфеновая порода состоит из немагнитных (сфен, апатит, нефелин), слабомагнитных и магнитных минералов, что позволяет при помощи электромагнита отделять главные составляющие породу минералы от второстепенных.

Как видно из прилагаемой схемы (фиг. 15), руда после крупного и среднего дробления измельчается до 1—0 мм и поступает на мокрое магнитное обогащение. Магнитная фракция (титаномагнетит, ильменит и эгирин) идет в отвал. Немагнитная фракция, полученная после обработки руды на магнитном сепараторе, подвергается сгущению. Сгущенный продукт классифицируется в замкнутом цикле с шаровой мельницей, доизмельчающей руду до степени необходимой для флотации (65 меш). Далее немагнитная фракция после обесшламливания и агитации подвергается апатитовой флотации. Апатитовая фракция после перечистки представляет собою стандартный апатитовый концентрат, содержащий свыше 39% P_2O_5. Сфеновая фракция, полученная в результате апатитовой флотации, поступает на вторичную (сфеновую) флотацию, в результате которой после двух перечисток получается сфеновый концентрат. По первоначальному проекту фабрики содержание TiO_2 в концентрате должно было составить 32—34%, Fe_2O_3 не более 3% и P_2O_5 менее 1%. Выход сфенового концентрата



Фиг. 15. Схема обогащения сфена.

составляет 20% от исходной руды. Сфеновая обогатительная фабрика в Кировске, перерабатывая ежегодно 65—70 тыс. т породы, будет давать 12 тыс. т сфенового и 8 тыс. т апатитового концентрата.

В последнее время при более детальном изучении процесса обогащения сфеновой руды встретились трудности, которые, возможно, приведут к понижению в концентрате содержания TiO_2.

II. ПРИМЕНЕНИЕ

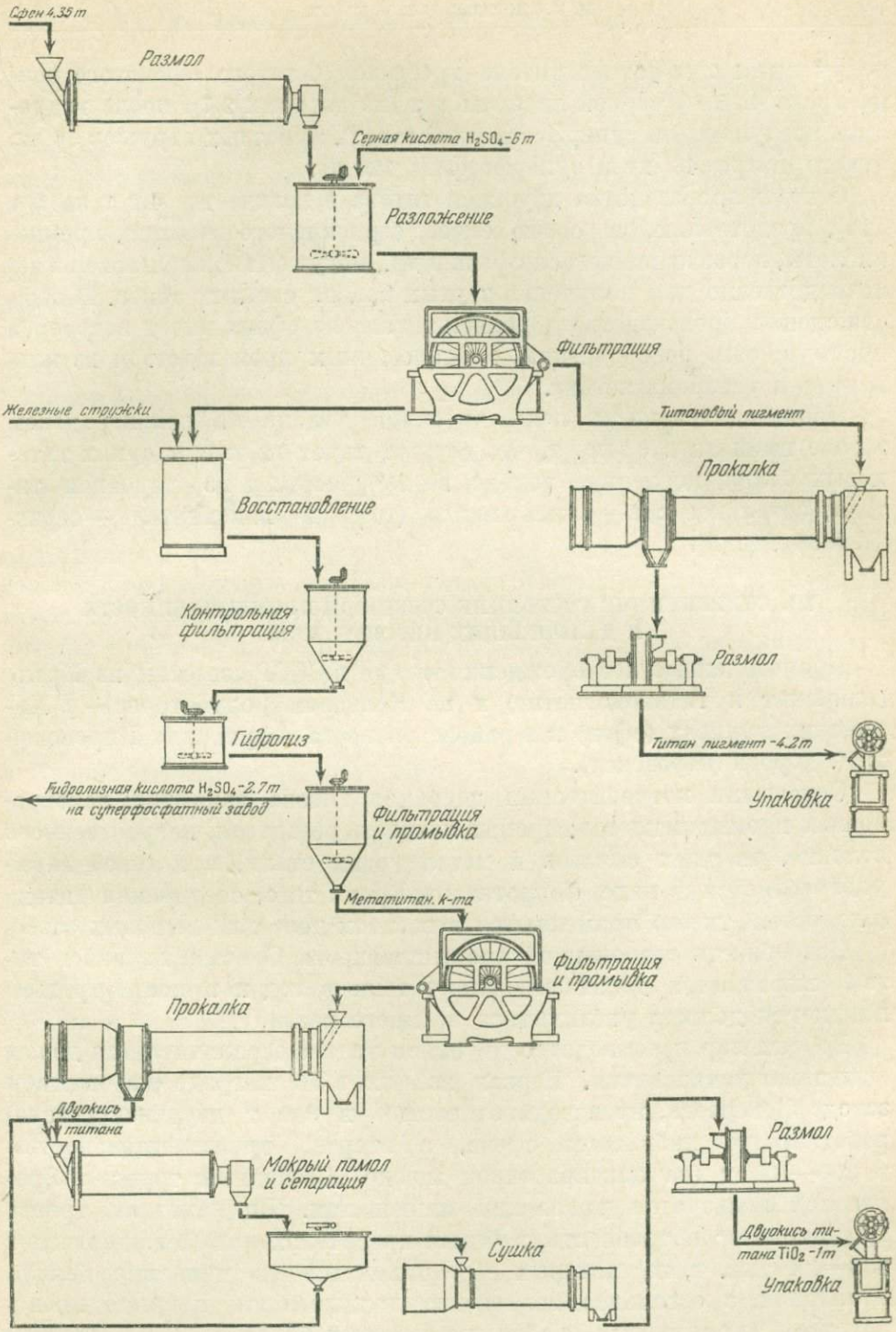
Всю продукцию сфеновой обогатительной фабрики предполагается использовать для изготовления титановых белил на одном из заводов треста Лакокраска в Ленинграде, расположенных рядом с сернокислотным заводом Невского химического комбината. Технология получения двуокиси титана из сфена разработана Научно-исследовательским институтом лакокрасочной промышленности (НИЛК) и проверена на установке опытного завода Ленсовета (фиг. 16).

Сущность получения двуокиси титана — исходного продукта для производства титановых белил и других соединений титана — заключается в следующем. Измельченный до 250 меш сфеновый концентрат обрабатывается 50—55% серной кислотой при температуре 110—113°. В результате сфен разлагается на 92—94% по уравнению:

$$CaTiSiO_5 + 3H_2SO_4 = Ti(SO_4)_2 + CaSO_4 + H_2SiO_3 + 2H_2O.$$

При избытке серной кислоты сернокислый титан находится в растворе, а сернокислый кальций и кремнекислота — в твердой фазе. Кроме того, в раствор переходит железо, попавшее туда из примесей, загрязняющих сфеновый концентрат. После отделения раствора от осадка фильтрованием раствор сернокислого титана проходит через железные стружки для восстановления содержащегося в нем железа и фильтруется. Выделение из раствора титана в виде метатитановой кислоты происходит при нагревании вследствие гидролитического разложения сернокислого титана.

Для ускорения гидролиза к раствору прибавляется „затравка" — свежеосажденная метатитановая кислота, получаемая действием едкого натра на сернокислый титан. В результате гидролиза получается в осадке метатитановая кислота, а в растворе — 28—30% серная кислота. Осадок отфильтровывается, промывается, смешивается с суперфосфатом для уничтожения желтоватой окраски, полученной от присутствия небольших количеств железа, и прокаливается до двуокиси титана. Получаемая в результате гидролиза кислота после добавления концентрированной серной кислоты идет снова на разложение сфена или поступает по трубам на суперфосфатный завод Невского химического комбината. Ориентировочно для



Фиг. 16. Схема производства двуокиси титана из сфена.

получения 1 т двуокиси титана требуется богатого сфенового концентрата 4.35 т, серной кислоты 6 т (из которых 2.7 т после гидролиза поступают на суперфосфатный завод), железных стружек 16 кг, едкого натра 48 кг и суперфосфата 120 кг.

Отходы производства двуокиси титана в количестве 4.2 т на 1 т TiO_2, представляющие собою смесь сернокислого кальция, кремнекислоты, неразложившегося сфена и др., могут быть использованы непосредственно для получения тертых красок светлых тонов. В этом отношении производство двуокиси титана из сфена имеет некоторое преимущество по сравнению с аналогичным производством из ильменита и титаномагнетита.

Производительность цеха двуокиси титана на ленинградском заводе принята в 3 тыс. т, что соответствует 12 тыс. т сухих титановых белил [последние только на 25% состоят из двуокиси титана, остальное же — окись цинка (10%) и наполнитель — сернокислый барий].

III. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СФЕНОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ И ДАЛЬНЕЙШИЕ ПЕРСПЕКТИВЫ

Промышленные месторождения титана в СССР известны на Урале (ильменит и титаномагнетит) и на Кольском полуострове — в Хибинских тундрах (сфен) и в районе разъезда Африканда Кировской жел. дороги (перовскит).

Основными потребителями двуокиси титана являются: лакокрасочная промышленность, промышленность резиновая, искусственного волокна, твердых сплавов и металлургия стали, в которой титан употребляется в виде ферротитана. Кроме того, соединения титана (хлористый титан) применяются в военном деле для дымовых завес.

Потребность современной промышленности Союза в двуокиси титана выражается десятками тысяч тонн в год и в конце третьей пятилетки должна увеличиться во много раз.

До сих пор производство двуокиси титана ограничивается двумя опытными установками. Первая из них в Ленинграде (на опытном заводе Ленсовета, производительностью в 300 т двуокиси титана) работает на хибинском сфене, а вторая, производительностью в 300—400 т (на лакокрасочном заводе „Свободный труд" в Ярославле), пользуется уральским ильменитом. По наметкам треста „Лакокраска" потребность в белых красителях в 1942 г. достигнет 300—400 тыс. т, из которых $^2/_3$ приходится на цинковые белила и литопон, а остальное количество должно быть покрыто производством алюминиевых красок и титановых белил. В 1938 г. должен быть пущен завод двуокиси титана в Челябинске, производитель-

ность которого в конце третьей пятилетки будет доведена до 12 тыс. т в год. Кроме того, в первые годы третьей пятилетки должен быть пущен титановый завод в Ленинграде, который будет ежегодно вырабатывать из сфена 3 тыс. т двуокиси титана. Суммарная продукция (15 тыс. т) этих заводов будет переработана на титановые белила, которые не покроют всей потребности в них, и поэтому необходимо своевременно поставить вопрос об увеличении производства.

Технология получения двуокиси титана из сфена построена без учета найденных в последнее время в сфене ниобия и тантала. Задачей ближайшего будущего должно быть выяснение возможности попутного извлечения этих ценных металлов.

Необходимо упомянуть еще о новом виде использования сфена, а именно для получения комбинированного пигмента „силитана", который аналогично титановым белилам может получить широкое распространение в лакокрасочной промышленности. Силитан представляет собою смесь двуокиси титана и кремнекислоты и обладает такой же высокой кроющей способностью, как чистая двуокись титана. Способность силитана легко окрашиваться органическими красителями без осадителя может быть использована для изготовления художественных красок.

Сущность метода получения силитана, недавно разработанного в Научно-исследовательском институте лакокрасочной промышленности, заключается в следующем.

Сфеновый концентрат обрабатывается соляной кислотой, которая берется в несколько меньшем количестве, чем это требуется по расчету для полного разложения сфена. Выпадающая вследствие гидролиза метатитановая кислота обволакивает частицы кремнекислоты, которые отделяются от неразложившегося сфена путем отмучивания. После прокаливания отмученного осадка получается смесь двуокиси титана с готовым наполнителем в виде высокодисперсной кремнекислоты. Размеры частиц силитана определяются в 0.2—0.3 микрона. Химический состав его характеризуется следующими числами: 45 — 50% TiO_2, 38 — 40% SiO_2, остальное — примеси Fe_2O_3, P_2O_5 и др.

Для получения 1 т силитана требуется около 2 т сфена и 3 т 30% соляной кислоты.

В связи с наблюдавшимся в последнее время ухудшением качества сфенового концентрата перед научно-исследовательскими и практическими горнообогатительными работниками стоит задача добиться в кратчайший срок получения высокосортного концентрата с содержанием 32—35% TiO_2.

ЛИТЕРАТУРА ПО СФЕНУ

Брусиловский А. М. Получение двуокиси титана из титаномагнетитовых и сфеновых пород. Хибинские редкие элементы и пирротины. ГХТИ, 1933, **5**, *131—139*.

Смирнов Г. Ф. Обогащение сфена (титанита). Хибин. апатиты, 1933, **6**, *60—163*.

Степаньянц Г. А. Обогащение сфено-апатитовой породы Хибинского месторождения. Хибин. редкие элементы и пирротины. ГХТИ, 1933, **5**, *118—131*.

Антонов Л. Б. Сфеновые месторождения Хибинской тундры, 1935 (рукопись, фонд треста „Кольстрой").

Проектное задание по цеху двуокиси титана из сфена на заводе „Республика", 1936 (рукопись).

ЛОВЧОРРИТ

Ловчоррит в Хибинских тундрах представлен двумя месторождениями промышленного типа: Юкспорским и Тахтарвумчоррским. Первое из этих месторождений является самым крупным по запасам и наиболее доступным для эксплоатации. На этом месторождении, в связи с потребностью нашей промышленности в редких землях, был заложен опытно-эксплоатационный рудник.

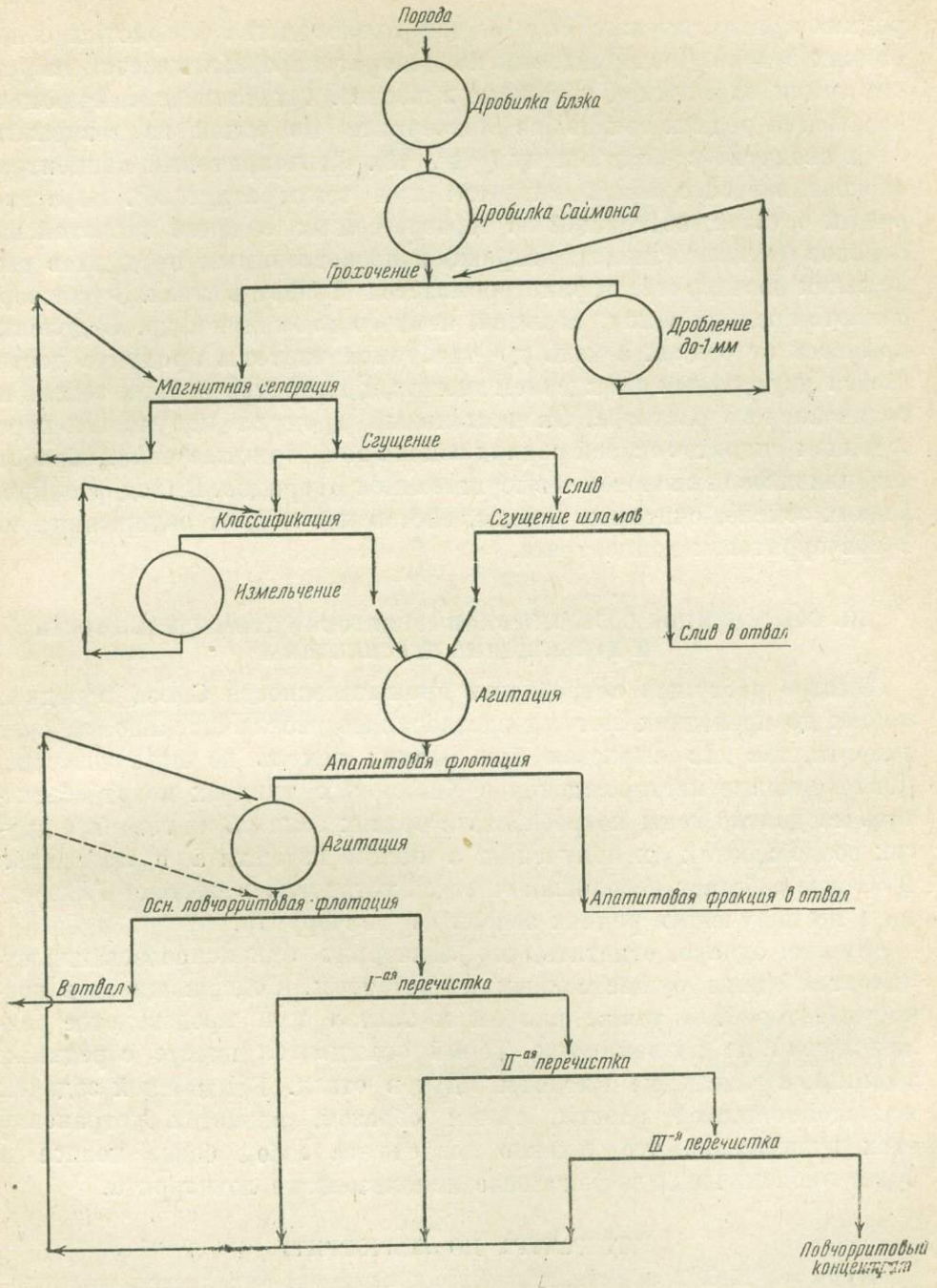
Запасы окислов редких земель и тория в Юкспорском ловчорритовом месторождении определяются очень крупными цифрами; в Тахтарвумчоррском запасы редких земель также значительны.

I. ОБОГАЩЕНИЕ

Полевой шпат, эгирин, апатит и ловчоррит представляют собой основные минералы, образующие ловчорритсодержащую породу. Среднее содержание редких земель в породе около 1%, что вызывает необходимость ее обогащения. Из перечисленных минералов только эгирин обладает слабомагнитными свойствами, остальные минералы немагнитны. Слабая магнитность эгирина и близость удельных весов остальных минералов затрудняют обогащение. Построенная опытная ловчорритовая обогатительная фабрика до сих пор практически работала без магнитной сепарации, поэтому ее показатели не могут считаться характерными. С расширением фабрики до нормального промышленного предприятия обогащение предполагается вести по следующей схеме (см. фиг. 17). Руда после дробления и измельчения до 1 мм подвергается мокрой магнитной сепарации. Магнитная фракция идет в отвал. Немагнитная фракция подвергается сгущению, классификации и апатитовой флотации. Апатитовая фракция идет в отвал, а ловчорритовая флотируется вновь, в результате получаются обогащенный ловчорритом продукт и хвосты. После трех перечисток ловчорритового продукта получается концентрат, содержащий 5—5.5% редких земель.

II. ПРИМЕНЕНИЕ

Благодаря легкой разлагаемости соляной кислотой, ловчорритовый концентрат при сравнительно небольшом содержании в нем



Фиг. 17. Схема обогащения ловчоррита.

редких земель, служит сырьем для производства фтористых солей редких земель. Ловчорритовый концентрат перерабатывается на редкие земли на опытной установке в Москве. Технологический процесс выделения редких земель из ловчоррита по одной из возможных схем сводится к следующему (фиг. 18). Ловчорритовый концентрат обрабатывается соляной кислотой при температуре 30°. Нерастворимый остаток, состоящий из неразлагаемых соляной кислотой минералов (полевого шпата, эгирина) и нерастворимых продуктов разложения ловчоррита, отфильтровывается и идет в отвал. В растворе остаются редкие земли, кальций, немного алюминия и др. Отделение примесей от редких земель до требуемой чистоты продукта достигается двукратным осаждением аммиаком гидратов редких земель из солянокислого раствора. Окончательный продукт получается переведением гидратов окисей редких земель во фтористые соли, обработкой плавиковой кислотой и высушиванием фторидов. Выход фторидов редких земель, считая на окислы, составляет 75% от содержания их в ловчорритовом концентрате.

III. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЛОВЧОРРИТОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ И ДАЛЬНЕЙШИЕ ПЕРСПЕКТИВЫ

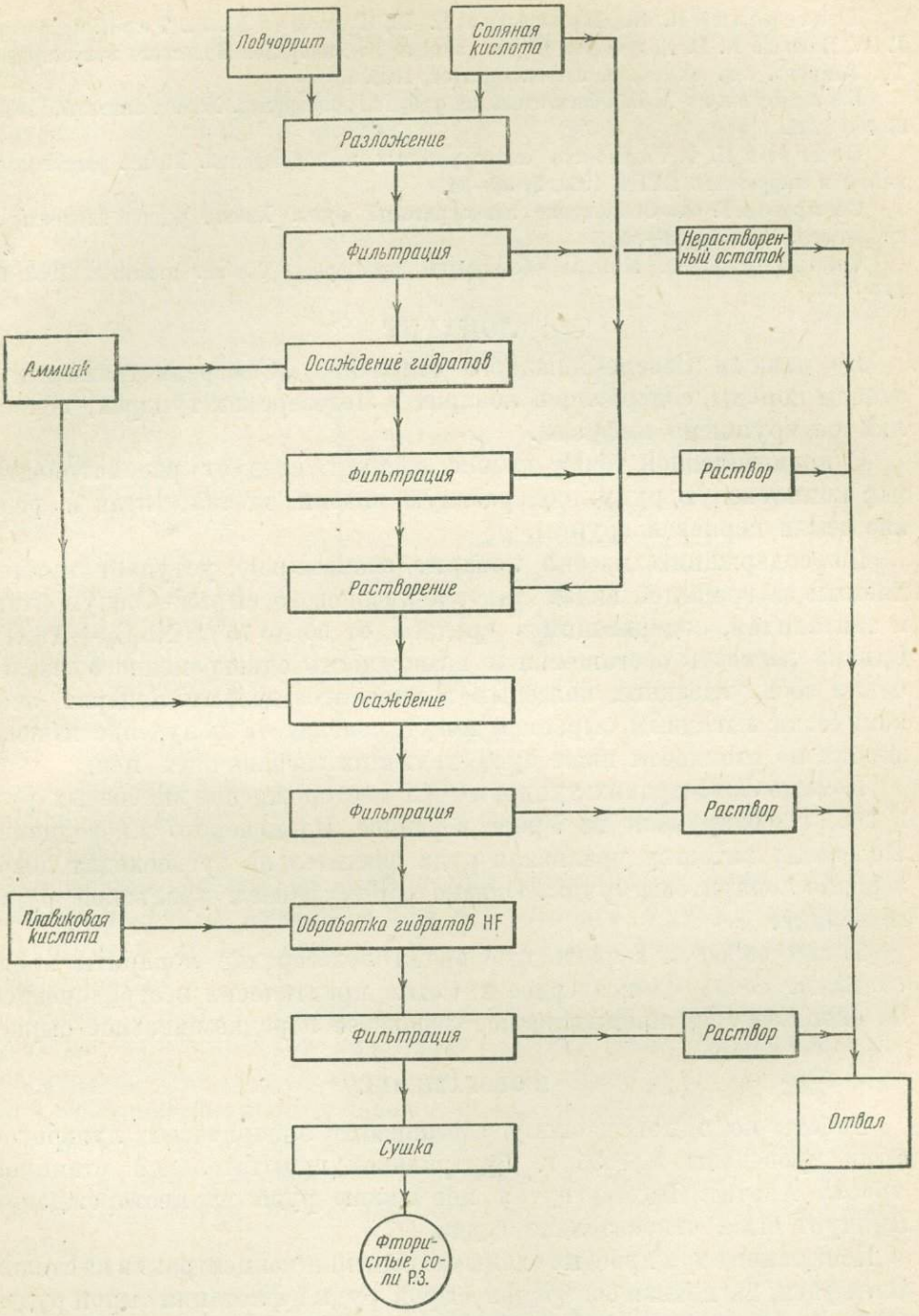
Быстро растущая потребность промышленности Союза в редких землях до последних лет удовлетворялась исключительно за счет импорта, так как сырьевая база редких земель не была известна. Ловчорритовые месторождения в Хибинских тундрах могут обеспечить на долгие годы потребность в редких землях, не говоря о других возможностях их получения, а именно из апатита и лопарита. В Москве работает небольшая опытная установка в системе Главредмета по получению редких земель из ловчоррита.

Нужно, однако, отметить, что ловчоррит при использовании отличается одним существенным недостатком. Содержащиеся в ловчоррите торий, а также ниобий и тантал при производстве редких земель не извлекаются. Торий осаждается вместе с редкими землями, а земельные кислоты идут в отвал. Ближайшей задачей исследовательской работы, таким образом, является устранение этих недостатков, что должно повлечь за собой более полное и более экономически эффективное использование ловчоррита.

ЛИТЕРАТУРА ПО ЛОВЧОРРИТУ

Бурксер Е. С. Технология, применение и экономика редких земель из ловчоррита. Хибин. редкие элементы и пирротины. ГХТИ, 1933, 5, *100—107*.

Заозерский И. Н. и Процеров П. И. Кислотная переработка ловчоррита на редкие земли и торий. Редкие металлы 1934, № 3, *33—40*.



Фиг. 18. Получение редких земель из ловчоррита.

Заозерский И. Н., Процеров П. И., Груздев Ю. Н., Тер-Шмаонов Г. А., Попов А. В. Получение редких земель из минералов Кольского полуострова. Тр. Тимиряз. с.-х. академии, химич. выпуск, 1936.

Кажевников А. В. Обогатительная фабрика ловчоррита. Хибин. апатиты, 1933, **6**, *130—132.*

Семеров П. Ф. Разработка ловчорритовых месторождений. Хибин. редкие элементы и пирротины. ГХТИ, 1933, **5**, *80—84.*

Смирнов Г. Ф. Обогащение ловчорритовой руды. Хибин. редкие элементы и пирротины, 1933, **5**, *84—95.*

Смирнов Г. Ф. Методы обогащения ловчоррита. Хибин. апатиты, 1933, **6**, *118—130.*

ЛОПАРИТ

По данным Северо-Западного отделения „Союзредметразведки", запасы породы, содержащей лопарит в Ловозерских тундрах, исчисляются крупными цифрами.

С промышленной точки зрения лопарит следует рассматривать как комплексную руду, содержащую ниобий, тантал, титан и редкие земли цериевой группы.

По содержанию ниобия лопарит значительно уступает применяемым за границей видам тантало-ниобиевого сырья — колумбитам и танталитам, содержащим в среднем от 50 до 75% $Nb_2O_5 + Ta_2O_5$. Однако легкость обогащения и возможность одновременного извлечения всех указанных полезных компонентов делают лопарит экономически выгодным сырьем и могут обеспечить получение из него ниобия по стоимости ниже существующих заграничных цен.

Помимо Ловозерских тундр, в СССР месторождение ниобиевых руд в 1935 г. обнаружено на Урале в районе Ильменского заповедника. По своему качеству уральская руда значительно превосходит ловозерские лопаритовые руды. Однако общие запасы уральской руды не велики.

Таким образом, в настоящее время ловозерские лопариты представляют собой единственное в Союзе практически неограниченное по своим запасам промышленное ниобиевое и редкоземельное сырье.

I. ОБОГАЩЕНИЕ

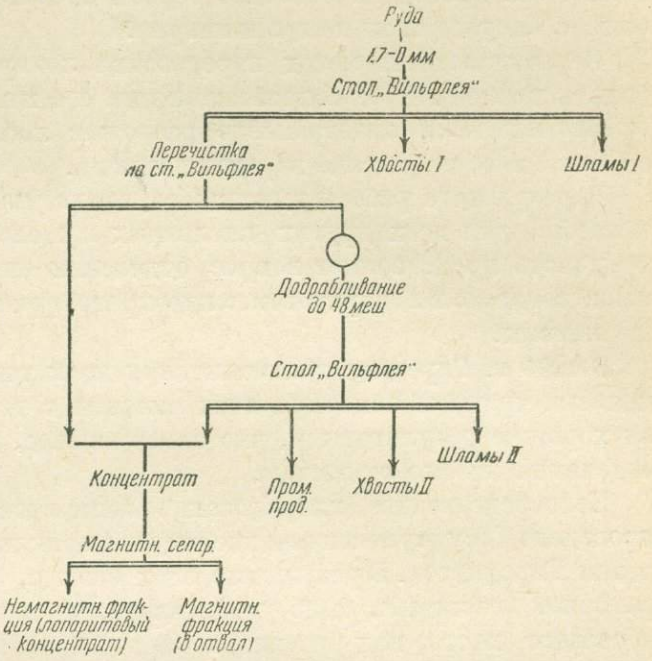
Работы по механическому обогащению лопаритовых луявритов были проведены в 1935 г. Центральной испытательной станцией треста Апатит. Подвергнутая испытанию руда из месторождения Нинчурт была относительно бедна.

Испытанные три простые схемы обогащения (концентрация на столах Вильфлея, магнитная сепарация сырой руды и флотация сырой руды) дали в общем концентрат с низким содержанием ниобия + тантала.

Комбинированные схемы обогащения были предприняты с целью

получения продукта с повышенным содержанием полезных компонентов.

Наиболее благоприятные результаты достигнуты по методу концентрации на столах с последующей магнитной сепарацией (см. схему на фиг. 19). Метод концентрации на столах с последующей магнитной сепарацией положен в основу всех расчетов по обогащению лопаритовой руды.



Фиг. 19. Схема обогащения лопарита.

Помимо Кировской центральной испытательной станции, обогащением лопарита занимался Механобр, применивший мокрый способ и магнитную сепарацию. Для этих работ Механобр пользовался, однако, крайне бедной рудой. Доказав возможность обогащения даже бедной лопаритовой руды, эти работы подтвердили выводы о том, что из более богатых разностей лопаритовой руды могут быть получены высококачественные концентраты.[1]

В 1936 — 1937 гг. Центральной испытательной станцией треста „Апатит" в расширенных масштабах продолжались исследования по обогащению бедных и богатых проб лопаритовой руды. Во всех случаях станцией достигнуты положительные результаты.

Работами Кировской испытательной станции и Механобра доказана полная возможность получения лопаритовых концентратов и установлено, что лопаритовая руда легко поддается обогащению.

[1] В 1936 г. обогащение лопаритовой породы по комбинированной схеме было проведено в Гиредмете. Были получены концентраты с содержанием 50 — 70% и выше лопарита (указание И. Башилова).

II. ТЕХНОЛОГИЯ

Первоначально химико-технологические исследования по лопариту велись кислотными методами, и, в частности, Государственным институтом редких металлов (Гиредмет) в лабораторных условиях была проведена работа с серной кислотой и сплавление лопарита с бисульфатом калия и натрия.

Сернокислотный метод переработки лопарита имел целью освободить последний от сопровождающих его нефелина, эгирина и полевого шпата и, одновременно разложив лопарит, выделить смесь окислов ниобия, титана и редких земель.

В результате работы выяснилось, что как для сернокислотного, так и вообще для всех других кислотных и щелочных методов особую трудность представляет вопрос отделения ниобия и тантала от титана, которого в лопаритовом концентрате, примерно, в 3.5 раза больше первых.

В 1935 г. Гиредмет вел испытания по методу хлорирования с химически чистыми окислами и их смесями с титаном. Испытания дали хорошие результаты и, что самое важное, доказали возможность отделения ниобия от титана.

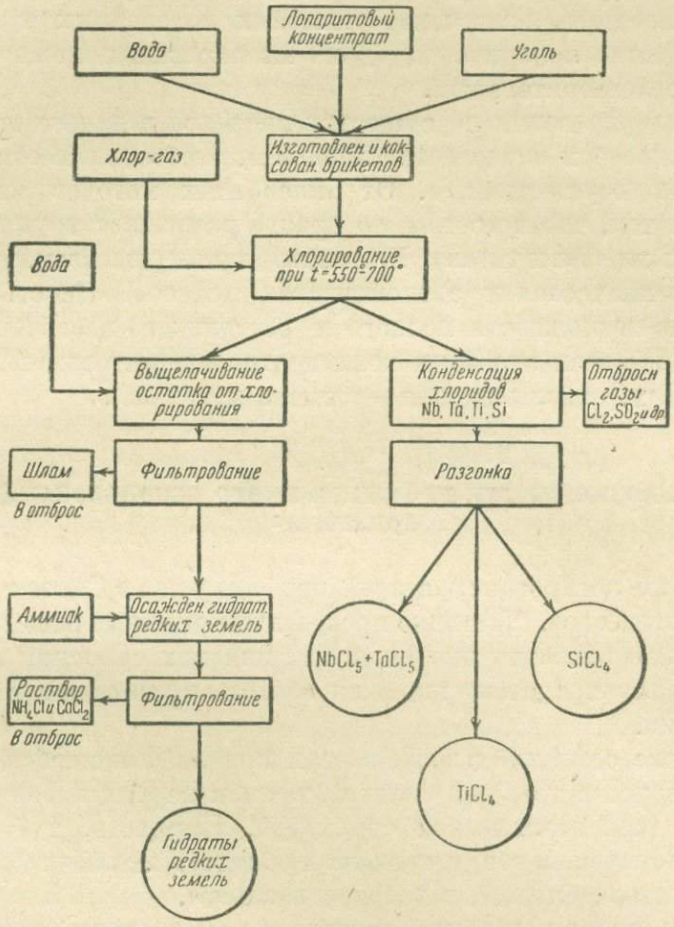
Непосредственное хлорирование лопаритового концентрата было проведено Государственным институтом прикладной химии и впоследствии Гиредметом. В результате этих опытов, проводившихся в лабораторном масштабе, было установлено, что при пропускании газообразного хлора над смесью лопаритового концентрата и угля при температуре 600—700° образуются четыреххлористый титан, хлориды ниобия и тантала, хлориды редких земель и др., которые, имея разные температуры возгона, разделяются (см. схему на фиг. 20).

Для придания большей реакционной способности, из смеси, состоящей из лопаритового концентрата и угля с H_2SO_4, приготовляются брикеты, которые затем загружаются в печь для коксования. После коксования брикеты представляют собой довольно пористую массу, легко доступную для проникновения в нее газа. Процесс хлорирования может быть проведен в печи шахтного типа с помощью газообразного хлора. В результате хлорирования брикетов хлориды ниобия, тантала, титана и кремния отгоняются и в остатке наблюдаются лишь хлориды кальция, редких земель, натрия и непрореагировавший концентрат.

Для раздельного получения чистых хлоридов последние подвергаются фракционной разгонке, основанной на их различной температуре кипения.

Масса после хлорирования выщелачивается водой, при этом в рас-

твор переходят хлориды редких земель и кальция. Редкие земли из раствора выделяются аммиаком в виде гидратов, которые отфильтровываются и промываются; для получения фторидов гидраты редких земель обрабатываются фтористоводородной кислотой.



Фиг. 20. Схема переработки лопаритового концентрата хлорным методом.

После выщелачивания остаток концентрата возвращается в цикл хлорирования, если степень разложения остатка не была достаточна.

Хлориды ниобия и тантала в воде гидролизуются с образованием пятиокисей и соляной кислоты. Четыреххлористый титан гидролизуется, давая $Ti(OH)_4$.

Серьезный интерес представляет вариант предварительной обработки лопаритового концентрата серной кислотой, так как хлорирование продукта после сернокислотной переработки проходит исключительно эффективно.

На основании работ Государственного института прикладной химии и Гиредмета извлечение полезных ископаемых компонентов при переработке лопарита методом хлорирования можно принять вполне удовлетворительным.

Метод хлорирования по существу является в данное время единственным способом переработки лопарита, наиболее освоенным и наиболее легко осуществимым. От кислотных методов он выгодно отличается тем, что чрезвычайно просто разрешает трудный вопрос разделения ниобия и титана. Его явным преимуществом, кроме того, является техническая и экономическая целесообразность, которая вытекает из возможности полного и раздельного извлечения почти в чистом виде всех полезных компонентов лопаритового концентрата (редкие земли, окислы ниобия — тантала и титана).

III. ВОЗМОЖНОСТИ ПРОМЫШЛЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЛОПАРИТА[1]

Работы по легированию сталей ниобием у нас в Союзе только сейчас развертываются. Частично проведенные опытные работы подтвердили высокие качества ниобия, и нет никаких сомнений в том, что этому металлу предстоит широкая область применения в советской металлургии.

Нет также сомнений в возможности применения ниобия и тантала для производства твердых сплавов, так как карбид ниобия по своим свойствам (кристаллическая структура, твердость, тугоплавкость и др.) аналогичен карбиду тантала и обладает исключительно высокой твердостью, близкой к твердости алмаза.

Твердые сплавы карбида тантала („рамет" и др.) применяются в Америке и других странах как самые эффективные для металлорежущих инструментов.

Известно большое значение в электровакуумной промышленности и в радиотехнике тантала, ниобия и циркония. Можно считать, что вся современная техника электронных ламп немыслима без высоко-

[1] В виду незначительного содержания тантала в лопарите, мы на нем не останавливаемся. Что же касается других компонентов лопарита — титана и редких земель, то описание вопросов использования их приведено выше в соответствующих главах по сфену и ловчорриту.

развитой техники изготовления и применения чистых тугоплавких редких металлов, в число которых входят и эти металлы.

Особенное значение имеют, однако, антикоррозийные и кислотоупорные свойства тантала и ниобия. Сейчас тантал частично заменяет платину в производстве химической посуды и применяется для фильер при изготовлении искусственного шелка. Еще большие возможности применения найдут тантал и ниобий, когда будет разработан метод нанесения их в виде тонких покрытий на металлическую поверхность.

Учитывая все сказанное, можно полагать, что потребность в окислах ниобия и тантала в СССР выразится в количестве многих сотен тонн в год.

Вопросы промышленного освоения лопаритовых руд связаны с освоением другого ловозерского минерала — эвдиалита и, как видно из дальнейшего, мыслятся в виде комплексного ниобий-циркониевого производства.

Не останавливаясь поэтому особо на описании перспектив промышленного использования лопарита, мы, для удобства изложения, данные по этому вопросу приводим в конце следующей главы, в связи с трактовкой всей проблемы редких металлов Ловозерских тундр.

ЛИТЕРАТУРА ПО ЛОПАРИТУ

Техно-экономическая записка по вопросу организации циркониевого и ниобий-танталового производства на базе ловозерских эвдиалитов и лопаритов, 1936 (рукопись, фонд Бюро НИС НКТП СССР).

Петров Н. С. Отчет Механобра о предварительных испытаниях качественной пробы лопаритовой руды Ловозерского месторождения, 1936 (рукопись, *1—36*).

Попов П. А. Современное состояние применения и производства тантала и ниобия в капиталистических странах, 1936 (рукопись, фонд треста „Кольстрой", *1—25*).

Стенографический отчет заседаний Третьего полярного совещания НИС НКТП СССР по вопросам изучения и освоения полезных ископаемых Кольского полуострова, 1935. Стеклографированное издание.

Хибинские апатиты, 1935, № 8, целиком посвящен проблеме ловозерских циркониевых и ниобий-танталовых руд.

ЭВДИАЛИТ

Ловозерские эвдиалиты в настоящее время являются единственным известным в СССР циркониевым сырьем промышленного значения. Запасы эвдиалитовой породы — эвдиалитовых луявритов — в Ловозерских тундрах очень велики.

Незначительные по мощности жилы с эвдиалитами встречаются в Ловозерских тундрах довольно часто. Самое крупное по запасам

месторождение находится в долине р. Чивруай, где установлено наличие пород с большим содержанием эвдиалита.

Жильные месторождения эвдиалита в целом характеризуются наибольшими размерами, разрозненностью и труднодоступностью, что крайне осложняет их эксплоатацию.

Наличие в Ловозерских тундрах колоссальных запасов эвдиалитовых луявритов и значительно более легкие условия их добычи, по сравнению с добычей жильных руд, ставит с особой серьезностью задачу изыскания рентабельных способов технологической переработки бедных руд. Есть основания считать, что такие методы будут найдены, и тогда сырьевая база циркониевого производства в Союзе будет обеспечена на долгие годы.

I. ОБОГАЩЕНИЕ

Первые опыты по обогащению эвдиалитовой породы были проведены трестом Апатит в 1933 г. В основу испытаний был положен метод флотации (см. фиг. 21), причем в качестве флотореагентов применялись олеиновая кислота и жидкое стекло.

Обогащение эвдиалита было поставлено также и в Институте механической обработки полезных ископаемых (Механобр). Испытанию подверглось 0.3 т руды Вавнбедского месторождения. Обогащение производилось мокрым способом по двум схемам и методом флотации.

Лучшие результаты дал метод флотации. Результаты оказались вполне идентичными с данными испытательной станции треста Апатит и подтверждают их правильность.

Механобр в своих выводах отмечает значительные преимущества метода флотации (простота процесса, увеличенный процент извлечения) и признает его единственным методом для обогащения указанных руд типа месторождений Вавнбед с высоким содержанием эгирина.

Работам по обогащению бедных эвдиалитовых луявритов было уделено очень мало внимания и по существу изучение этого вопроса еще даже и не начато. Вследствие этого до последнего времени при постановке экспериментальных работ по химической переработке эвдиалита за основу принимался эвдиалитовый концентрат с содержанием в 8—10% ZrO_2, полученный из жильных руд.

II. ТЕХНОЛОГИЯ

В отношении переработки эвдиалитового концентрата до сих пор испытывались только кислотные методы. По каждому из них в отдельности получены следующие результаты.

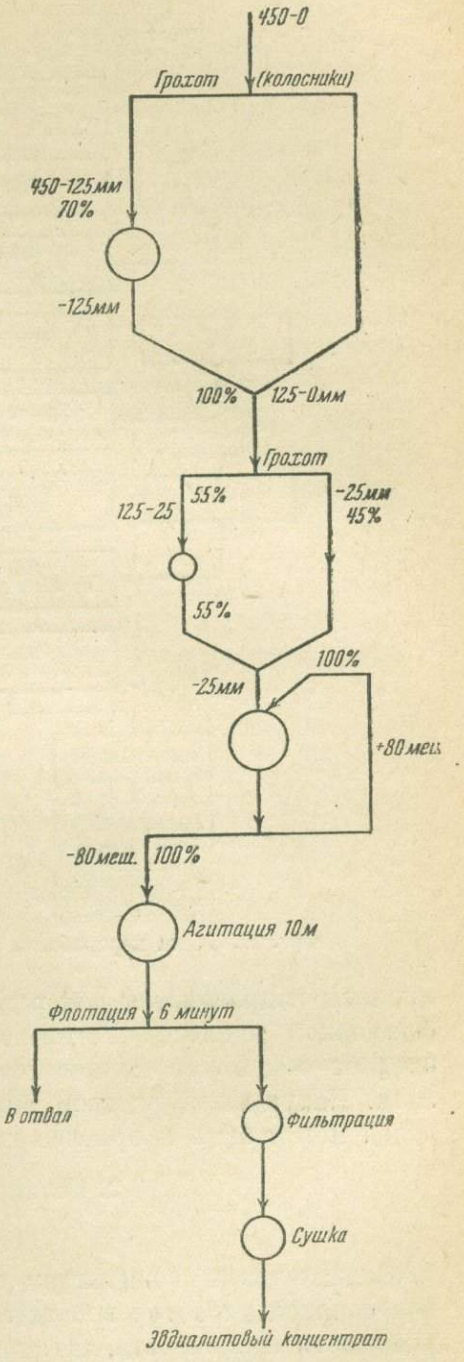
1. Фосфорнокислый способ

(фиг. 22)

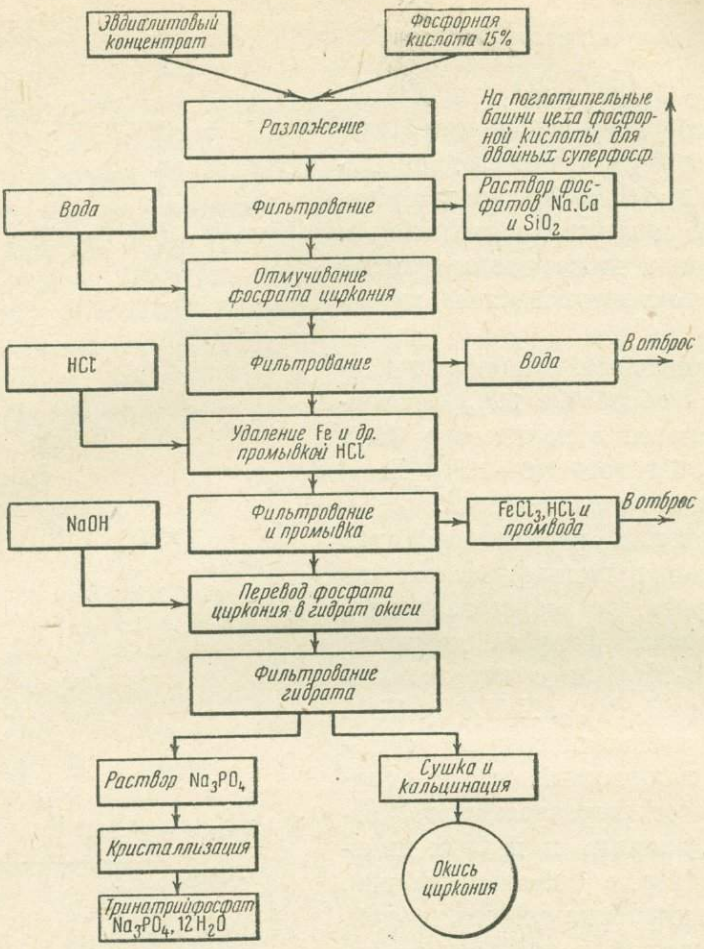
Способ изучен Государственным институтом прикладной химии пока только в лабораторном масштабе и притом не полностью. Приводимые ниже данные имеют поэтому ориентировочный характер.

Эвдиалитовый концентрат подвергается обработке 15% фосфорной кислотой в количестве 15 т на 1 т богатого (8—10% ZrO_2) эвдиалитового концентрата.

В течение часа происходит (практически нацело) разложение концентрата, с образованием в твердой фазе фосфата циркония $ZrO_2 \cdot P_2O_5 \cdot 2H_2O$ и с переходом в раствор $CaH_4(PO_4)_2$, NaH_2PO_4, SiO_2. Пульпа направляется на фильтрацию, полученный осадок отмучивается от неразложенного эвдиалита, эгирина и других минералов, которые остаются на дне, а фосфат циркония уносится водой, фильтруется и подвергается очистке от железа промыванием соляной кислотой. Фосфат циркония обрабатывается едким натром, причем в осадке получается гидроокись циркония, а в растворе — фосфат натрия. Гидроокись циркония прокаливается, а раствор фосфорнокислого натрия с незначительным количеством SiO_2 может быть использован для получения тринатрийфосфата ($Na_3PO_4 \cdot 12H_2O$). Полученный после разложения эвдиалита раствор фосфорнокислых солей с избытком фосфорной



Фиг. 21. Схема обогащения эвдиалитовой руды.



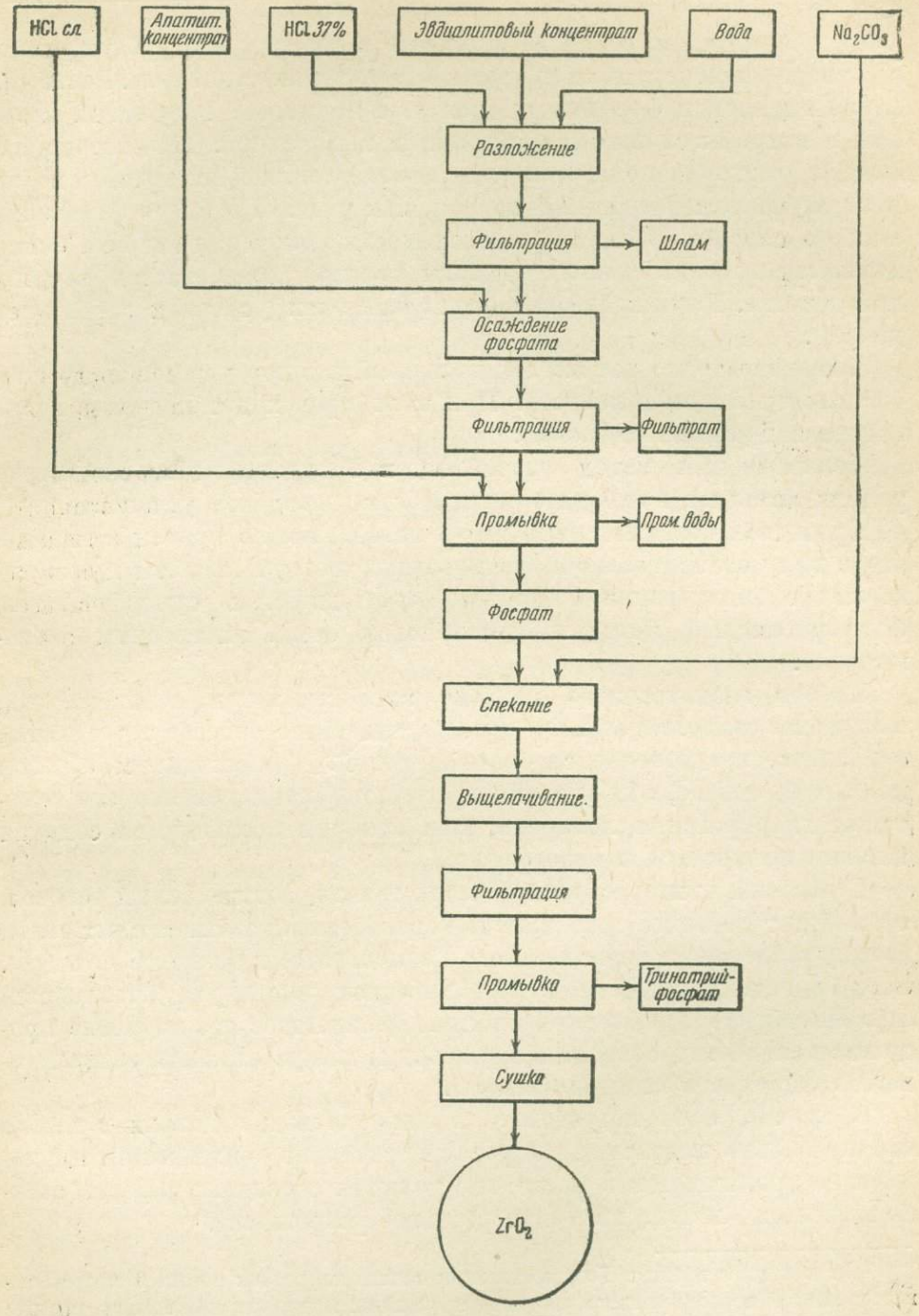
Фиг. 22. Схема переработки эвдиалита фосфорнокислым методом.

кислоты направляется для регенерации последней в цех получения фосфорной кислоты. Регенерация фосфорной кислоты достигает 60% от общего ее количества, затраченного на разложение эвдиалита. Полученный раствор фосфорной кислоты и фосфорнокислых солей может быть направлен на получение двойных суперфосфатов.

2. Солянокислый способ

(фиг. 23)

Эвдиалитовый концентрат обрабатывается на холоду разбавленной соляной кислотой в количестве около 3 весовых частей на 1 весовую часть концентрата, затем разбавляется водой в отношении 1:1. Нерастворимый осадок отфильтровывается и промывается. Фильтрат



Фиг. 23. Схема переработки эвдиалита солянокислым способом.

и промывные воды собираются вместе в сборник и обрабатываются при энергичном помешивании тонко измельченным апатитом. Растворы после выделения фосфата циркония, содержащие хлористый кальций и натрий в слабых концентрациях, выливаются. Образовавшийся фосфат циркония подвергается промывке соляной кислотой и водой и затем разложению едким натром, как указано в схеме фосфорнокислого способа. В случае необходимости получения гидрата окиси циркония высокой степени чистоты таковой подвергается вторичной очистке. Разложение эвдиалита при этих условиях составляет до 80%.

Возможно точно так же солянокислый раствор усреднить до слабокислой реакции и нагреть. При этом происходит гидролиз и выпадает гидроокись циркония.

Солянокислый метод разработан в Государственном институте редких металлов в лаборатории и на полузаводской установке.

Сравнивая оба описанные выше метода, можно притти к выводу, что в виду относительно незначительных потерь кислоты и возможности комбинирования с производством двойных суперфосфатов, фосфорнокислый метод представляется очень интересным экономически.

Требуя значительного расхода кислоты, метод солянокислый, в качестве самостоятельного производственного способа переработки эвдиалита, представляется более дорогим. Существенным образом меняются, однако, эти условия в случае комбинирования его с методом хлорирования лопарита, при котором необходимая соляная кислота получается в виде отхода.

Серьезный интерес может представить азотнокислый способ, если будет доказана возможность использования азотнокислых солей (после разложения эвдиалитового концентрата) в качестве селитры. Этот метод проработан в Керамическом институте (Ленинград) и в Институте прикладной химии. Дальнейшее его изучение продолжается. Метод состоит в применении для разложения эвдиалитового концентрата азотной кислоты.

В случае, если потребность в циркониевых изделиях в нашей стране сильно возрастет, вопрос относительно организации циркониевого производства в месте, где имеются свободные резервы азотной кислоты, может получить реальное разрешение.[1]

[1] За последнее время в Государственном институте редких металлов прорабатывается способ сернокислотного разложения эвдиалита при незначительном расходе моногидрата с последующим получением фосфата циркония через апатит, как и при солянокислом разложении. Стоимость вспомогательных реактивов при этом значительно снижается (указание И. Башилова).

III. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЦИРКОНИЕВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

До сих пор в СССР не было собственной циркониевой промышленности, и при организации ее на базе эвдиалита необходимо считаться с теми областями применения циркония, которые он находит в наиболее передовых в техническом отношении иностранных государствах. При этом нужно иметь в виду, что за границей целый ряд отраслей применения циркония, так же как и ниобия, остается до сих пор засекреченным. Насколько известно из литературы, цирконий и его соединения применяются главным образом в металлургии, эмалиевой и электротехнической промышленности и в производстве высокоогнеупоров.

В Союзе частично уже проведены опыты по применению циркония в металлургии, подтвердившие его высокие качества. Работы в этом направлении продолжаются.

Подобно ниобию, широкие перспективы предстоят цирконию в производстве твердых сплавов. Его применение возможно также и в электровакуумной промышленности.

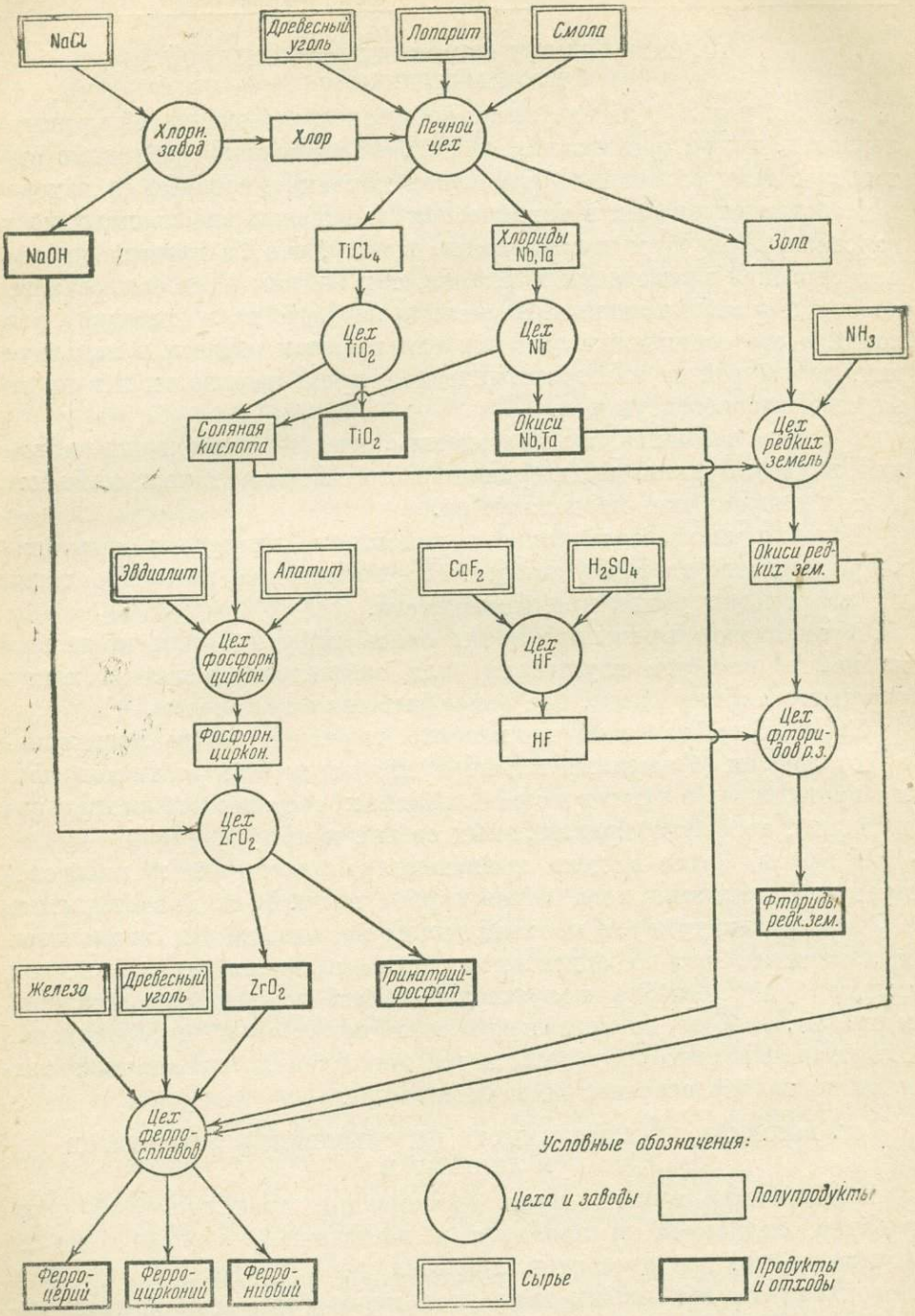
В эмалиевой промышленности окись циркония или препараты из нее в качестве глушителя (или забелителя) успешно конкурируют с окисью олова, все более вытесняя последнюю.

Кроме того, известно применение циркония и его соединений в фотографии (бездымный порошок для вспышек), рентгенографии и пиротехнике, в производстве запальных составов (огнестрельные патроны), авто-авиозажигательных свечей и пр.

У нас в Союзе в деле применения циркониевой и ниобиевой продукции сделаны пока лишь первые шаги. В связи с открытием в Ловозерских тундрах промышленных месторождений эвдиалитов, и лопаритов, можно считать, что уже в ближайшие годы, как только будет создана полузаводская база по выпуску циркония и ниобия, работы по применению этих металлов и их соединений будут значительно углублены и все достижения заграничной техники не только освоены, но и расширены.

IV. ВОПРОСЫ ПРОМЫШЛЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЭВДИАЛИТОВ И ЛОПАРИТОВ

В настоящий момент пути организации промышленной переработки эвдиалита и лопарита в достаточной степени еще не определились, и вопрос этот является пока предметом изучения. По одному из возможных вариантов переработка эвдиалита и лопарита намечена на Комбинате редких элементов, в основу которого положен метод хлорирования. При этом предусматривается использование всех полезных компонентов концентратов с по-



Фиг. 24. Производственная схема комбината редких элементов.

лучением в конечном итоге фторидов редких земель, окислов ниобия, тантала и титана. Отходную соляную кислоту намечено направить на переработку эвдиалита для получения окиси циркония. Условно предположено осуществить процесс переработки части окислов в ферросплавы. В общем виде схема производства комбината редких элементов показана на фиг. 24.

Осуществление циркониевого и ниобий-танталового производства на базе эвдиалита и лопарита, помимо строительства хлорного завода редких элементов со всеми цехами, потребует также организации в Ловозерских тундрах рудников и обогатительной фабрики и проведения шоссейной дороги от Ловозеро до Кировской ж. д. протяжением 100—120 км.

Следует особо подчеркнуть, что вся основная продукция комбината редких элементов и часть отходов (окислы, фториды и сплавы редких земель, окись циркония и ферроцирконий, пятиокись ниобия — тантала и феррониобий, четыреххлористый титан и четыреххлористый кремний) являются продуктами оборонного значения и, кроме того, смогут заменить ряд остродефицитных и импортируемых ныне продуктов.

Все без исключения отходы производства (двуокись титана, тринатрийфосфат, каустическая сода) также представляют собой ценные продукты, которые полностью будут использованы.

ЛИТЕРАТУРА ПО ЭВДИАЛИТУ

Башилов И. Я. Цирконий и эвдиалит как сырье для его получения. Хибинские редкие элементы и пирротин, ГХТИ, 1933, 5, *153—63*.

Богомолов Ю. А. Редкие металлы в новейшей металлургии, Сорена, 1935, № 10, *36—49*.

Хибинские апатиты, 1935, № 8 целиком посвящен проблеме ловозерских циркониевых и ниобий-танталовых руд.

Чамберс Г. Цирконий. Американская техника и промышленность, 1934, № 2.

ГИПХ. Получение окиси циркония фосфорнокислым способом, 1936 (рукопись).

Миловидов С. М. Институт „Механобр". Отчет об обогащении эвдиалитовой породы Ловозерских тундр, 1935, *1—43* (рукопись).

Попов П. А. Современное состояние производства и потребления циркония в капиталистических странах, 1936, *1—35* (рукопись, фонд треста Кольстрой).

Стенографический отчет заседаний Третьего полярного совещания НИС НКТП СССР по вопросам изучения и освоения полезных ископаемых Кольского полуострова, 1935. Стеклографированное издание.

ЭГИРИН

Эгирин является постоянной составной частью всех хибинских и ловозерских пород. Содержание эгирина в породах, имеющих промышленное значение, сильно колеблется.

В процессе обогащения апатита, нефелина, сфена, ловчоррита, лопарита и эвдиалита эгирин вместе с титаномагнетитом и другими второстепенными минералами выделяется в отдельную фракцию, которая идет в отвал. В тех случаях, когда при обогащении применяется магнитная сепарация, слабомагнитные эгирин и ильменит вместе с сильномагнитным титаномагнетитом выделяются в виде магнитной фракции, как, например, при обогащении сфена и ловчоррита. Эта магнитная фракция может быть разделена на составляющие также с помощью магнитного сепаратора.

Однако, необходимость и целесообразность такого разделения этих компонентов магнитной фракции должна будет определяться соответствующими технологическими и экономическими требованиями.

Эгирин по содержанию в нем V_2O_5 подобно титаномагнетиту представляет интерес как ванадиевое сырье, хотя методы извлечения из них ванадия могут быть и различны.

Предварительные опыты по извлечению ванадия из эгирина были проведены в Институте алюминиевой промышленности посредством разложения эгирина серной кислотой и сплавления с щелочными солями и известью. Эти работы дали положительный результат и в принципе подтвердили возможность извлечения ванадия.[1]

Вопрос о промышленном использовании эгирина, однако, до сих пор не получил еще ясного и определенного разрешения. Требуется дальнейшая научно-исследовательская работа, после чего можно будет дать ответ о технологической возможности и экономической целесообразности применения эгирина как нового ванадиевого сырья.

ЛИТЕРАТУРА ПО ЭГИРИНУ

Западинский М. Б. Ванадий в Хибинах. Хибинские апатиты, 1931, 3, *108—114*.

Западинский М. Б. и Жогина В. М. Получение ванадия из эгирина. Цветные металлы, 1932, № 5, *68—73*.

Каган Б. И. О перспективах использования хибинского эгирина как ванадиевого сырья. Хибин. редкие элементы и пирротины, 1933, 5, *140—148*.

Западинский М. Б. и Жогина В. М. Отчет о работе по получению ванадия из эгирина, 1931 (рукопись).

Институт „Механобр." Отчет об испытаниях обогатимости хвостов апатитовой флотации с целью получения нефелинового и эгиринового концентратов, 1935 (рукопись).

[1] Возможно также давать эгирин в шихту доменной печи и из полученного ванадистого чугуна извлекать ванадий по методам, изученным в Государственном институте редких металлов (указание И. Башилова).

ТИТАНОМАГНЕТИТ И ИЛЬМЕНИТ

Титаномагнетит и ильменит являются второстепенными минералами многих пород, слагающих Хибинский и Ловозерский массивы. Ильменит распространен, главным образом, в апатито-нефелиновой породе и в породах ийолит-уртитового ряда, а титаномагнетит чаще всего встречается в хибините и в апатито-нефелиновой породе. Кроме того, титаномагнетит образует в Кукисвумчоррском апатитовом месторождении небольшие сплошные жилы и линзы.

Ни титаномагнетит, ни ильменит не являются новыми видами минерального сырья, требующими специфической переработки для промышленного использования. Они могут перерабатываться на ванадий и титан по схеме, разработанной и изученной в Государственном институте редких металлов для титаномагнетитов Урала и, кроме того, могут найти также применение в металлургии для получения ферротитана и для производства титановых соединений, подобно соответствующим минералам из других месторождений. До сих пор вопрос об использовании титаномагнетита и ильменита из Хибинских и Ловозерских месторождений конкретно не ставился. Запасы их не подсчитаны.

Практическое значение могут иметь отходы при обогащении других хибинских и ловозерских полезных ископаемых, как, например, нефелина, сфена, ловчоррита и эвдиалита. Особенно легко можно будет получать концентраты титаномагнетита и ильменита при обогащении тех минералов, где применяется магнитная сепарация (сфен, ловчоррит), так как титаномагнетит сильно магнитен, а ильменит отличается слабой магнитной восприимчивостью. В частности, ильменитовая фракция, получаемая при обогащении сфена, может быть легко использована, так же как и сфен, для производства двуокиси титана.

ЛИТЕРАТУРА ПО ТИТАНОМАГНЕТИТУ И ИЛЬМЕНИТУ

Брусиловский А. М. Получение двуокиси титана из титаномагнетитовых и сфеновых пород. Хибинские редкие элементы и пирроти ы, 1933, 5, *131—139*.

Соболев М. Н. Извлечение ванадия и титана из уральских титаномагнетитов. Изд. НКТП СССР, 1936, *1—315*.

МОЛИБДЕНИТ

Как уже было указано выше в описании молибденита последний встречается во многих частях Хибинских и Ловозерских тундр, но концентрация его, как общее правило, везде незначительна. До последнего времени наиболее надежными считались месторождения молибденита на Тахтарвумчорре, состоящие из расположенных

внизу альбитовых образований и жил и из верхней пегматитовой жилы, которые, повидимому, связаны между собой. Поставленные разведочные работы на молибденит в пегматитовой жиле показали небольшие запасы молибдена, и поэтому дальнейшая разведка была прекращена.

I. ОБОГАЩЕНИЕ

Вопросами обогащения занимались Институт механической обработки и Центральная испытательная станция треста Апатит в Кировске.

Предварительные опыты с относительно богатой рудой, взятой из нижних альбитовых образований Тахтарвумчорра, показали, что путем флотации и четырех последующих перечисток можно получить концентрат с 28% Mo. Дальнейшее повышение содержания Mo в концентрате связано со значительным уменьшением извлечения молибдена, что с экономической стороны является совершенно неприемлемым.

Опыты по обогащению бедной руды, приблизительно соответствующей среднему содержанию молибдена в оруденелой части пегматитовой жилы Тахтарвумчоррского месторождения, показали, что флотация происходит хорошо, но концентрат получается с содержанием в среднем 2.5% Mo. При этом требовалось достаточно мелкое измельчение. Перечистка флотационного концентрата не дала положительных результатов.

Причиной трудности получения концентрата с большим содержанием Mo является крайне тесное прорастание молибденита, графита и полевого шпата, которые вследствие этого флотируются вместе. Отдельные зерна, состоящие из этих трех минералов, настолько тесно связаны друг с другом в единый комплекс, что последний не разрушается даже при измельчении —325 меш.

II. ТЕХНОЛОГИЯ

Невозможность получения без больших потерь концентрата с содержанием свыше 2.5% Mo побудила соответствующим образом построить технологию извлечения молибдена. Последняя основана на выделении гидрометаллургическим путем молибдата кальция, который может быть непосредственно использован в металлургии специальных сталей или же — как полупродукт для производства металлического молибдена и сверхтвердых сплавов.

Технология получения $CaMoO_4$ из бедных концентратов, разработанная в Ленинградском горном институте в лабораторном и

укрупненном масштабах, состоит из следующих четырех основных операций: 1) окислительного обжига, 2) выщелачивания, 3) очистки раствора от примесей и 4) выделения молибденовокислого кальция.

Исходное сырье — молибденовый концентрат с содержанием около 2.5% Mo — представляет собой смесь следующих минералов: эгирина (главным образом), полевого шпата, нефелина, биотита, апатита, роговой обманки, энигматита, молибденита, графита и флюорита. Для удаления серы концентрат обжигается при температуре несколько выше 500°. Молибденит (MoS_2) при этом окисляется до MoO_3. После обжига концентрат выщелачивается при повышенной температуре 5% раствором соды при отношении Т:Ж = 1:2.5. В итоге получается молибденовокислый натрий. При этом частично в раствор переходят алюминий, железо, фосфор, мышьяк, находящиеся в сопутствующих минералах рудной массы. После отделения фильтрованием раствора от нерастворимого остатка последний идет в отвал, а раствор очищается от примесей частичной нейтрализацией раствора серной кислотой при температуре 70—80°. Выпавший остаток гидратов отфильтровывается и выбрасывается. К очищенному раствору прибавляется опять серная кислота до нейтральной реакции и раствор кипятится несколько минут, после чего в него прибавляется небольшое количество аммиака и хлористый кальций с избытком на 20—30% против количества, необходимого для образования $CaMoO_4$, который осаждается при энергичном перемешивании.

Молибденовокислый кальций отфильтровывается, промывается и прокаливается в закрытых тиглях. Для удаления серы, которая в виде сернокислого кальция загрязняет молибденовокислый кальций, последний обрабатывается водой. Сернокислый кальций переходит в раствор и отбрасывается, а очищенный молибденовокислый кальций сушится. Выщелачивание водой снижает содержание серы в готовом продукте до 0.02—0.04%.[1]

Главной расходной статьей при гидрометаллургической переработке молибденового концентрата на молибдат кальция являются сода и эквивалентное ей количество серной кислоты.

Этим методом возможно получить из бедных концентратов высокосортный продукт, вполне пригодный для дальнейшей переработки.

[1] Быстрее и проще приводит к цели обработка продукта слабыми растворами соды, которая дает углекислый кальций, растворяемый затем небольшим количеством слабой соляной кислоты (указание И. Башилова).

III. ПЕРСПЕКТИВЫ ПРОМЫШЛЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Первая разведка на молибденит была поставлена на пегматитовой жиле Тахтарвумчоррского месторождения. Она не дала благоприятных результатов, что не исключает возможности нахождения промышленных запасов молибденита на том же склоне Тахтарвумчорра, на его более низких горизонтах, в альбитовых образованиях и жилах, где, по мнению А. Н. Лабунцова, происходит главная концентрация молибденита. Дальнейшая разведочная работа должна быть объединена с летней добычей руды, что поможет поставить более правильный прогноз о промышленных запасах и эксплоатации этого месторождения.

Многочисленные находки молибденита в других местах Хибинских и Ловозерских тундр говорят за то, что молибденит в них может быть найден в таких количествах и такой концентрации, что с успехом будет использован нашей промышленностью.

ЛИТЕРАТУРА ПО МОЛИБДЕНИТУ

Башилов И. Я. Технология, применение и экономика молибденита. Хибинские редкие элементы и пирротины, 1933, **5**, *49—60*.

Грейвер Н. С. Гидрометаллургическая переработка молибденовых концентратов Тахтарвумчоррского месторождения. Хибин. апатиты, 1933, **6**, *147—153*.

Кажевников А. В. Обработка хибинских молибденовых руд. Хибинские редкие элементы и пирротины, 1933, **5**, *40—48*.

Кажевников А. В. Методы обогащения молибденитов. Хибин. апатиты, 1933, **6**, *144—146*.

Лабунцов А. Н. Месторождения молибденита в Хибинских тундрах. Матер. к геохимии Хибин. тундр. Изд. Акад. Наук, 1935, *5—42*.

Семеров П. Ф. К вопросу об организации молибденового рудника на Тахтарвумчорре. Хибинские редкие элементы и пирротины, 1933, **5**, *35—40*.

Семеров П. Ф. и др. Техно-экономический анализ Тахтарвумчоррского месторождения. Хибин. апатиты, 1933, **6**, *154—155*.

ПИРРОТИН

Месторождения пирротина расположены в двух районах южной краевой части Хибинского массива; это — так называемые месторождения Восточного района (Пирротиновое ущелье по южному склону Айкуайвентчорра и Ловчорра) и Западного района (по южному склону Вудьяврчорра и по юго-западному склону Тахтарвумчорра).

По незаконченным разведочным работам, и вследствие этого несколько условно, принятые запасы пирротина в этих районах распределяются следующим образом (табл. 8).

Таблица 8

Район	Запасы в тыс. т.		
	Категория		
	A+B	C	A+B+C
Восточный	134	355	489
Западный	902	6 435	7 337
Всего	1 036	6 790	7 826

Содержание серы в пирротиновой руде сильно колеблется, тем не менее можно считать доказанным наличие весьма значительных запасов руды, годной для эксплоатации с содержанием не менее 18% серы.

Пирротин до сих пор как самостоятельное сырье для производства серной кислоты не применялся. Вопрос о возможности использования пирротина для означенной цели, в виду низкого в нем содержания серы по сравнению с нормальным содержанием серы в колчеданах (42—46%), вызывал сильное сомнение. Для разрешения этого вопроса были поставлены опыты по сжиганию пирротина в производственных условиях на сернокислотном заводе „Красный Химик" в Ленинграде. Опыты производились с двумя партиями пирротина: с одной из Пирротинового ущелья и с другой из залежи «В» Западного района. Ниже приводятся химические анализы средних проб этих партий (в%).

	1	2
S сульфидная	28.0	18.08
S сульфатная	1.5	
Fe	46.5	28.86
Al_2O_3	0.4	5.08
TiO_2	не опр.	0.46
CaO	не опр.	4.56
MgO	не опр.	2.01
SiO_2 (нераств. остаток)	19.7	35.43
Cu	0.4	0.06
Ni	следы	следы
As	не опр.	нет
	96.5	94.54

Анализ 1 относится к средней пробе в 50 т пирротиновой породы из Пирротинового ущелья, анализ 2— к средней пробе пирротина в 100 т из залежи «В» Западного района.

Опыты завода „Красный Химик" показали, что пирротин с повышенным содержанием пирротиновой и пиритной серы сжигается в заводских условиях в механических печах и требует лишь изменения режима последних, что указывает на принципиальную возможность использования пирротина для производства серной кислоты. Результаты этих опытов представляют известный интерес для Ленинградской области, лишенной собственных сырьевых ресурсов для производства серной кислоты и вынужденной пользоваться уральскими колчеданами и флотационными хвостами. Однако подсчеты техно-экономического характера показывают, что пирротин в виду пониженного содержания в нем серы не может при нормальных условиях выдерживать дальние перевозки. При использовании же пирротина на месте стоимость серной кислоты не будет выше полученной в Ленинграде из колчеданов и флотационных хвостов. Пирротин, таким образом, следует рассматривать как местное сырье, которое можно будет использовать в районе Кировска для получения серной кислоты. Последняя может быть использована для переработки сфена на двуокись титана и для других потребностей единого Кольского химического комбината.

ЛИТЕРАТУРА ПО ПИРРОТИНУ

Лабунцов А. Н. Пирротин Хибинских тундр. Хибинские редкие элементы и пирротины, ГХТИ, 1933, **5**, *180—189*.

Седлис В. О. Пирротин в качестве сырья для сернокислотной промышленности. Хибинские редкие элементы и пирротины, ГХТИ, 1933, **5**, *202—209*.

Экономический атлас Мурманского округа. Изд. ЛГУ и Мурманск. окрисполкома.

ДИАТОМИТ

Как было указано выше при описании диатомита (см. стр. 152), месторождения диатомита на Кольском полуострове приурочены к водоемам, главным образом к озерам. К настоящему времени установлено 5 наиболее крупных по запасам районов распространения диатомовых отложений; это — бассейн р. Колы и озер Имандры, Колвицкого, Умбозера и Ловозера, из которых только последние два района территориально связаны с хибинским и ловозерским щелочными массивами. Общие запасы диатомита в перечисленных выше районах ориентировочно исчисляются десятками и даже сотнями миллионов куб. метров.

В бассейне Умбозера обнаружены 4 месторождения диатомита, приуроченных к рекам Чуди и Умбозерская. По приближенным подсчетам эти месторождения имеют запас в 3.5 млн. м^3 диатомита. Кроме того, не исключена возможность нахождения новых месторождений диатомита.

Ценность диатомита в основном определяется содержанием активной кремнекислоты. Как видно из приводимых ниже анализов, умбозерские диатомиты по этому признаку должны быть отнесены к высокосортным.

Химический состав основных элементов умбозерских диатомитов (прокаленных), по данным Н. В. Полонского, характеризуется следующим образом (в %).

Таблица 9

Химический состав	Оз. Чуди I диатомит темножелтый	Оз. Чуди II диатомит белый	Оз. Чуди II диатомит темножелтый	Оз. Чуди III диатомит белый	Кривая ламбина	Соче-озеро (Сичил)
SiO_2 общая	92.39	91.70	92.53	81.19	88.90	91.79
SiO_2 активная	67.3	87.4	82.60	72.0	79.4	83.20
Al_2O_3	2.15	3.30	2.52	5.13	2.95	2.25
$Fe_2O_3 + FeO$	1.53	2.12	2.56	10.23	4.42	2.85
H_2O гигроскопич. . . .	2.35	2.76	0.42	0.72	2.88	2.30
Потеря при прокал. . .	22.02	6.43	19.81	3.96	21.87	20.98

В бассейне Ловозера известно 15 месторождений диатомита. Из них, однако, наибольшее значение могут иметь месторождения р. Сергевань, как обладающие более крупными запасами и расположенные вблизи Ловозерского погоста. По одному только месторождению залива оз. Сергевань Лухт и вдоль р. Сергевань запасы диатомита исчислены приближенно в 5 млн. м³.

Диатомиты района Сергевань, по данным того же Н. В. Полонского, имеют химический состав (в %), приведенный в табл. 10.

Использование диатомита промышленностью основано на следующих его физико-химических свойствах: малый удельный вес, низкая теплопроводность, высокая температура плавления, большая пористость и абсорбционная способность и наличие активной (растворимой в щелочах) кремнекислоты.

Главное применение диатомит находит в строительном деле как термо- и звукоизоляционный материал, и в химической промышленности в качестве абсорбента, облегчающего фильтрование вещества, а так же в качестве источника кремневой кислоты.

Промышленное освоение умбозерских и ловозерских диатомитов встречается со следующими трудностями: малой изученностью этих месторождений, условий эксплоатации и значительной их отдаленностью от хороших путей сообщения.

Таблица 10

Химическая характеристика	Залив оз. Сергевань Лухт		Берег залива № 71	Выше по р. Сергевань		Озеро Вескея-вренч
	1-й анализ	2-й анализ		выше болота Гальплывун	левый берег за болотом	
SiO_2 общая	69.43	66.85	66.08	93.37	92.47	84.94
SiO_2 активная	46.80	55.96	—	89.0	77.1	64.0
Al_2O_3	6.20	5.25	10.20	5.16	2.64	12.66
Fe_2O_3	нет	0.61	нет	0.39	3.04	2.79
FeO	3.50	3.76	2.20	—	—	—
CaO	1.27	1.51	1.03	—	—	—
MgO	0.66	0.79	следы	—	—	—
MnO	следы		—	—	—	—
TiO_2	„		—	—	—	—
Гигроскопич. вода . . .	—	—	—	19.03	7.19	7.69
Потеря при прокал. . .	18.52	21.70	20.82	5.78	19.81	31.49

Последний фактор является наиболее решающим. Можно полагать, что лишь после того как развернутся работы по освоению ловозерских эвдиалитов и лопаритов придет очередь и для диатомита. К этому времени будет разрешен вопрос связи Ловозерских тундр с Кировской ж. д. и тем самым откроется путь для вывоза диатомита в различные районы Кольского полуострова. При этом, само собой разумеется, использование ловозерских и умбозерских диатомитов для нужд местного строительства.

В данный момент в значительно более выгодном положении находится месторождение диатомита крупнейшего на Кольском полуострове бассейна оз. Имандра.

В отношении имандровских диатомитов Ньюдозерского месторождения проведена исследовательская работа. В 1932—1933 гг. здесь была даже поставлена опытная эксплоатация, а на специально построенной установке проводился обжиг диатомита.

Строительство Заимандровского медно-никелевого комбината значительно облегчает и делает совершенно реальной возможность добычи и вывоза диатомита в больших количествах из этого месторождения.

В Кировске изучалось применение диатомита в качестве стройматериала как обмазки для электропечей, для получения жидкого стекла и пр. В настоящее время в небольших количествах кустарным способом из него изготовляются силикатные краски.

В ближайшее время диатомиту необходимо уделить серьезное внимание. Тресту Кольстрой следует провести изыскания на предмет организации производства диатомового кирпича в районе Ньюдозера. Сейчас имеются все основания считать, что в условиях широких масштабов строительства на Кольском полуострове диатомит может и должен найти широкое применение в качестве местного стройматериала.

Особому изучению подлежат вопросы внедрения диатомита в химическую промышленность Ленинграда и возможно — экспорта.

ЛИТЕРАТУРА ПО ДИАТОМИТУ

Григорьев А. А. Диатомиты Ловозера и Чудьз-явра. Хибинские апатиты, 1932, **2**, *375*.

Кольский диатомовый сборник. Тр. Геоморфолог. инст. Акад. Наук, серия физико-геогр., 1934, **8**, *2—214*.

Осиновский В. И. Диатомовые земли Кольского полуострова. Хибин. апатиты, 1931, **3**, *115—120*.

Полонский Н. В. К изучению диатомитов. Сб. „За полярным кругом". Изд. Акад. Наук, 1932, *65—68*.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как видно из данных промышленного значения отдельных минералов, в настоящее время Хибинские тундры представляют собою крупнейший горнопромышленный район, главным объектом которого является апатит.

Благоприятное разрешение апатитовой проблемы явилось решающим и побудительным фактором в деле дальнейшего изучения природных богатств Кольского полуострова и их использования для нужд народного хозяйства.

Одним из первых результатов такого изучения было выявление возможности использования гидроэнергии рек Кольского полуострова и Северной Карелии с общей отдачей в год до 2 млрд. kWh, что имеет особое значение для развития промышленности в этом крае, бедном другими видами энергии.

С 1934 г. работает Нивагэс II в 60 тыс. kWh установленной мощности, которая снабжает все промышленные предприятия Хибинского района, а также электрифицированную часть Кировской ж. д. от Кандалакши до Кировска. Вслед за Нивагэс II была построена и пущена в эксплоатацию самая северная на земном шаре Туломская гидростанция на 45 тыс. kWh. Помимо этого, форсированно ведется строительство новой гидростанции Нива III мощностью 150 тыс. kWh для покрытия нужд Никелевого комбината в электроэнергии.

Подсобным источником энергии на Кольском полуострове может явиться торф, возможность добычи которого в условиях полярного климата практически доказана.

В результате более детального изучения полуострова вовлечены в орбиту промышленного строительства и другие его районы.

В Заимандровских тундрах растет город Мончегорск, вблизи которого в ближайшее время вступит в эксплоатацию крупный медно-никелевый комбинат.

В районе Ена — Ковдоро (в 100 км от Кандалакши) открыты месторождения высококачественных железных руд с запасами в полмиллиарда тонн, которые после соединения их железнодорожной веткой с Кировской ж. д. могут эксплоатироваться для внутреннего и внешнего рынков.

Недалеко от ст. Африканда в 1936 г. открыто крупное месторождение перовскита, который на ряду со сфеном сыграет большую роль в развитии производства титановых соединений.

В разных пунктах полуострова возникают предприятия вспомогательного и местного значения. Обнаруженное в Кировском районе около ст. Титан месторождение известняков и доломитов намечено в скором времени использовать для создания производства стройматериалов.

Вместе с тем промышленность, связанная с полезными ископаемыми Хибинских и Ловозерских тундр, имеет все основания для дальнейшего роста.

Добыча апатитовой породы и выпуск апатитового концентрата, как уже упоминалось в главе Апатит, в ближайшее пятилетие возрастет соответственно до 6—7 млн. т.

Для удовлетворения нужд в нефелине для алюминиевой, основной химической и строительной промышленности в Кировске предполагается постройка нефелиновой обогатительной фабрики.

В Кандалакше, которая с введением в эксплоатацию Нивагэс III получит новый источник электроэнергии, возможно создание крупных промышленных предприятий. Ловозерские минералы пока являются единственными источниками ниобия и циркония, и для их использования стоят на очереди вопросы освоения Ловозерских тундр.

С другой стороны, проведение дороги до Ловозера облегчит дальнейшие исследования и возможность освоения районов, расположенных восточнее Ловозера, в которых известны значительные месторождения кианита, граната, кварцитов и слюды, и даст возможность разработки новых лесных массивов.

Современная промышленность Кольского полуострова, и в первую очередь Хибинского района, носит, главным образом, горнообогатительный характер.

В третьем пятилетии с введением в эксплоатацию медно-никелевого комбината и с организацией металлургического и редкоэлементного, а также ряда других химических производств лицо кольской промышленности резко изменится.

Базируясь на громадных собственных сырьевых ресурсах и гидроэнергии и частично на привозных шпицбергенских и печорских углях, Кольский промышленный узел территориально расширится, охватит новые районы и станет одним из крупнейших в Союзе центров горнообогатительной, химической и металлургической промышленности.

УКАЗАТЕЛИ

БИБЛИОТЕКА
Геофизического Ин-та
Арм. Фил. Ак. Наук СССР

В. К. ЗДРАВОМЫСЛОВ

ЛИТЕРАТУРА

по геологии, минералогии, петрографии и полезным ископаемым Хибинских и Ловозерских тундр [1]

Алимарин И. П. К вопросу о распространении бериллия в минералах и породах СССР. Мин. сырье, 1932, 9, *27—29.*

Амелландов А. С. Работа хибинской геологической партии по разведке Вудъяврчорра и части Тахтарвумчорра. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Ленхимсектор, 1932, **2**, *403—407.*

Амелландов А. С. Строение и структура Хибинского массива. Тр. I Заполярной геол.-развед. конфер. Л., ГНТИ, 1933, *146—151.*

Амелландов А. С. Месторождение апатита в Поачвумчорре и Куэльпоре. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1934, **7**, *213—230.*

Антонов Л. Б. Сфеновое месторождение долины реки Лопарской (Кукисвумчорр — Юкспор). Хибин. редкие элементы и пирротины. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933, **5**, *107 — 118.*

Антонов Л. Б. Результаты разведки титанита (сфена) Юкспора. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *158—160.*

Антонов Л. Б. Сводный обзор данных по апатито-нефелиновой дуге Хибинских тундр. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *23—25.*

Антонов Л. Б. Месторождение натролита, проросшего ринколитом, Лопарской долины. Хибин. анатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *111—112.*

Антонов Л. Б. Апатитовые месторождения Хибинской тундры. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1934, **7**, *1—196.*

Антонов Л. Б. Месторождение сфеновых руд долины Лопарской Хибинских тундр. Агроном. руды СССР, **2**, ч. 1. Тр. НИУ, 1934, **115**, *54—61.*

Антонов Л. Б., Борнеман-Старынкевич И. Д. и Чирвинский П. Н. Новые жилы с редкоземельными минералами горы Кукисвумчорр в Хибинских тундрах. Хибин. редкие элементы и пирротины. ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933, **5**, *173—180.*

Антонов Л. Б. и Котельников В. И. Месторождение эвдиалита и лопарита в южной части Ловозерских тундр Кольского полуострова. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Химтеорет, 1935, **8**, *63—79.*

Антонов Л. Б. и др. Горные богатства Кольских тундр. Л., ОНТИ, Химтеорет 1935, *1—75.*

---

[1] Помимо обычных сокращений, здесь приняты следующие условные сокращения:
КЕПС — Комиссия по изучению естественных производительных сил СССР при Акад. Наук.
ЛИГЕМ — Ломоносовский институт геохимии, минералогии и кристаллографии Акад. Наук.
НИУ — Научный институт по удобрениям.
СОПС — Совет по изучению производительных сил СССР при Акад. Наук.

Артемьев Б. Н. Перспективы создания сырьевой базы по редким металлам в СССР на вторую пятилетку. Геол.-развед. работы во втором пятилетии. М., Стандартизация и рационализация, 1932, **3**, *168—182*.

Афанасьев М. С. Месторождения ловчоррита на Юкспоре. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *105—107*.

Афанасьев М. С. и Салье Е. А. Месторождение ловчоррита в Хибинах. Хибин. редкие элементы и пирротины. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933, **5**, *69—80*.

Бонштедт Э. М. „Ледяные стебельки". Природа, 1921, 10/12, *73—74*.

Бонштедт Э. М. Циркон Хибинских тундр. Изв. Акад. Наук, 1922, *341—358*.

Бонштедт Э. М. Нептунит из Хибинских и Ловозерских тундр. Хибинский массив. Тр. Сев. научно-промысл. экспед., 1923, **16**, *56*.

Бонштедт Э. М. О марганцевом нептуните из Хибинских и Ловозерских тундр. Изв. Акад. Наук, 1924, *105—116*.

Бонштедт Э. М. Об уссингите и шизолите из Ловозерских тундр. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1925, *17—19*.

Бонштедт Э. М. (с аналитическими данными К. А. Ненадкевич и И. Д. Старынкевич-Борнеман). О новых минералах группы мозандрита из Хибинских тундр. Изв. Акад. Наук, 1926, *1181—1198*.

Бонштедт Э. М. О лампрофиллите Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Мин. музея Акад. Наук, 1930, **4**, *35—70*.

Бонштедт Э. М. Астрофиллит Хибинских тундр. Зап. Мин. общ., сер. 2, 1931. **60**, 2, *280—297*.

Бонштедт Э. М. Месторождения нефелина в Союзе. Хибин. апатиты и нефелины. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1932, **4**, *11—16*.

Бонштедт Э. М. Отчет о работе Кукисвумчоррского отряда. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Ленхимсектор, 1932, **2**, *422—424*.

Бонштедт Э. М. К минералогии и геохимии Кукисвумчорра (Хибинские тундры). Матер. по петр. и геохимии Кольского полуострова, ч. 2. Тр. СОПС, сер. Кольская, 1933, **3**, *21—57*.

Бонштедт Э. М. Титанит (сфен). Минералогия Союза, сер. А, 1934, **3**, *1—63*.

Бонштедт Э. М. К изучению кристаллов ринколита. Тр. ЛИГЕМ, сер. мин. 1936, **7**, *225—227*.

Бонштедт Э. М. О сфене Хибинских тундр. Тр. ЛИГЕМ, сер. мин., 1936, **7**. *49—78*.

Бонштедт Э. М. и Щербина В. В. Нефелин. Минералогия Союза, сер. А, 1933, **1**, *1—69*.

Борисов П. А. Нефелиновые пески оз. Имандры. Матер. КЕПС, 1928, 71. *92—98*.

Борисов П. А. Месторождение нефелиновых песков на Кольском полуострове. Тр. Инст. по изуч. Севера, 1929, **44**, *1—63*.

Борисов П. А. Горнорудное сырье Кольского полуострова. Тр. I Заполярной геол.-развед. конфер. Л., ГНТИ, 1933, *113—118*.

Борнеман-Старынкевич И. Д. Содержание редких земель в апатитах. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1924, *39—41*.

Борнеман-Старынкевич И. Д. Редкие земли в хибинских апатитах. Хибин. апатиты. Л., ГНТИ, Ленхимсектор, 1931, **3**, *218—220*.

Борнеман-Старынкевич И. Д. Работа лаборатории Хибинской горной станции Академии Наук СССР. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *270—275*.

Борнеман-Старынкевич И. Д. Редкие земли из ловчоррита. Хибин. редкие элементы и пирротины. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933, **5**, *96—100*.

Борнеман-Старынкевич И. Д. Химический состав ловчоррита. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *114—118*.

Борнеман-Старынкевич И. Д. Ловчоррит и его аналоги. Матер. к геохимии Хибинских. тундр. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, 1935, **1**, *43—66*.

Борнеман-Старынкевич И. Д. Методы анализа ловчоррита и его аналогов. Матер. к геохимии Хибинских тундр. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, 1935, **1**, *67—76*.

Борнеман-Старынкевич И. Д. Химический анализ лопарита и определение ниобия в лопаритовой руде. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Химтеорет, 1935, **8**, *85—89*.

Борнеман-Старынкевич И. Д. Вывод и проверка химических формул нескольких хибинских титаносиликатов. Сборн. в честь 50-летия научн. деят. акад. В. И. Вернадского. М., изд. Акад. Наук, 1936, **2**, *735—756*.

Бруновский Б. К. Исследование катаплеита рентгеновскими лучами. Тр. ЛИГЕМ, сер. крист., 1935, **6**, *33—44*.

Бурова Т. А. Ниобий в хибинских и ловозерских минералах (титано-и цирконосиликатах). Матер. к геохимии Хибинских тундр, **2**, Тр. Кольск. базы Акад. Наук, 1936, **2**, *15—37*.

Вакар В. А. Перспективы циркониевого сырья для промышленности СССР. Тр. IV Всесоюзн. геол. конфер. по цветным металлам, 1932, **5**, *170—177*.

Влодавец В. И. Результаты исследования апатитовых месторождений в Хибинских тундрах. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1929, *109—114*.

Влодавец В. И. Нефелино-апатитовые месторождения в Хибинских тундрах Тр. Инст. изуч. Севера, 1930, **46**, *14—60*.

Влодавец В. И. Общая характеристика апатитовой дуги. Хибин. апатиты. Л., НКТП, 1930, *38—47*.

Влодавец В. И. О двух апатитах Кукисвумчоррского месторождения в Хибинских тундрах. Тр. Аркт. инст., 1933, **12**, *71—100*.

Влодавец В. И. Циркониевые месторождения юго-западной части Ловозерских тундр. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *101—103*.

Влодавец В. И. Пинуайвчорр — Юкспор — Расвумчорр. Тр. Аркт. инст., 1935, **23**, *5—58*.

Влодавец В. И. О контактной зоне и месторождениях эвдиалита в юго-западной части Ловозерских тундр. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Химтеорет, 1935, *36—46*.

Влодавец В. И. и Сазонова З. А. Опыт количественно-минералогической характеристики месторождений. Тр. Аркт. инст., 1933, **12**, *101—116*.

Влодавец Н. И. Нефелин. Сборн. Нерудные ископаемые. Л., изд. КЕПС 1927, **2**, *361—364*.

Влодавец Н. И. Редкие земли (церий, торий и цирконий). Годовой обзор минеральных ресурсов СССР за 1925/26 г. Л., изд. Геол. ком., 1927, *577—580*. То же, за 1926/27 г. Л., изд. Геол. ком., 1928, *800—804*.

Воин И. И. Подсчет запасов апатитовых руд Кукисвумчорр-Юкспорской линзы. Апатито-нефелиновые месторождения Хибинских тундр: Кукисвумчорр—Юкспор. Сборн. I. Тр. НИУ, 1932, **89**, *100—105*.

Волков П. А. О получении ниобия, тантала и редких земель из лопарита. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Химтеорет, 1935, **8**, *124—126*.

Володин Е. Н. Геологическая съемка Рисчорра (Партомчорра). Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *196—197*.

Воробьева О. А. Отчет о работе восточной хибинской партии. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Ленхимсектор, 1932, **2**, *408—416*.

Воробьева О. А. Геология и петрография Эвеслогчорра и прилегающих к нему высот в Хибинских тундрах. Матер. по петр. и геохимии Кольского полуострова, ч. 1. Тр. СОПС, сер. Кольская, 1932, 2, *73—104.*

Воробьева О. А. Петрографо-геохимическая съемка юго-восточной части Ловозерских тундр. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *210—213.*

Воробьева О. А. и Герасимовский В. И. Ловозерский лопарит. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Химтеорет, 1935, **8**, *47—62.*

Воробьева О. А. и Покровский С. Д. Геолого-петрографический очерк Ловозерских тундр. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Химтеорет, 1935, **8**, *9—23.*

Вульф Т. Е. и Хазанович К. К. Ловчоррит, лопарит и эвдиалит Хибинских и Ловозерских тундр как источники редких земель и металлов. Природа, 1935, 3, *60—63.*

Герасимовский В. И. Минералы юго-восточной части Луяврурта. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Химтеорет, 1935, **8**, *24—28.*

Герасимовский В. И. Рамзаит из центральных частей Хибинских тундр. Тр. ЛИГЕМ, сер. мин., 1935 **5**, *131—147.*

Герасимовский В. И. Мурманит Ловозерских тундр. Редкие металлы, 1936, 4, *37—39.*

Герасимовский В. И. К вопросу о генезисе лопаритовых и мурманитовых месторождений Ловозерских тундр. Редкие металлы, 1936, 5, *30—31.*

Герасимовский В. И. Об уссингите Ловозерских тундр. Сборн. научных работ комсомольцев Акад. Наук СССР. М., изд. Акад. Наук, 1936, *72—81.*

Герасимовский В. И. К минералогии юго-восточной части Луяврурта. Тр. ЛИГЕМ, сер. мин., 1936, **7**, *5—48.*

Герасимовский В. И. Уссингит Ловозерских тундр. Тр. ЛИГЕМ, сер. мин. 1937, **10** *5—28.*

Герасимовский В. И. Эрикит. Тр. ЛИГЕМ, сер. мин., 1937, **10**, *29—36.*

Гинзберг А. С. и Никогосяк Хр. С. Об искусственном рамзаите. Изв. Геол. ком., 1924, **43**, 3, *397—408.*

Григорьев А. А. Диатомиты Ловозера и Чудьзъявра. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Ленхимсектор, 1932, **2**, *375—377.*

Гуткова Н. Н. Краткий отчет о работах в Хибинских и Ловозерских тундрах летом 1924 г. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1924, *176—177.*

Гуткова Н. Н. Апатиты Хибинских тундр. Известия Акад. Наук. 1925, *123—132.*

Гуткова Н. Н. Результаты минералогических работ в Ловозерских тундрах летом 1925 г. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1925, *142—143.*

Гуткова Н. Н. Краткий отчет о минералогических работах в Ловозерских тундрах летом 1926 г. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1927, *147—149.*

Гуткова Н. Н. Новый минерал с Кольского полуострова. Природа, 1927, 1, *58.*

Гуткова Н. Н. Новый титаносиликат — мурманит из Ловозерских тундр. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1930, *731—736.*

Гуткова Н. Н. Минералогия Юкспора по работам 1931—1932 гг. Сборн. За полярным кругом. Л., изд. Акад. Наук, 1932, *27—37.*

Гуткова Н. Н. Минералогическая съемка Китчепахка. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *197—199.*

Гуткова Н. Н. Зона ловчорритовых и ринколитовых месторождений Хибинских тундр. Хибин. редкие элементы и пирротины. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933, **5**, *60—69.*

Гуткова Н. Н. К минералогии горы Юкспор. Матер. по петр. и геохимии Кольского полуостров, вч. 5. Тр. СОПС, сер. Кольская, 1934, 8, *7—108.*

Гуткова Н. Н. и Владимирова М. Е. Отчет о минералогической съемке Юкспорского массива. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Ленхимсектор, 1932, **2**, *417—421*.

Денисов Е. И. Отчет о работах хибинской геологической партии по разведке Айкуайвентчорра и Ловчорра. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Ленхимсектор, 1932, **2**, *400—402*.

Елисеев Н. А. О геологических структурах Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов. Проблемы совет. геол., 1936, 1, *3—19*.

Западинский М. Б. Ванадий в Хибинах. Карело-Мурманск. край, 1931, 3/4, *26—27*. То же. Цветные металлы, 1931, 7, *908—914*. То же. Хибин. апатиты. Л., ГНТИ, Ленхимсектор, 1931, **3**, *108—114*.

Земятченский П. А., Выветривание полевых шпатов в связи с почвообразованием. Тр. Почв. инст. Акад. Наук, 1933, **8**, *1—42*.

Золотарь М. Л. Разведка Тахтарвумчоррского месторождения молибденита. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *139—141*.

Золотарь М. Л. и Салье Е. А. Месторождения молибденита в Хибинах. Хибин. редкие элементы и пирротины. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933, **5**, *23—35*.

Золотарь М. Л. и Сахаров А. С. Мурманит — новое полезное ископаемое Ловозерских тундр. Редкие металлы, 1936, 2, *37—39*.

Зотов П. П. К минералогии ловчорритовых месторождений. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *112—114*.

Иванов Б. В. Материалы к исследованию слюд Хибинских тундр. Тр. ЛИГЕМ, сер. мин., 1937, **10**, 37—47.

Иициксон М. И. Молибденит в пирротиновой зоне центральной части Хибинского массива. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *141—144*.

Кассин Н. Г. Геологические исследования вдоль линии Мурманской ж. д. Станция Кандалакша — станция Оленья (юго-западная часть Кольского полуострова). Матер. по общ. и прикл. геол., 1923, **43**, *1—90*.

Книпович Ю. Н. Анализ редкоземельного минерала лопарита. Изв. Геол. ком., 1925, **44**, 2, 274 (отчет).

Кольский диатомовый сборник. Тр. Геоморфолог. инст. Акад. Наук, сер. физ.-геогр. 1934, 8, *1—214*.

Комлев Л. В. Радиологические исследования в Хибинских тундрах. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *135—138*.

Константов С. В. и Соболев И. И. Пирротиновые месторождения юго-западной части Хибинских тундр. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6** *70—85*.

Костылева Е. Е. О новом минерале рамзаите из Хибинских и Ловозерских тундр. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1923, *55—58*.

Костылева Е. Е. Рамзаит из Хибинских и Ловозерских тундр. Изв. Акад. Наук, 1925, *368—382*.

Костылева Е. Е. Пектолит Хибинских тундр. Изв. Акад. Наук, 1925, *383—404*.

Костылева Е. Е. Отчет о работах в Хибинских тундрах летом 1926 г. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1927, *3—4*.

Костылева Е. Е. Изоморфный эвдиалито-эвколитовый ряд из Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Мин. музея Акад. Наук, 1929, **3**, *169—222*.

Костылева Е. Е. Энигматит Хибинских тундр. Тр. Мин. музея Акад. Наук, 1930, **4**, *87—108*.

Костылева Е. Е. Юкспорит из Хибинских тундр. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1932, *71—78*.

Костылева Е. Е. Катаплеит Хибинских тундр. Изв. Акад. Наук, 1932, *1109—1125*.

Костылева Е. Е. Отчет о работе ловозерского отряда. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Ленхимсектор, 1932, 2, *371—374.*

Костылева Е. Е. Эвдиалит как циркониевая руда в Хибинских и Ловозерских тундрах. Хибин. редкие элементы и пирротины. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933, 5, *148—153.*

Костылева Е. Е. Цирконосиликаты. Минералогия Союза, сер. А. М., изд. Акад. Наук, 1936, 6, *1—88.*

Костылева Е. Е. и Бонштедт Э. М. Предварительный отчет минералогической экспедиции на Хибинский массив Кольского полуострова (август—сентябрь 1920 г.). Тр. Сев. научно-пром. экспед., 1921, 10, *1—23.*

Костылева Е. Е. и Бонштедт Э. М. К минералогии Хибинских тундр. Хибинский массив. Тр. Сев. научно-пром. экспед., 1923, 16, *16—17.*

Костюк Ф. С. Предварительные результаты работ 1935 г. в Ловозерских тундрах. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Химтеорет, 1935, 8, *80—84.*

Котельников В. И. Редкие земли юго-восточной части Ловозерских тундр Кольского полуострова. Разведка недр, 1935, 15, *11—14.*

Кравченко Г. Т. Минералогия верховьев реки Тульи. Сборн. За полярным кругом. Л., изд. Акад. Наук, 1932, *38—41.*

Кравченко Г. Т. Минералогическая съемка Суолуайва. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, 6, *200—202.*

Кравченко Г. Т. Минералогические наблюдения на Кукисвумчорре (Хибинские тундры). Матер. по петрогр. и геохимии Кольского полуострова, ч. 5. Тр. СОПС, сер. Кольская, 1934, 8, *109—128.*

Кравченко Г. Т. Псевдоморфоза по эвколиту из Хибинских тундр. Тр. ЛИГЕМ, сер. мин., 1935, 5, *157—159.*

Кравченко Г. Т. К изучению нептунита из Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. ЛИГЕМ, сер. мин., 1936, 7, *229—240.*

Краснопольский И. М. Проблема редких элементов в СССР. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, 6, *90—95.*

Крыжановский В. И. Сернистые соединения Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Геол. и Мин. музея Акад. Наук, 1924, 4, 2, *65—77.*

Крылов В. А. Ийолиты и уртиты Хибинских тундр. Хибин. апатиты и нефелины. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1932, 4, *16—28.*

Крылов В. А. Уртиты и ийолиты бассейна озера Большой Вудъявр в Хибинских тундрах (по материалам разведки 1931 г.). Агроном. руды СССР, 2, ч. 1. Тр. НИУ, 1934, 115, *50—54.*

Кузнецов И. Г. Лопарит, новый редкоземельный минерал Хибинских тундр. Изв. Геол. комитета, 1925, 44, 6, *663—682.*

Кулланда В. Р. Ванадий и редкие земли в нефелино-апатитовой породе Хибинского месторождения. Горнообогат. дело, 1932, 2/3, *104.*

Куплетский Б. М. Пирротиновая жила на Рисчорре в Хибинских тундрах. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1923, *7—10.*

Куплетский Б. М. К петрографии Хибинских тундр. 1. Породы юго-западного Умптека. Тр. Геол. и Мин. музея Акад. Наук, 1924, 4, 3, *79—118.*

Куплетский Б. М. К петрографии Хибинских тундр. 2. Северо-восточная контактная зона. Тр. Геол. и Мин. музея Акад. Наук, 1924, 4, 4, *119—138.*

Куплетский Б. М. К петрографии Хибинских тундр. 3. Контактная зона Хибинского массива у Северного Лявочорра и в окрестностях ст. Имандра. Тр. Геол. и Мин. музея Акад. Наук, 1925, 5, 3, *33—72.*

Куплетский Б. М. Горные богатства Кольского полуострова и Карелии. Вестн. Карело-Мурманск. края, 1925, 22, *10—14* и 23/24, *8—14.*

Куплетский Б. М. Ископаемое сырье по экономическим областям СССР. Сев.-зап. область. Кольский район. Хим.-техн. справочник. 1. Ископ. сырье, ч. 2 Л., Научно-хим. техн. изд-во, 1925, *1—6* и *317*.

Куплетский Б. М. К петрографии Хибинских тундр. 4. Породы Восточного Умптека. Тр. Мин. музея Акад. Наук, 1926, **1**, *83—166*.

Куплетский Б. М. Арфведсонитовый порфир из ущелья Гакмана в Хибинских тундрах. Изв. Акад. Наук, 1927, *579—592*.

Куплетский Б. М. О количественно-минералогическом составе апатито-нефелиновых пород Хибинских тундр. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1928, *69—72*.

Куплетский Б. М. Петрографический очерк Хибинских тундр. Хибин. и Ловозер. тундры, 2, гл. 3. Тр. Инст. изуч. Севера, 1928, **39**, *76—203*.

Куплетский Б. М. Петрография центральной части Хибинских тундр. Хибин. апатиты. Л., НКТП, 1930, *22—28*.

Куплетский Б. М. К минералогии Хибинских тундр. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1930, *331—336*.

Куплетский Б. М. Материалы к изучению хибинских полевых шпатов. Зап. Мин. общ., сер. 2, 1931, **60**, 1, *51—64*.

Куплетский Б. М. Петрографический очерк Хибинского массива. Путеводитель по Хибинским тундрам. Л., изд. АН, 1931, *65—70*. То же, изд. 2, 1932, *90—94*.

Куплетский Б. М. Петрография Кольского полуострова. Петрография СССР, сер. 1. Регион. петрография. Л., изд. Акад. Наук, 1932, 1, *1—152*.

Куплетский Б. М. Кукисвумчорр и прилегающие к нему массивы центральной части Хибинских тундр по съемкам 1919 и 1930 гг. Матер. по петр. и геохимии Кольского полуострова, ч. 1. Тр. СОПС, сер. Кольская, 1932, 2, *5—72*.

Куплетский Б. М. Геологическое строение Кукисвумчорра по данным работ 1930 г. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Ленхимсектор, 1932, **2**, *392—395*.

Куплетский Б. М. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Сборн. в честь 50-летия научн. деят. акад. В. И. Вернадского. М., изд. Акад. Наук, 1936, **2**, *1013—1040*.

Куплетский Б. М. К вопросу о генезисе щелочных пород. Изв. Акад. Наук, отд. мат.-ест. наук, сер. геол., 1936, 2/3, *329—339*.

Куплетский Б. М. и Окнова Т. М. Количественно-минералогический состав нефелиновых пород (предварит. данные). Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1934, **6**, *17—28*.

Куплетский Б. М. и Полканов А. А. Геологический очерк Хибинского массива. Первый Всеросс. геол. съезд 1922 г. Путеводитель геол. экскурсий. Пгр., 1922, *107—126*.

Курбатов И. Д. Об эниг матите из Хибинских тундр. Хибинский массив. Тр. Сев. научно-пром. экспед., 1923, 16, *60*.

Курбатов С. М. Анализ мангано-нептунита из Хибинских тундр. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1923, *59—60*.

Лабунцов А. Н. Натролит из Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Геол. и Мин. музея Акад. Наук, 1925, **5**, 2, *17—32*.

Лабунцов А. Н. Ильменит из Хибинских тундр. Тр. Мин. музея Акад. Наук, 1926, **1**, *35—42*.

Лабунцов А. Н. Апатитовые месторождения в Хибинских тундрах Кольского полуострова и возможность их практического использования. Горный журнал, 1926, 12, *796—798*.

Лабунцов А. Н. О титановом эльпидите из Хибинских тундр и его парагенезисе. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1926, *39—42*.

Лабунцов А. Н. Цеолиты Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Мин. музея Акад. Наук, 1927, **2**, *91—100*.

Лабунцов А. Н. Отчет о командировке в Хибинские тундры летом 1926 г. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1927, *5—8*.

Лабунцов А. Н. Апатит. Сборн. Нерудные ископаемые. Л., изд. КЕПС Акад. Наук, 1927, **3**, *491—500*.

Лабунцов А. Н. Полезные ископаемые Хибинских тундр и Кольского полуострова. Карело-Мурманск. край, 1927, 5/6, *7—9*.

Лабунцов А. Н. Хибинский апатит. Карело-Мурманск. край, 1927, 10/11, *34—36*.

Лабунцов А. Н. Апатит в Хибинских тундрах Кольского полуострова. Сборн. Фосфориты СССР. Л., изд. Геол. ком., 1927, *223—226*.

Лабунцов А. Н. Ферсманит — новый минерал из Хибинских тундр. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1929, *297—301*.

Лабунцов А. Н. К вопросу о циркониевой промышленности. Мин. сырье, 1929, 3, *329—330*.

Лабунцов А. Н. Месторождения молибденита в Хибинских тундрах. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1929, *455—457*.

Лабунцов А. Н. Поисково-разведочные работы по апатиту в Хибинских тундрах (краткая история исследований, кончая 1929 г.). Хибин. апатиты. Л., НКТП, 1930, *28—38*.

Лабунцов А. Н. Полезные ископаемые Хибинских тундр. Горный журнал, 1930, 8/9, *91—96*.

Лабунцов А. Н. Полезные ископаемые Хибинских тундр и их промышленное значение. Путеводитель по Хибин. тундрам. Л., изд. 2-е Акад. Наук, 1932, *19—32*.

Лабунцов А. Н. Титаномагнетит. Сборн. Сырьевые и топливные ресурсы Ленингр. обл. Л., ОНТИ, Ленхимсектор, 1932, *98—99*.

Лабунцов А. Н. Отчет о геохимических и поисковых обследованиях в районе Тахтарвумчорр. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Ленхимсектор, 1932, **2**, *367—370*.

Лабунцов А. Н. Пирротин Хибинских тундр. Хибин. редкие элементы и пирротины. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933, **5**, *180—189*.

Лабунцов А. Н. Минералогическая съемка центральных частей Хибинского массива (месторождения циркона, катаплеита и ферсманита). Хибин. апатиты. Л. НИС НКТП, 1933, **6**, *202—209*.

Лабунцов А. Н. Поисковые работы геохимического отряда Кольской экспедиции Акад. Наук СССР летом 1931 г. Матер. по петр. и геохимии Кольского полуострова, ч. 2. Тр. СОПС, сер. Кольская, 1933, 3, *5—20*.

Лабунцов А. Н. Апатит и главные его мировые месторождения. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1934, **7**, *253—267*.

Лабунцов А. Н. Месторождения молибденита в Хибинских тундрах. Матер. к геохимии Хибинских тундр. Тр. Кольск. базы Акад. Наук, 1935, **1**, *5—42*.

Лабунцов А. Н. Апатит. Неметалл. ископаемые. М., изд. Акад. Наук, 1936. **1**, *230—321*.

Лабунцов А. Н. (с дополн. В. И. Влодавца). Апатит. Нерудные ископаемые. Л., изд. КЕПС Акад. Наук, 1929, **4**, прилож. II, *211—214*.

Лабунцов А. Н. и Щербина В. В. Полезные ископаемые Хибинских тундр и применение их в промышленности. Путеводитель по Хибин. тундрам. Л., изд. Акад. Наук, 1931, *18—29*.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Очередные проблемы Хибинского массива. Сборн. За полярным кругом. Л., изд. Акад. Наук, 1932, *23—26*.

Либман Э. П. К проблеме рассеянных редких элементов в Хибинских и Ловозерских тундрах. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Химтеорет, 1935, **8**, *235—239*.

Лупанова Н. П. Отчет о работе северо-западной Хибинской партии. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Ленхимсектор, 1932, **2**, *396—399*.

Лупанова Н. П. Базальтическая роговая обманка и авгит из мончикита Хибин. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1934, **6**, *53—64*.

Лупанова Н. П. Поачвумчорр и прилегающие к нему с запада высоты. Тр. Аркт. инст., 1935, **23**, *59—115*.

Малявкин С. Ф. Месторождения строительных материалов на Кольском полуострове. Сборн. Проблема Кольского полуострова. Л., Георазведиздат, 1933, *44—46*.

Мельников М. П. Материалы по геологии Кольского полуострова. Зап. Мин. общ., сер. 2, 1893, **30**, *105—239*.

Милованов Г. Н. О редких землях и элементах третьей и четвертой групп Редкие металлы, 1933, 4, *8—13*.

Михалев Д. Н. и др. Материалы по пирротиновым месторождениям южного склона Хибинского массива. Хибин. редкие элементы и пирротины. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933, **5**, *189—202*.

Мозель И. М. Качественная характеристика апатитовой продукции Хибинских тундр. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *36—41*.

Муратов М. В. и Иванова И. К. Месторождения трепельных пород в СССР. Строит. материалы, 1933, 5, *42—58*.

Мурзаев П. М. Пирротин Ленинградской области и Карелии. Сборн. Сырьевые и топливные ресурсы Ленингр. обл., Л. ОНТИ, Ленхимсектор, 1932, *71—82*.

Мурзаев П. М. Отчет хибинской пирротиновой партии. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Ленхимсектор, 1932, *364—366*.

Мурзаев П. М. Месторождения пирротина южных склонов Хибинского массива. Матер. ЦНИГРИ, Полезные ископаемые. Л., ОНТИ НКТП, 1935, **2**, *83—93*.

Новое месторождение апатита (близ г. Коашвы). Сов. Север, 1932, 6, *114*.

Новые минералы и редкие минеральные виды Хибинских и Ловозерских тундр. Хибинский массив. Тр. Сев. научно-пром. экспед., 1923, 16, *68—69*.

Ожинский И. С. Ловчорритовые месторождения внешнего пояса Хибинских тундр. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *107—111*.

Ожинский И. С. Ловчоррито-ринколитовые месторождения внешнего пояса Хибин. Зап. Мин. общ., сер. 2, 1935, **64**, 2, *355—415*.

Осиновский В. И. Открытие диатомовых земель на Кольском полуострове. Карело-Мурманск. край, 1930, 11/12, *28—29*.

Осиновский В. И. Диатомовые земли Кольского полуострова. Хибин. апатиты. Л., ГНТИ, Ленхимсектор, 1931, **3**, *115—120*.

Осиновский В. И. Кольские диатомиты. Сборн. Сырьевые и топливные ресурсы Ленингр. обл. Л., ОНТИ, Ленхимсектор, 1932, *24—29*.

Осиновский В. И. Кольский диатомит. На фронте индустр., 1933, 2, *54—56*.

Отчеты о деятельности Академии Наук СССР за 1932—1935 гг. Изд. Акад. Наук.

Первушин С. А. Кольский полуостров как сырьевая база редких металлов и его экономика. Редкие металлы, 1935, 2, *27—37*.

Пилипенко П. П. Микроструктура железо-титанистых руд некоторых русских месторождений. Мин. сырье, 1930, 7/8, *981—991*.

Покровский С. Д. Месторождения эвдиалитов Ловозерских тундр. Хибин. апатиты. Л., Химтеорет, 1935, **8**, *29—35*.

Покровский С. Д. и Салье Е. А. Месторождения эвдиалита Хибинских и Ловозерских тундр. Хибин. редкие элементы и пирротины. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933, **5**, *163—173*.

Покровский С. Д. и Хазанович К. К. Эвдиалит. Карело-Мурманск. край, 1934, 3/4, *50*.

Полканов А. А. Предварительный отчет о работах 1923 г. в сев.-вост. четверти 36-го листа 10-верстной геологической карты Европ. России. Изв. Геол. ком., 1924, **43**, 7, *931—973*.

Полканов А. А. Геологические исследования на Кольском полуострове в 1917—1927 гг. Доклады и сообщ. Мурманск. общ. краевед., 1928, **2**, *13—34*.

Полканов А. А. Геология, история металлогении и образования полезных ископаемых Кольского полуострова. Сборн. Проблема Кольского полуострова. Л., Георазведиздат, 1933, *4—37*.

Полканов А. А. Геологические перспективы полезных ископаемых. На фронте индустр., 1934, 1/2, *67—71*.

Полканов А. А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова, ч. 1. Л., изд. Акад. Наук, 1935, *1—564*.

Полонский Н. В. К изучению диатомитов. Сборн. За полярным кругом. Л., изд. Акад. Наук, 1932, *65—68*.

Промтов А. Н. Апатит. Минер.-сырьевая база СССР, вып. 27. Л., изд. ЦНИГРИ, 1935, *1—16*.

Пронченко Г. С. Апатито-нефелиновое месторождение Юкспора. Хибин. апатиты., Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *29—34*.

Пронченко Г. С. Итоги разведок Юкспорского месторождения апатита. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1934, **7**, *197—212*.

Пэк А. В. К изучению тектоники Хибинского массива. Сборн. За полярным кругом. Л., изд. Акад. Наук, 1932, *18—22*.

Пэк А. В. Некоторые данные по тектонике Хибинского района. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *218—223*.

Пэк А. В. Материалы к тектонике Хибин. Матер. по петр. и геохимии Кольского полуострова, ч. 6. Тр. СОПС, сер. Кольская, 1935, 9, *5—54*.

Р. С. Несколько слов о задачах геологического исследования Кольского полуострова. Изв. Арханг. общ. изуч. Русского Севера, 1911, 10, *773—775*.

Салье Е. А. Редкие земли и торий. Тр. IV Всесоюзн. геол. конфер. по цветным металлам. Л., Цветметиздат, 1932, **5**, *177—179*.

Салье Е. А. Хибинское месторождение молибденита. Тр. IV Всесоюзн. геол. конфер. по цветн. металлам. Л., Цветметиздат, 1932, **5**, *130—132*.

Салье Е. А. Молибден. Справ. Полезные ископаемые Ленингр. обл. и Карельской АССР, ч. 1. Ленингр. обл., Мурманск. окр. Л., Геолразведиздат, 1933, *363—366*.

Салье Е. А. Редкие земли. Справ. Полезные ископаемые Ленингр. обл. и Карельской АССР, ч. 1. Ленингр. обл., Мурманск. окр. Л., Геолразведиздат., 1933, *441—445*.

Салье Е. А. Редкие земли и редкие металлы. Тр. I Заполярной геол.-развед. конфер. Л., Геолразведиздат., 1933, *71—78*.

Салье Е. А. Методы геофизической разведки на ловчоррит. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *133—135*.

Салье Е. А. Предварительные результаты разведок циркониевых руд в Ловозерских тундрах. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *100—101*.

Сводка анализов минералов Хибинских тундр. Хибинский массив. Тр. Сев. научно-пром. экспед., 1923, 16, *70—73*.

Селиванов Б. П. Сфен, эвдиалит и эгирин Кольского полуострова перед лицом черной металлургии. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Химтеорет, 1935, **8**, *154—155*.

Семеров П. Ф. Сфен (новое титановое сырье Кольского полуострова). Карело-Мурманск. край, 1932, 3/4, *29*.

Семеров П. Ф. Разработка ловчорритовых месторождений. Хибин. редкие элементы и пирротины. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933, **5**, *80—84*.

Семеров П. Ф. Ловчоррит (новое редкоземельное сырье Кольского полуострова). Карело-Мурманск. край, 1933, 5/6, *50—51*.

Семеров П. Ф. и Чирвинский П. Н. Минералы Хибинской и Ловозерской тундр. Кировск, изд. Кировск. ком. краевед., 1935, *1—54*.

Сергеева Н. А. Отчет по исследованию Южного отрога Поачвумчорра. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Ленхимсектор, 1932, **2**, *427—428*.

Смирнов Г. Ф. Обогащение ловчорритовой руды. Хибин. редкие элементы и пирротины. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933, **5**, *84—95*.

Смирнов Г. Ф. Результаты опытов Кировской испытательной станции по обогащению эвдиалитовой породы. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ, Химтеорет, 1935, **8**, *90—92*.

Смирнов С. С. Некоторые результаты оптического исследования лампрофиллита и астрофиллита из Хибинских тундр. Хибинский массив. Тр. Сев. научно-пром. экспед., 1923, 16, *58—59*.

Солодовникова Л. Л. Полевые шпаты Хибинских тундр. Тр. Ленингр. общ. естествоисп., отд. геол. и мин., 1937, **66**, 1, *34—88*.

Соустов Н. И. Новые данные по геологии Хибинского района. Доклады Акад. Наук, 1934, **4**, 8/9, *506—511*.

Старынкевич-Борнеман И. Д., см. Борнеман-Старынкевич И. Д.

Степаньянц Г. А. Обогащение сфено-апатитовой породы Хибинского месторождения. Хибин. редкие элементы и пирротины. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933, **5**, *118—131*.

Ступаков С. А. Геолого-разведочные работы в апатитовом цирке Расвумчорра (по данным 1931 г.). Агроном. руды СССР, **2**, ч. 1. Тр. НИУ, 1934, **115**, *42—45*.

Ступаков С. А. Разведки апатита в апатитовом цирке Северного Расвумчорра. Хибин. апатиты, **2**. Тр. НИУ, 1936, **128**, *36—59*.

Судиславлев К. К. Некоторые соображения о геологическом строении и внутренней тектонике Хибинского массива в свете новых данных. Изв. Ленингр. геол. треста, 1936, 2, *1—6*.

Толмачев Ю. М. и Филиппов А. Н. О нахождении Rb, Be, Ga и Sr в нефелинах. Доклады Акад. Наук, 1934, **3**, 5, *366—369*.

Трусова И. Ф. К петрографии пород ийолит-уртитового ряда Хибинской тундры. Хибин. апатиты, **2**. Тр. НИУ, 1936, **128**, *93—102*.

Ферсман А. Е. Кварц и кальцит из Хибинских тундр. Изв. Акад. Наук, 1922, *479—494*.

Ферсман А. Е. Геохимия России. Пг., Научн. хим.-техн. изд-во, 1922, **1**, *1—214*.

Ферсман А. Е. Результаты экспедиций в Хибинские и Ловозерские тундры. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1922, *59—62*.

Ферсман А. Е. Минеральные ассоциации Хибинских и Ловозерских тундр. Изв. Акад. Наук, 1923, *65—80*.

Ферсман А. Е. Кристаллы магматического карбоната кальция из Хибинских тундр. Изв. Акад. Наук, 1923, *251—273*.

Ферсман А. Е. Закономерные срастания минералов в Хибинских и Ловозерских тундрах. Изв. Акад. Наук, 1923, *275—290*.

Ферсман А. Е. Полезные ископаемые Хибинских и Ловозерских тундр. Хибинский массив. Тр. Сев. научно-пром. экспед., 1923, 16, *63—64*.

Ферсман А. Е. К вопросу о содержании редких земель в апатитах. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1924, *42—45*.

Ферсман А. Е. Проблемы Хибинских и Ловозерских тундр (К 10-летию хибинских экспедиций). Природа, 1929, 5, *379—403.*

Ферсман А. Е. Апатито-нефелиновая проблема Хибинских тундр. Матер. по химизации нар. хоз., 1929, **5**, *1—95.*

Ферсман А. Е. Проблема хибинского апатита. Матер. по химизации нар. хоз., 1929, 4, *81—89.*

Ферсман А. Е. Уроки одного открытия (к вопросу об открытии хибинских апатитов). Химия и хозяйство, 1929, 2/3, *10—22.*

Ферсман А. Е. Хибинские апатиты как сырье для суперфосфатной и стекольно-фарфоровой промышленности. Полезные ископаемые Ленингр. обл. и проблема их использования. Л., изд. Облсовпрофсоюза, 1929, *5—11.*

Ферсман А. Е. Нефелино-апатитовая проблема. Тр. Инст. изуч. Севера, 1930, **46**, *3—13.*

Ферсман А. Е. Геохимическая диаграмма Хибинских тундр. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1931, *193—198.*

Ферсман А. Е. Геохимические дуги Хибинских тундр. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1931, *367—376.*

Ферсман А. Е. Апатит, его месторождения, геохимия, запасы и экономика. Хибин. апатиты. Л., ГНТИ, Ленхимсектор, 1931, **3**, *124—168.*

Ферсман А. Е. Сырьевая база Хибинского горно-химического комбината на Кольском полуострове. К вопросу организации химического комбината на Кольском полуострове. Л., Госхимтехиздат, 1932, *8—28.*

Ферсман А. Е. Геохимические проблемы Союза. Очерк первый. Основные черты геохимии Союза. Тр. СОПС, сер. полезн. ископ., 1931, 2, *1—39.*

Ферсман А. Е. Пегматиты, их научное и практическое значение. **1.** Гранитные пегматиты. Тр. СОПС, сер. полезн. ископ., 1931, 1, *1—646*; то же, 2 изд., исправ. и дополн. Тр. СОПС, сер. полезн. ископ., 1932, 1, *1—665.*

Ферсман А. Е. Новые проблемы в изучении минерального сырья (на примере нефелина). Успехи химии (Хим. журнал, сер. Г), 1932, 1, *7—8.*

Ферсман А. Е. Освоение Кольского полуострова и его богатств. Сборн. За полярным кругом. Л., изд. Акад. Наук, 1932, *3—7.*

Ферсман А. Е. Путеводитель по Хибинским тундрам (изд. исправл. и дополн.). Л., изд. Акад. Наук. 1932. Статьи: Апатитовые дуги и их промышленное значение, *15—18*; Перспективы, *49—52*; Геохимия и минералогия, *82—89.*

Ферсман А. Е. Сравнительный очерк геохимии Хибинского и Монча-комплекса. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1932, *133—138.*

Ферсман А. Е. Ископаемое сырье Ленинградской области и его перспективы. Тр. ноябрьской сессии Акад. Наук 1931 г. Л., изд. Акад. Наук, 1932, *343—380.*

Ферсман А. Е. Редкие элементы в щелочных массивах Кольского полуострова. Хибин. редкие элементы и пирротины. Л., Госхимтехиздат, 1933, **5**, *6—15.*

Ферсман А. Е. Редкие элементы Хибинских и Ловозерских тундр. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *95—99.*

Ферсман А. Е. Перспективы ископаемых богатств Карело-Мурманского края. Беломор.-Балт. комбинат (Медвежья гора), 1934, 1, *7—13.*

Ферсман А. Е. и Влодавец Н. И. Нефелин, его месторождения, запасы, применение и экономика. Хибинские апатиты. Л., ГНТИ, Ленхимсектор, 1931, **3**, *23—44.*

Ферсман А. Е. и Влодавец Н. И. Нефелин. Сборн. Сырьевые и топливные ресурсы Ленингр. обл. Л., ОНТИ, Ленхимсектор, 1932, *61—70.*

Ферсман А. Е. и др. Описание месторождений Хибинских и Ловозерских тундр.

Хибин. и Ловозер. тундры, 2. Тр. Инст. по изуч. Севера, 1928, **39**, *203—366*. Соавторы: Бонштедт Э. М., Гуткова Н. Н., Костылева Е. Е., Куплетский Б. М. и Лабунцов А. Н.

Фивег М. П. Кукисвумчоррское апатитовое месторождение в Хибинской тундре Мин. сырье, 1930, 5, *684—693*.

Фивег М. П. Разведочные работы на части Кукисвумчоррского апатитового месторождения (предварительные сведения по январь 1930 г.). Хибин. апатиты. Л., НКТП, 1930, *47—67*.

Фивег М. П. Кукисвумчорр-Юкспорское месторождение апатитов в Хибинской тундре. Удобр. и урожай, 1931, 2, *163—166*.

Фивег М. П. Современное положение разведки хибинских апатитов. Вторая суперфосфатная конференция в Хибиногорске. Матер. технолог. отдела НИУ. М., 1931, 11, *3—4*.

Фивег М. П. Очерк Кукисвумчорр-Юкспорского апатитового месторождения. Апатито-нефелиновые месторождения Хибинских тундр. Кукисвумчорр-Юкспор. 1. Тр. НИУ, 1932, **89**, *24—76*.

Фивег М. П. Нефелин (элеолит). Геол.-развед. работы во втором пятилетии. М., изд. Стандартизация и рационализация", 1932, **4**, *96—103*.

Фивег М. П. Агрономические руды Хибинской тундры. Минеральные удобрения, 1. Тр. НИУ, 1932, **109**, *9—19*.

Фивег М. П. Нефелин. Справ. по удобрениям. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933, *129—133*.

Фивег М. П. Апатит. Справ. по удобрениям. Л., ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933, *10—17*.

Фивег М. П. Кукисвумчоррский апатит. Минеральные удобрения, 2. Тр. НИУ. 1933, **113**, *87—91*.

Фивег М. П. Внутренняя апатитовая дуга и ийолитовые породы Хибинской тундры. Агроном. руды СССР, 2, ч. 1. Тр. НИУ, 1934, **115**, *33—42*.

Фивег М. П. Краткие выводы из работ хибинских разведочных партий ГГО НИУ за 1932 г. Агроном. руды СССР, 3, ч. 1. Тр. НИУ, 1934, **124**, *15—23*.

Фивег М. П. и Боголепов К. В. Предварительные разведки апатитовых месторождений на плато Расвумчорра. Хибин. апатиты, 2. Тр. НИУ, 1936, **128**, *59—77*.

Фивег М. П. и Казаринова В. А. Химическая характеристика апатитов Кукисвумчоррского месторождения. Агроном. руды СССР, 2, ч. 1. Тр. НИУ, 1934, **115**, *61—65*.

Фивег М. П. и Казаринова В. А. Химическая характеристика кукисвумчоррского апатита. Хибин. апатиты, 2. Тр. НИУ, 1936, **128**, *103—124*.

Фивег М. П. и Трусова И. Ф. Петрография пятнистой разности нефелино-апатитовой породы. Хибин. апатиты, 2. Тр. НИУ, 1936, **128**, *78—93*.

Фивег М. П., Ступаков С. А. и Антонов Л. Б. Разведка Кукисвумчорр-Юкспорской линзы. Хибин. апатиты. ОНТИ ВСНХ, 1932, 2, *355—363*.

Фивег М. П., Ступаков С. А. и Антонов Л. Б. Кукисвумчорр-Юкспорская линза апатито-нефелиновых пород. Агроном. руды СССР, 1, ч. 1. Тр. НИУ, 1932, **99**, *3—18*.

Хазанович К. К. Эвдиалит Ловозерских тундр. Разведка недр, 1934, 4, *22—23*.

Хазанович К. К. Ловчоррит Хибинских тундр. Разведка недр, 1935, 1, *28*.

Хазанович К. К. К вопросу о редких элементах Кольского полуострова. Мин. сырье, 1936, 3, *12—15*.

Хазанович К. К. Геологический очерк и полезные ископаемые северо-западной части Ловозерских тундр (Луяврурта). Тр. Ленингр. общ. естествоиспытат., отд геол. и мин., 1936, **65**, 1, *70—95*.

Херувимова Н. Л. Минералого-петрографическое исследование апатито-нефелиновой породы Хибинского месторождения. Матер. по обогащению неметалл. полезных ископаемых. Л., Гостехиздат, 1930, ч. 1, *237—253*.

Хибинские и Ловозерские тундры, под ред. акад. А. Е. Ферсмана, **1**. Маршруты. Тр. Научн.-иссл. инст. изуч. Севера, 1925, **29**, *1—195*; то же, **2**. Физико-географический очерк — петрография — месторождения. Тр. Инст. изуч. Севера, 1928, **39**, *1—398*.

Хибинский массив, под ред. акад. А. Е. Ферсмана. (Очерк научных результатов экспедиций в Хибинские и Ловозерские тундры, 1920—1921 и 1922 гг.). Тр. Сев. научно-пром. экспед., 1923, 16, *1—86*.

Хлопин В. Г. Виды сырья. Цирконий. Хим.-техн. справочник, **1**. Ископаемое сырье. Пг., Научн., хим.-техн. изд., 1923, ч. 1, *213—214*.

Хрущов Н. А. Молибденовые месторождения СССР. Тр. IV Всесоюзн. геол. конфер. по цветным металлам, вып. 5. Л., Цветметиздат, 1932, *106—126*.

Цветков А. И. Об изменении окраски у апатитов при нагревании. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1929, *409—414*.

Цинзерлинг Е. В. Отчет Рисчоррского отряда. Хибин. апатиты. Л., ОНТИ Ленхимсектор, 1932, **2**, *425—426*.

Черник Г. П. Химическое исследование кальциевого анцилита и сопровождающих его минералов из Хибинских тундр. Изв. Акад. Наук, 1923, *81—94*.

Черник Г. П. Химическое исследование вёлерита Хибинских тундр. Доклады Акад. Наук, 1923, *37—39*.

Черник Г. П. Химическое исследование минерала мозандритовой группы из жилы Иидичвумчорра в Хибинских тундрах. Хибинский массив. Тр. Сев. научно-пром. экспед., 1923, 16, *54—55*.

Черник Г. П. Химическое исследование кальцио-анцилита и некоторых сопровождающих его минералов из нефелинового сиенита горы Кукисвумчорр. Хибинский массив. Тр. Сев. научно-пром. экспед., 1923, 16, *41—43*.

Черник Г. П. Анализ одного эвдиалита из Хибинских тундр и продукта его изменения. Изв. Акад. Наук, 1925, *711—720*.

Черник Г. П. Результаты анализа некоторых минералов хибинского лакколита Кольского полуострова. Горный журнал, 1927, 12, *740—753*.

Чирва Е. Ф. Результаты кристаллографического и оптического изучения лопарита Хибинских тундр. Тр. ЛИГЕМ, сер. мин., 1937, **10**, *61—71*.

Чирвинский П. Н. Новое в минералогии Кольского полуострова. Карело-Мурманск. край, 1935, 1/2, *52—54*.

Чирвинский П. Н. Микроскопическая характеристика ловчоррита и одного его нового аналога из Хибинских тундр. Матер. к геохимии Хибинских тундр. Тр. Кольской базы Акад. Наук, 1935, 1, *77—90*.

Чирвинский П. Н. Количественная химико-петрографическая характеристика сфенсодержащих пород Лопарской долины в Хибинской тундре. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1936, **7/8**, *31—38*.

Чирвинский П. Н. Количественная химико-петрографическая характеристика эвдиалитовых пегматитов из Вавнбед в Ловозерской тундре. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1936, **7/8**, *39—46*.

Чирвинский П. Н. Фошалласитиз Хибинской тундры. Сборн. в честь 50-летия научн. деят. акад. В. И. Вернадского. М., изд. Акад. Наук, 1936, **2**, *757—764*.

Чирвинский П. Н. Новейшие успехи в изучении минералов Хибинских и Ловозерских тундр. Природа, 1936, 8, *90—96*.

Чистяков А. И. и Абрамычев С. Н. Хибинские апатиты, Л., Горгеонефтеиздат, 1933, *1—48*.

Шафрановский И. И. Материалы к изучению роговых обманок из пегматитовых выделений Хибинских тундр. Тр. ЛИГЕМ, сер. мин., 1937, **10**, *49—59*.

Шевченко М. И. Результаты поисковых и разведочных работ в восточной части апатито-нефелиновой дуги Хибинских тундр. Хибин. апатиты. Л., НИС НКТП, 1933, **6**, *35—36*.

Щербаков Д. И. Нефелин и его применение. Тр. ноябрьской сессии Акад. Наук СССР. Л., изд. Акад. Наук, 1932, *331—342*.

Щербаков Д. И. Нефелин. Справ. Пол. ископаемые Ленинградской обл. и Карельской АССР, ч. 1. Ленингр. обл., Мурманск. окр. Л., Георазведиздат, 1933. *404—412*.

Щербина В. В. Анализы хибинского нефелина. Доклады Акад. Наук, сер. А, 1931, *216—222*.

Щербина В. В. Об исследовании геохимического распространения ванадия в хибинском сырье. Редкие металлы, 1933, 4, *35—36*.

Щербина В. В. Петрографический и геохимический очерк горных пород юго-западной части Ловозерских тундр. Матер. по петр. и геохимии Кольского полуострова, ч. 2. Труды СОПС, сер. Кольская, 1933, 3, *59—74*.

Artemiev B. Rare metals. Mineral Resources of the USSR. Lg., 1933, *70—81*.

Barth T. u. Berman H. Neue optische Daten wenig bekannter Minerale. Chemie d. Erde, 1933, **5**, *22—42*.

Beljankin D. S. u. Ivanova W. P. Untersuchung der chemischen Konstitution des Pektoliths. Zbl. Min., 1933, Abt. A, **10**, *327—339*.

Borgström L. H. Mineralogiska Notiser. 4. Hackmanit. Geol. För. Förh., 1901, **23**, *563—566*.

Brenner Th. Ueber Theralit und Ijolit von Umptek auf der Halbinsel Kola. Bull Com. Géol. Finl., 1920, 52, *1—30*.

Brögger W. C. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet. Scrift. utgit av Videnskapsselskapet i Kristiania, 1920. I. Math. Naturw. Kl., B. II, 1921, *1—408*.

Eichleiter F. Ueber die chemische Zusammensetzung einiger Gesteine von der Halbinsel Kola. Verh. Wiener Geol. Reichsanst., 1893, 9, *217—218*.

Fersman A. Ueber die Natur der Pegmatitbildungen. Доклады Акад. Наук, сер. A, 1924, *89—92*.

Fersman A. Minerals of the Kola Peninsula. The Amer. Mineralogist, 1926, **11** *289—299*.

Fersman A. Die Mineralien der Chibina- und Lujavr-Tundren. N. Jb. Min., 1926, Abt. A, **55**, *36—46*.

Fersman A. Geochemische Migration der Elemente und deren wissenschaftliche und wirtschaftliche Bedeutung erläutert an vier Mineralvorkommen: Chibina-Tundren. Teil I. Abhandl. z. prakt. Geol. u. Bergwirtschaftslehre (Halle), 1929, **18**, *1—116*.

Fersman A. La nephéline des Monts Chibines. La vie économ. des Soviets (Paris), 1931, 131, *14—15*.

Fersman A. Neue Mineralrohstoffe (Apatit und Nephelin). Internat. Bergw. u. Bergtechn. (Halle), 1932, 3, *37—42*.

Fletscher M. The formula of aenigmatite. Amer. Journ. of Science, 1936, **32**, 191, *341—348*.

Gaertner H. R. Die Kristallstrukturen von Loparit und Pyrochlor. N. Jb. Min. 1930, Abt. A, **61**, 1, *1—30*.

Goldschmidt V. u. Peters. Zur Geochemie des Galliums. Nachr. Ges. Wiss., Göttingen, 1931, *165—183.*

Gossner B. u. Drexler K. Ueber Kristallform u. chemische Zusammensetzung von Lamprophyllit. Z. Krist., 1935, **91**, *494—500.*

Gossner B. u. Spielberg F. Chemische und röntgenographische Untersuchun gen an Silikaten. Ein Beitrag zur Kenntnis der Hornblendegruppe. Z. Krist., 1929, **72**, 2, *111—142.*

Granigg B. Die Apatitlagerstätten in den Tundren von Chibine (Halbinsel Kola). Z. prakt. Geol., 1933, **41**, 1, *1—16* u. 2, *25—31.*

Hackman V. Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systems. Bull. Com. Géol. Finl. 1905, 15, *1—143.*

Kunitz W. Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblendegruppe. N. Jb. Min., 1929, Abt. A, **60**, *171—250.*

Kunitz W. Die Rolle des Titans und Zirkoniums in den gesteinsbildenden Silikaten. N. Jb. Min., 1936, Abt. A, **70**, 3, *425—429.*

Labunzow A. N. Apatit. Z. prakt. Geol., 1928, 12, *192—195.*

Labuntzoff A. Gisement d'apatite dans les toundres de Hibine. Les reserves mondiales en Phosphates. Inform. faites par iniciative du Bureau d. XIV Congrès Géol. Internat. Espagne 1926. Madrid, 1928, **1**, *487.*

Middendorf A. Th. Bericht über ein Abstecher durch das Innere von Lappland während der Sommerexpedition im Jahre 1840. Beitr. z. Kenntnis d. Russ. Reiches, 1845, **11**, *137—183.*

Rabot Ch. et Velain C. Explorations dans la Laponie Russe ou presqu'ile de Kola (1884—1885). Géologie des roches cristallophyllienes et éruptives. Bull. Soc. Géogr. Paris), 1891, Sér. VII, **12**, *49—102.*

Ramsay W. Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola. Nebst einem Anhange. Petrographische Beschreibung der Gesteine des Lujavrurt. Fennia, 1890, **3**, 7, *1—52.*

Ramsay W. Kurzer Bericht über eine Expedition nach der Tundra Umptek auf der Halbinsel Kola. Fennia, 1892, **5**, 7, *1—32.*

Ramsay W. Ueber den Eudialyt von der Halbinsel Kola. N. Jb. Min., 1893, **8**, *722—730* То же. Fennia, 1894, **11**, 2.

Ramsay W. Urtit, ein basisches Endglied der Augitsyenit-Nephelinsyenit-Serie. Geol. För. i Stockholm Förh., 1896, **18**, *459—468.*

Ramsay W. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. II. Fennia, 1897, **15**, 2, *1—27.*

Ramsay W. Neue Beiträge zur Geologie der Halbinsel Kola. Fennia, 1899, **15**, 4, *1—15.*

Ramsay W. u. Hackman V. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. I. Fennia, 1894, **11**, 2, *1—225.*

Shand S. J. Limestone and the Origin of Feldspathoidal Rocks: an Aftermath of the Geological Congress. The Geol. Mag., 1930, **67**, 795, *415—427.*

Tatarinov P. M. Nonmetallic minerals. Miner. Resources of the USSR. Lg., 1933, *82—96.*

Vogel F. Das Apatit-Nephelinvorkommen von Chibinogorsk, Halbinsel Kola. Metall u. Erz, 1933, 10, *191—193.*

Wlodawetz N. J. Nephelin. Z. prakt. Geol., 1929, 1, *10—13.*

Zachariasen W. H. Bemerkung zu der Arbeit von B. Gossner u. F. Mussgnug: Ueber die strukturelle u. molekulare Einheit von Eudialyt. Zbl. Min., 1930 7, *315—317.*

УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ

Авгит 19, 35, *215*.
Актинолит *235*.
Альбит (см. Полевые шпаты).
Амазонит (см. Полевые шпаты, микроклин).
Амфибол (см. Роговая обманка).
Анальцим 77, 116—118, 225, 226, 245, 257, *270—272*, 277, 279, 301, 304, 305, 386, 392.
Анатаз *172*.
Андалузит *266*.
Анортоклаз (см. Полевые шпаты).
Анцилит (см. Кальцио-анкилит).
Апатит 30, 32, 35, 65, 70, 73, 76, 77, 93, 104, 105, 110, 111, 114, 117, 126, 209, 242, 247, 251, 269, 280, 281, 317, 366, 370, 371, 372, 381, 393, 406, *419—440*, 429, 448, 457, *460—484*, 485, 502.
Апофиллит *268—269*.
Арфведсонит 18—20, 22, 34, 47, 73, 75, 77, 78, 81, 116—118, 203, 210, 213, 234, *237—242*, 248, 259, 317, 318, 338, 386, 393, 401, 450, 453.
Астрофиллит 19, 22, 47, 70, 75, 102, 103, 105—108, 110, 113, 120, 121, 152. 209, 210, 213, 225, 234, 240, 269, 300, 307, 308, 317, 321, 326, 327, *328—343*, 366, 397, 439, 446.

Базальтическая роговая обманка *235—236*.
Баркевикит *242*.
Бергманит 256, 273, *279—280*.
Биотит 19, 22, 32, 35, 77, 150, *281*, 287, 308, 356, 438.
Борнит *143*.

Вёлерит *288*.
Виолофиллит 398.
Волластонит 127, 229.
Вудъяврит 184, 360, 364, 368, *372—378*.

Гайнит 372.
Гакманит 78, *253—257*.
Галенит 104—106, 108, 110, *136—137*, 229, 259, 260, 366, 370, 372, 381, 406, 407, 446.
Ганофиллит 451.
Гарньерит 378.
Гастингсит *236—237*.
Геденбергит 221.
Гейландит *269*.
Гематит *160*, 168.
Гидраргиллит (гиббсит) *175—176*, 256, 271 278—280.
Гидронефелит 245, 278, 279, *281*.
Гидротальк ит 287.
Гипс *445*.
Гранат *260*, 266.
Графит 104, *129—130*.

Диаспор *174*, 256, 278, 280.
Диатомит *152—153*, *532—535*.
Диопсид *215*, 221.

Ильменит 22, 76, 77, 102, 110—112, 117, *160—165*, 168, 174, 184, 213, 265, 277, 280, 283, 308, 313, 318, 321, 366, 429, 438, 502.
Ионструпит 366, 368, 370.
Иттроцерит *148—149*.

Кальциевый ринкит 366, 368, *370—372*, 407.
Кальцио-анкилит 149, *181—184*—, 378.
Кальцит 123, *176—180*, 268, 279.
Каменный мозг 287.
Канкринит 19, 34, 70, 76. 78, 208, 231, 245, 247, *251—252*, 308, 371 392, 407.

Каолин *287—288*.
Карбоцер *445—447*.
Карбуран 445.
Катаплеит 105, 107, 149, 184, 265, 301, *305—308*, 340, 392.
Катафорит *242*.
Кварц 42, 105, 123, *149—150*, 235.
Кварцин 151.
Клиноэнстатит *214—215*.
Ковеллин *143*, 144.
Кокимбит 147.
Корунд *159*, 172, 266.
Кремень 114, 116, *151*, 207, 278, 279.
Куприт 144, *158—159*.

Лампрофиллит 18, 32, 54, 59, 60, 66, 73—77, 101—104, 107, 108, 113, 116, 118, 135, 209, 224—226, 229, 231, 234, 240, 248, 300, 301, 318, 321, 326, *343—354*, 366, 393, 401, 406, 419, 450, 453.
Лед *153—158*.
Лейкофан *243*.
Лепидомелан 22, 98, 107, 108, 110, 111, 120, 174, 210, 226, 229, 231, 242, 265, *282—285*, 300, 343, 397, 438, 451.
Лимонит 123, 146, *174*, 449.
Литиевая слюда *285—286*.
Ловенит *289*.
Ловчоррит 18, 22, 102, 107—109, 121, 126 184, 210, 242, 248, 283, 352, *354—370* 371, 374, 375, 377, 381, 407, 419, 446 *508—512*.
Лопарит 19, 56, 60, 63, 66, 70, 73—76, 102, 105, 113, 117, 121, 126, 242, 271, 301, 304, 317, 338, 391, *408—419*, 458, *512—517*.
Лоренценит 393.

Маггемит 172.
Магнетит 35, 321, 429, 485.
Малахит *184—185*.
Марганцевый нептунит (манган-нептунит) 102, 104, 116, 117, 234, 242, 259, 271, 277, 301, 304, 343, *382—387*, 393, 418, 442.
Марказит 104, 135, 141, *146—147*, 174.
Медистый вудъяврит 185, *378—381*.
Медный блеск (см. Халькозин).
Медный колчедан (см. Халькопирит).
Мезодиалит 103, 290, 294, 295, 300, 326.
Мезолит 268, 270, *280*.
Мелинофан *243*, 451.
Микроклин (см. Полевые шпаты).
Мозандрит 368, 370.
Моленграафит 353.
Молибденит 76, 93, 104, 117, *130—136*, 143, 301, 393, *527—530*.
Молибденовая охра *159—160*.
Молибденовый блеск (см. Молибденит).
Мурманит 54, 56, 59, 60, 63, 65, 66, 70, 73—75, 77, 78, 81, 102, 116, 117, 120, 121, 203, 226, 234, 242, 259, 301, 353, 393, *398—402*, 442, 450, 453.
Мусковит 207.

Натролит 22, 77, 105, 110, 111, 114, 116—118, 151, 184, 225, 226, 234, 245, 248, 252, 256, 257, 259, 260, 265, 270, 271, *272—278*, 279, 280, 286, 301, 305, 307, 308, 318, 366, 368, 371, 386, 392, 393, 442, 446, 447, 450.
Нептунит (см. Марганцевый нептунит).
Нефелин 18—22, 30, 31, 35, 64, 68, 70, 73—77, 81, 82, 85, 98, 101—108, 110, 112, 114, 116—118, 126, 134, 176, 203, 209, 213, 214, 224—226, 229, 231, 234, 240, 242, *243—251*, 255, 256, 259, 269—271, 278, 280, 300, 301, 307, 313, 317, 318, 321, 326, 327, 353, 366, 386, 391, 392, 395, 397, 401, 406, 408, 418, 419, 423, 429, 432, 433, 446, 449, 450, 452, 457, *485—501*, 502.
Нонтронит 112, 127, 447, 448.

Окислы железа 159, 174.
Окислы марганца *173*, 304.
Оливин 35, *260—261*.
Опал *152*.
Ортоклаз (см. Полевые шпаты).

Пектолит 22, 102, 107—110, 118, 121, 209, 210, 225, *227—231*, 252, 283, 352, 366, 370, 371, 372, 397, 406, 407, 446.
Перовскит 260, 408.
Пингвит 447.
Пирит 111, 112, 123, 141, *145—146*, 168.
Пироксен *214—227* 231, 248.
Пиролюзит *173*, 304.
Пирротин 104, 110, 134, 135, *140—143*, 366, 381, 445, *530—532*.
Полевые шпаты 18, 20—22, 26, 32, 35, 56, 59, 64, 65, 70, 73—78, 81, 82, 98, 101, 104, 105, 107, 111, 114, 116—118, 135, 150, 152, *185—214*, 224—226, 229, 231, 233, 234, 242, 247, 248, 251, 269, 278,

300, 301, 307, 313, 318, 321, 326, 327, 340, 353, 366, 386, 391—393, 395, 397, 406, 418, 419, 439, 446, 449, 450, 452.
Альбит 18, 20, 22, 73, 75—78, 81, 98, 102, 104, 105, 111, 112, 117, 134, 135, 150, *185—214*, 234, 237, 265, 266, 271, 281, 300, 304, 305, 307, 308, 327, 392, 393, 439, 448.
Анортоклаз 18, 26, 35, 76, 98, 105, 107, 108, 110, 120, *185—214*, 234, 318, 406, 429.
Микроклин 73, 75, 77, 98, 101, 103—106, 116, 117, *185—214*, 206, 208, 209, 235, 237, 240, 256, 259, 265, 271, 280, 300, 301, 327, 340, 393, 401, 406, 418, 448.
Ортоклаз 187, 366.

Рамзаит 19, 78, 102, 111, 116, 117, 120, 184, 203, 225, 226, 234, 242, 259, 265, 271, 301, 307, 308, 327, *387—394*, 401, 419, 439, 452, 453.
Ранит 267.
Ринкит 366, 368, 370.
Ринколит 18, 22, 101—105, 108, 109, 118, 121, 184, 209, 210, 224, 231, 248, 269, 277, 300, 326, 352, *354—370*, 375, 397, 406, 438, 439, 446.
Роговая обманка щелочная 20, 22, 35, 54, 65, 70, 77, 81, 98, 101, 103, 105—108, 116, 121, 150, 221, 224, *235—242*, 269, 300, 301, 326, 366, 392, 397, 429, 449, 485.
Розенбушит *288*.
Рутил *172*.

Сапонит *286—287*.
Свинцовый блеск (см. Галенит).
Сепиолит 287.
Серицит *281*.
Серпентин *286*.
Силлиманит *266*.
Слюда 19, 22, 35, 65, 107, 266, *281—286*.
Содалит 56, 64, 65, 68, 76—78, 81, 85, 98, 102, 116—118, 203, 226, 242, 245, 247, 251, *253—257*, 258, 260, 271, 272, 278, 280, 301, 353, 392, 393, 401, 408, 418, 438, 442, 453.
Стенструпин 117, 259, *407—408*, 442.
Сфалерит 103, 104, 106, 110, 136, *137—140*, 259, 260, 304, 366, 372, 381, 406, 407, 442, 446.
Сфен 19, 20, 22, 30, 32, 35, 65, 70, 73, 75—77, 93, 101—103, 105—108, 110, 113, 117, 121, 126, 134, 209, 210, 225, 229, 231, 240, 281, 283, 300, 307, *308—321*, 326, 327, 338, 366, 370, 393, 395, 397, 407, 418, 423, 429, 432—434, 450, 485, *502—508*.

Тайниолит *285—286*.
Титанистый авгит 35, *215*.
Титанит (см. Сфен).
Титаномагнетит 30, 35, 113, *165—172*, 174, 317, 423, 429, 450, 502, *527*.
Титаноэльпидит 234, *302—303*.
Томсонит 245, 278, 279, *280*.

Уссингит 56, 102, 117, 118, *257—260*, 408, 442.

Ферромолибдит 159.
Ферсманит 109, 372, *402—407*.
Флюорит 22, 65, 104, 108, 110—112, 114, *147—148*, 184, 149, 265, 277, 279, 280, 308, 442, 450.
Фошагит 267.
Фошалласит *267—268*.

Халцедон 110, 114, *151*, 207, 279.
Халькозин *137*, 144.
Халькопирит 111, 112, 141, *144—145*, 280, 366, 381.
Хлорит *286*.
Хризоколла 127, 378.

Централласит 267.
Цеолит 70, 114, 117, 245.
Церуссит *180*.
Цинковая обманка (см. Сфалерит).
Циркон 22, 102, 111, 112, 149, 184, 213, *261—266*, 277, 281, 302, 308, 392.
Цоизит 266, 267.

Шабазит 110, 118, *269—270*, 301.
Шизолит 117, 173, *231—235*, 259, 442.
Шпинель *165*, 173, 260, 266.
Шпреуштейн 70, 118, 175, 245, 271, 273, *278—279*, 280, 452.

Эвдиалит 18, 20, 47, 54, 55, 59, 60, 63, 66, 69, 70, 73—77, 81, 93, 101—104, 107, 108, 113, 116, 117, 121, 126, 135, 174, 203, 209, 224—226, 234, 237, 240, 242, 248, 259, 266, 271, 383, *289—302*, 308, 313, 321, 326, 327, 340, 352, 353, 366,

386, 393, 401, 407, 418, 450, 453, *518—526*.
Эвколит 19, 102, 105, 106, 121, 213, 224, 240, 248, 269, 270, 271, 280, *289—302*, 307, 308, 317, 318, 327, 338, 366, 418, 438.
Эгирин 18—20, 22, 29, 30, 32, 34, 35, 47, 55, 56, 59, 69, 70, 73—78, 81, 82, 98, 101, 103—111, 113, 116—118, 126, 135, 150—152, 187, 204, 208, 209, 213, 214, *216—227*, 229, 234, 240, 242, 247, 248, 251, 259, 265, 269, 270—272, 274, 277, 279—281, 283, 300, 301, 307, 313, 317, 318, 321, 326, 327, 338, 340, 352, 353, 366, 371, 372, 386, 391—393, 395, 397, 401, 406, 418, 419, 423, 429, 432, 433, 439, 440, 446, 450, 452, 453, 485, 502, *526—528*.
Эгирин-авгит 19, 32, 77, *215—216*, 287, 321.
Элатолит *176*.
Элеолит (см. Нефелин).
Эльпидит 305.
Энигматит 18, 19, 47, 101—104, 106, 135, 208, 209, 221, 224, 240, 242, 248, 300, 313, 317, 321, *322—328*, 338, 340, 343, 449.
Эпидот *267*.
Эрикит 259, *440—443*.

Юкспорит 22, 102, 107, 109, 110, 120, 209, 210, 225, 229, 231, 283, 353, *394—397*, 446.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ.

Айкуайвентчорр 17, 18, 111, 142, 150, 265, 277, 532.

Аллуайв 49, 50, 59, 116, 234, 256, 257, 259, 260, 277, 279, 301, 512.
Аллуайв, река 512.
Ангвундасчорр 83, 116, 117, 226, 256, 257, 271, 277, 279, 292, 297, 301, 401.
Ангвунсньюн 51, 392.
Анкисуай 64, 65.
Апатитовая гора (см. Кукисвумчорр).

Вавнбед 52, 59, 450, 451.
Валепахк 159, 266, 267, 286.
Варзуга 15, 50, 150, 180.
Весеннее озеро 152.
Веске ламбина 152.
Ворткеуай, долина 366, 432, 433.
Ворткеуай, перевал 163, 179, 392.
Вудъяврчорр 17, 18, 100, 142, 163, 240, 267, 280, 288, 300, 326, 360, 363, 364, 367, 374, 376, 377.
Вуоннемиок 35, 107, 109, 194, 196, 229, 234, 274, 300, 307, 308, 397, 402, 437, 439
Вуоннемиока 3-й северный приток 288, 404, 405, 406, 446.

Гажевое озеро 180.
Гакмана река 107, 274, 276, 298, 367, 381, 397.
Гакмана ущелье 108, 193, 194—196, 222, 229, 241, 274, 314, 315, 366, 397.
Географов ущелье 103, 222, 279, 447.

Иидичвумчорр 103, 148, 151, 174, 179, 243, 244, 246, 269, 279, 281, 288, 300, 325, 326, 357, 358, 366, 401.
Иидичиок 440.
Имандра озеро 44, 251, 485, 532, 534.

Калиок 26, 366.
Карнасурт 54.
Каскасньюнаиок 107, 237, 241, 298, 439.
Каскасньюначорр 240, 300.
Киткиньюн 51.
Китчепахк 93, 103, 137, 193, 224, 270—272, 276, 277, 279, 288, 300, 326.
Коашва 93, 103, 137, 300, 326, 429, 437, 438.
Коклухтиуай 189.
Кола 532.
Колвицкое озеро 532.
Куамдеспахк 50, 304.
Куйвчорр 54.
Кукисвумчорр 18, 21, 22, 25, 30, 31, 34, 93, 107—109, 111, 134, 136, 137, 142—145, 149, 159, 161, 163—167, 172, 183, 185, 189, 192, 194, 214, 225, 227, 229, 231, 239—241, 246, 451, 252, 256, 260—262, 265, 269, 276—279, 282, 285, 286, 289, 300—302, 306, 307, 314, 315, 318, 321, 331, 336—338, 343, 350, 366, 368, 376, 392, 397, 407, 417, 418, 423, 424, 427, 429, 432, 434, 440, 460, 462, 475, 479, 502.
Кукисвумчорр Северный 93, 108, 139, 151.
Кукисвумчор
- Апатитовая гора 18, 21, 132, 142, 171, 270, 378, 380, 432, 437, 439, 446.
- Жильная долина 105, 183, 184, 193, 239, 268, 307, 437, 439,
- Северо-западный отрог 183.
- Юго-западный отрог 163, 173.
- Южный отрог 29, 107, 137, 174, 189, 195, 226, 260, 284, 315, 318, 366, 402,
- Цирконовый отрог 147, 160, 163, 439 447.

Цирконовая перемычка 243, 283, 307.
Эвдиалитовая перемычка 234, 307, 399, 401, 402, 407.
Лопарский цирк 376, 378.
1-й Западный цирк 283.
2-й Западный цирк 283.
3-й Западный цирк 148, 270, 280, 283.
Юго-западный цирк 437, 439.
Куэльпор 26, 251, 392, 397, 402, 407, 423, 429, 431, 437, 440, 460, 462.

Ласточкино гнездо 134, 159.
Лестивара 242, 286.
Ловчорр 18, 103, 142, 146, 173, 180, 265, 277, 288, 301, 355, 360, 363, 364, 367, 438, 445.
Лопарская долина 108, 152, 195, 234, 256, 277, 367, 370, 397, 432, 437, 502.
Лопарский перевал 25, 106, 132, 142, 163, 173, 239, 241, 245, 291, 292, 297, 307, 437—442.
Лявоиок 103.
Лявочорр 35, 93, 151, 239—241, 262, 297, 300, 326, 366.
Лявочорр Северный 105, 150, 235, 242, 289, 437.
Лявочорра перевал 431.

Маннепахк (Ловозерские тундры) 55, 59, 65, 83, 256, 298, 301, 401, 453.
Маннепахк (Хибинские тундры) 19, 104, 105, 132, 150, 163, 173, 189, 192, 222, 225, 235, 239, 240, 246, 248, 256, 270, 271, 277, 300, 304, 326, 343, 383, 385, 386, 392, 401, 410, 417, 418.
Маннепахка Нептунитовая лощина 104, 151, 163, 171, 192, 224, 239, 240, 256, 257, 270, 271, 279, 280, 285, 298, 385, 392, 438.
Монча-губа 152.
Мотчисуай 64, 247, 254, 401.
Муруай 64, 234, 247, 255, 256, 401.

Намуайв 242, 256.
Нептунитовая лощина, см. Маннепахк.
Непхе 64, 65.
Нинчурт 78, 84, 86, 256, 401, 402, 417.
Ньоркпахк 35, 93, 110, 251, 254, 256, 274, 300, 326, 366, 392, 418, 429, 437, 438, 460, 462.
Нюдозеро 152, 534, 535.

Обманный перевал 163, 229, 231, 431.

Пай-Кунъявр 262.
Партомпор 93, 151, 279, 419.
Партомпора перевал 222, 256.
Партомчорр 35, 93, 151, 300, 325, 327, 340, 392, 431, 437.
Партомчорра перевал Северный 291.
Паура 64, 65.
Петрелиуса ущелье 239, 241, 366, 429.
Пинуайчорр 30, 132, 142, 173.
Пирротиновое ущелье 142, 173, 180, 218, 262, 265, 307, 331, 530.
Поачвумчорр 34, 35, 111, 137, 139, 148, 151, 161—164, 174, 179, 185, 225, 237, 244, 246, 261, 265, 274, 276, 277, 280, 283, 286, 301, 302, 307, 351, 392, 419, 423, 427, 428, 429, 437, 438, 448.
Поачиок 429, 448.
Поденуай 451.
Пункаруайв 49, 54, 56, 68, 83. 86, 117, 137, 140, 143, 179, 180, 233, 234, 244, 254—257, 260, 271, 277, 301, 327, 385, 393, 399—402, 408, 409, 442.
Путеличорр 93, 151, 208, 277, 297, 300, 313, 323, 325, 326.
Пьялкинпор 52.

Рамзая ущелье 148, 163, 179, 215, 235, 240, 256, 260, 366, 429.
Расвумчорр 17, 31, 171, 246, 251, 424, 427—429, 434, 437, 438, 440, 460, 462.
Раслак 116, 234, 395, 399 401, 408.
Рисиок 189, 195, 233, 239, 282—284.
Рисчорр 18, 21, 25, 35, 93, 142, 159, 165, 172, 179, 240, 256, 267, 286, 300, 338, 401, 431, 437, 438.

Сейдозеро 152.
Сейтъявр 49, 50, 54.
Сенгисчорр 49, 116, 222, 226, 256, 279, 301, 350, 386, 391, 392, 400, 401, 451.
Сергевань 152, 533, 534.
Ситуай 55.
Страшемпахк 301, 450.
Суолуайв (Ловозерские тундры) 49, 54, 68, 117, 143, 301, 401.
Суолуайв (Хибинские тундры) 26, 364, 437, 438, 460.
Таваиок 87, 117, 255.
Таваиока перевал Северный 256, 257, 271, 277, 280, 301, 385, 392.
Тахтарвумчорр 18, 19, 95, 103, 104, 105,

ОПЕЧАТКИ

Стр.	*Строка*	*Напечатано*	*Следует читать*
7	10 сверху	и тем дало	и тем, дало
15	2 снизу	пойкилитовые и нефелиновые	пойкилитовые нефелиновые
107	8 сверху	$F.-F$	$E-F$
108	16 и 17 сверху	разновидность); ринколит (кристаллическая разновидность) распространен	разновидность) и ринколит (кристаллическая разновидность), распространенные
109	12 снизу	с ринколитом	с юкспоритом
118	13 снизу	изменений и минералов	изменений минералов
158	6 снизу	Зелского	Зеленого
215	16 сверху	[C (Mg, . . .	[Ca (Mg, . . .
235	12 снизу	$(Ca, Na)_2 (Mg, Fe, Al)_5 (Si, Al)_5 (Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$	$(Ca, Na)_2 (Mg, Fe, Al)_5 (Si, Al)_8 O_{22} (OH)_2$
236	7 снизу	Si_2	SiO_2
260	6 снизу	$(Mg, Fe)_2, SiO_4$	$(Mg, Fe)_2SiO_4$
297	табл. 41, анал. 1	CaO . . . . . 8.90[3]	CaO . . . . . 8.96[3]
394	табл. 67	Оптические свойства относятся к рамзаиту и к лоренценииту	
417	табл. 76, 2-й столбец справа	16.0[1]	16.01
470	9 снизу	тринатрий, фосфат	тринатрий = фосфат

129, 130, 132, 135, 137, 139—142, 147, 148, 150, 159, 163, 193, 215, 222, 225, 256, 267—269, 271, 276, 279, 283, 286, 300, 304, 326, 331, 357, 358, 360, 364, 367, 392, 401, 410, 418, 529, 530.
Тахтарвумчорра:
2-й Восточный цирк 234.
3-й Восточный цирк 446.
Северо-восточный цирк 129, 135, 438.
2-й Северо-восточный цирк 130, 446.
Тахтарпор 163.
Тик-озеро 152.
Титан, станция 150.
Тулбньюнуай 189, 392.
Тулья река (Тульиок) 15, 25, 26, 111, 183, 196, 284, 300, 307, 318, 389, 390, 392, 447.

Умбозеро (Умпъявр) 15, 44, 49, 51, 532.
Умбозерская река 532.
Умбозерский перевал 279.
Уэлькуай 64.

Ферсмана ущелье 271, 358.

Хибинпахкчорр 163, 239, 240, 260, 265, 297, 326, 343, 418, 438.

Часнаиок 151.
Часначорр 18, 103, 174, 189, 192, 222, 240, 246, 248, 279, 300, 313, 323, 325, 326, 358.
Чивруай 54, 64, 65, 301, 518.
Чильмана вершина 392.
Чинглусуай 64, 256, 257, 260, 301, 350, 393, 399—402, 453.
Чудь, река 532, 533.

Эвеслогчорр 21, 22, 25, 107, 134, 137, 142, 251, 277, 307, 308, 338, 340, 368.
Элемарайк 152, 451.
Энгпор 65, 117.

Юкспор 17, 18, 21, 22, 25, 93, 106—110, 134, 137, 139, 142, 145, 148, 158, 159, 163, 166—168, 171, 179, 187, 189, 193, 194—196, 208, 227, 231, 234, 239, 244, 246, 251, 256, 266—268, 270, 271, 277, 279, 283—285, 298, 300, 314, 315, 317, 318, 321, 327, 336—338, 340, 356, 357, 359, 360, 363, 364, 366—368, 370, 372, 373, 376—378, 381, 395, 397, 402, 407, 418, 419, 423, 427, 429, 432—434, 437—440, 460, 462, 479, 502.
Юкспора Северо-Восточный цирк 175.
Юкспориок 26, 194.
Юкспорлак, перевал 185, 229, 297.
Юкспорлак, долина 397.
Юмъечорр 111, 163, 164, 173, 304.

Технич. редактор *В. П. Петров.* Корректор *В. В. Теплов.*

Сдано в набор 2/VI 1937 г. Подписано к печати 29/X 1937 г. Формат 70 × 108¹/₁₆. Объем 35¹/₄ п. л. и 2 вкл. 33,35 уч.-авт. лист. В 1 п. л. 46 0000 печ. зн. Тираж 1000 экз. Уполном. Главлита № Б-31327. Рисо № 361. Ани № 623. Заказ № 2418.

1-я Образцовая типография Огиза РСФСР треста „Полиграфкнига". Москва, Валовая, 28.

Цена 25 руб.
Переплет 3 р.
К-155
2464