

А К А Д Е М И Я   Н А У К  
С С С Р

**Щелочные породы  
Кольского  
полуострова**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ЛЕНИНА КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ ИМ. С. М. КИРОВА  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

552.3

# Щелочные породы Кольского полуострова

1024



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЛЕНИНГРАД 1974



Ответственный редактор

Т. Н. ИВАНОВА

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Утверждено к печати Геологическим институтом ордена Ленина  
Кольского филиала им. С. М. Кирова АН СССР

Редактор издательства Т. Н. Токарева  
Технический редактор Н. И. Каплунова  
Корректор А. И. Кац

Сдано в производство и подписано к печати 1/II 1974 г.  
Формат бумаги 70 x 108 1/16. Бумага № 1. Печ. л. 9,5 + 6 вкладок (2 п.л.)  
= 16,10 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 16,84. Изд. № 5472. Тип. зак. 1022  
М - 25397. Тираж 1100 . Цена 1 р. 68 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“.  
199164. Ленинград, Менделеевская линия, д. 1.

1-я тип. издательства „Наука“. 199034. Ленинград, 9 линия, д. 1.

Щ 20805-1022 675-74  
055(02)-74

© Издательство „Наука“ 1974

Т. Н. Иванова

К ВОПРОСУ О СТРУКТУРЕ АПАТИТО-НЕФЕЛИНОВОГО  
РУДНОГО ПОЛЯ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

В настоящей статье рассматриваются структуры апатитового рудного поля Хибин в двух малоизученных и слабоосвещенных в литературе участках:

1) северо-западном и западном — район горы Куэльпор-р. Лявойок и 2) южном и юго-восточном — участок гор Коашва-Ньюорпахк-Суолуайв.

В долине р. Кунийок до 1959 г. было известно два коренных выхода апатито-нефелиновых пород — на горе Куэльпор и р. Лявойок. В первом случае рудное тело залегает на контакте среднезернистых эгириновых нефелиновых сиенитов с ийолитами, во втором — полностью в ийолит-уртитях.

Куэльпорское тело прослеживается по склону горы на расстоянии около 2 км и имеет сложное строение, несколько отличное от строения известного Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррского рудного тела. В северной части оно представлено тонкополосчатыми бедными рудами мощностью до 70 м, в южной — брекчий, в ксенолитах которой присутствуют как бедные, так и богатые руды. Типы руд в пределах этого тела (как в ненарушенной части, так и в брекчии) полностью соответствуют типам руд на эксплуатирующихся месторождениях: пятнистые, пятнисто-полосчатые, блоковые, линзовидно-полосчатые, сетчатые (Иванова, 1963).

В районе р. Лявойок (8 км к северу от горы Куэльпор) среди среднезернистых массивных ийолитов и уртитов обнажается зона пород мощностью в 45 м, обогащенных призматическим сфеном. В ней залегает пласт тонкополосчатых сфен-apatитовых пород мощностью в 7 м.

В 1959 г. бурением в этом районе установлено, что зона тонкополосчатых апатитовых пород, выходящих на поверхность лишь в указанных районах, прослеживается от горы Куэльпор до р. Лявойок примерно на 10 км при довольно выдержанной мощности от 70 до 100 м. Это подтверждает высказанные нами ранее предположения о том, что известные разрозненные выходы апатито-нефелиновых пород, которые считались обособленными телами, являются частями некогда единого рудного тела, протягивающегося по всей дуге от горы Валеплах на северо-востоке через Куэльпор, Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр, Коашву до Ньюорпахк-Суолуайва на юго-востоке. Позднее это рудное тело было нарушено тектоникой и внедрением более молодых интрузий.

Простирание рудной зоны в районе горы Куэльпор-р. Лявойок почти меридиональное (северо-запад  $350^\circ$ ), падение почти широтное (северо-восточное  $80^\circ$ ) под углом  $30-35^\circ$ . С глубиной этот угол увеличивается. Залегает рудная зона в массивных среднезернистых ийолитах и уртитях, выше которых распо-

лагаются трахитоидные ийолиты. В настоящее время она прослежена скважинами по падению примерно на 1,5 км.

Нами был просмотрен весь керновый материал и составлено три детальных разреза. Ввиду сходства между ними здесь мы приводим только один разрез (рис. 1).<sup>1</sup> Верхняя часть разреза сложена среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами. Ниже располагаются мелкозернистые и среднезернистые трахитоидные ийолиты. Первые секут трахитоидные ийолиты и включают их в виде ксенолитов, т.е. являются более молодыми. Видимая мощность трахитоидных ийолитов до 400 м. Трахитоидность в них имеет меридиональное простирание, наклонена к центру массива под углом 40–45° и обусловлена ориентированным расположением игольчатых кристаллов пироксена. Эти ийолиты представляют собой тонкорасслоенные породы. Состав отдельных слоев меняется от ийолитов до мельтейгитов.

Ниже трахитоидных ийолитов располагается тонкополосчатая рудная зона, представленная чередованием бедных апатитом руд (линзовидно-полосчатых, сетчатых, ийолита с апатитом), участками обогащенных апатитом, с массивными среднезернистыми ийолитами и уртитам. Мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких сантиметров до десятков метров. Общая мощность зоны от 70 до 100 м. Массивные ийолиты и уртиты тонкополосчатой зоны содержат в виде ксенолитов трахитоидные ийолиты. Последние встречаются в виде ксенолитов и в руде.<sup>2</sup> К верхней части зоны тонкополосчатых пород приурочены породы, обогащенные призматическим сфеном. Мощность сфеновых пород около 10 м.

Зона тонкополосчатых апатитосодержащих пород (рудная зона) прослеживается по всем разрезам и лишь в скв. 590 (рис. 1), располагающейся в 400 м к востоку от скв. 238, руда исчезает, что, на наш взгляд, объясняется тектоникой.

Богатые пятнистые и пятнисто-полосчатые руды, не считая отдельных обогащенных апатитом прослоев в бедных апатитовых рудах, в этом районе встречены только в виде ксенолитов в полевошпатовом уртите (ювите) в южной части Куэльпорского апатито-нефелинового тела вместе с ксенолитами бедных руд. Это позволяет предполагать, что в районе горы Куэльпор-р.Лявойок не исключена возможность встречи на глубине богатых апатитовых руд (пятнистых и пятнисто-полосчатых) в ненарушенном залегании.

Нижняя часть разреза сложена полевошпатовыми ийолитами. Видимая мощность этих пород больше 100–200 м. Они отличаются от полевошпатовых ийолитов (ювитов), широко развитых в районе горы Коашва, по структуре, текстуре, количеству темноцветных минералов и аксессуарам, и мы склонны отождествлять их с рисчорритами.

Таким образом, в данном разрезе мощность ийолитов с рудной зоной примерно 500 м, ниже по разрезу прослеживаются рисчорриты.

В районе горы Коашва, располагающейся в южной части Хибинского плутона к юго-востоку от горы Расвумчорр, первые находки апатитовых пород в осыпях у подножия горы Коашвы были сделаны в 1930 г. В. И. Влодавцем (Влодавец, 1930). Более широкое распространение апатитовых пород в этом районе установлено в 1960 г. СЗГТУ (М. В. Минаков, Е. А. Каменев, А. И. Александров и др.) в процессе съемки ийолит-уртитовой интрузии. В дальнейшем, до 1972 г., здесь проводились разведочные работы.

В результате структурно-геологического изучения пород и руд по разведочным скважинам и петрографического и минералогического изучения пород

<sup>1</sup> Рис. 1–5 см., на вкладках.

<sup>2</sup> Породы ийолит-уртитового ряда в Хибинах, по нашим данным, не являются однозернистыми. Они делятся на две большие группы — доapatитовые (дорудные) и послеapatитовые (пострудные), отличающиеся друг от друга пш по петрографическим, петрохимическим и минералогическим особенностям (Иванова, 1963; Иванова и др., 1970).

и руд выяснилось, что строение рудной зоны в этом районе очень сложное, отличное от строения рудных тел на ранее известных месторождениях. Если на эксплуатирующихся месторождениях рудное тело пластообразное и приурочено к контакту рисчорритов с дорудными среднезернистыми массивными ийолитами и урритами, то в районе горы Коашва апатитовые породы в виде блоков целиком располагаются в пострудных полевошпатовых ийолит-урритах.

Пострудные ийолит-урриты в Хибинах в свою очередь внедрились в два последовательных этапа: 1) трахитоидные полевошпатовые ийолиты (малиньиты); 2) среднезернистые массивные полевошпатовые урриты (ювиты). Первые наиболее широко развиты в районе гор Ньюорпахк-Суолауйва, вторые — в районе горы Коашва, правда, в районе гор Ньюорпахк-Суолауйва в трахитоидных полевошпатовых ийолитах (малиньитах) в скв. 260 наблюдаются жилы (послойная инъекция) среднезернистых массивных полевошпатовых урритов (ювитов). В коренных обнажениях по ручью (между Ньюорпахком и Суолауйвом) в канавах и по скважинам в трахитоидных полевошпатовых ийолитах нами наблюдались ксенолиты дорудных массивных среднезернистых урритов и апатито-нефелиновых пород. Размеры ксенолитов (глыб) различные — от нескольких десятков сантиметров до десятков и сотен метров. Трахитоидность в полевошпатовых ийолитах, как правило, обтекает эти ксенолиты. Общее простираение трахитоидности северо-восточное по азимуту  $60^{\circ}$ , падение северо-западное под углом  $40-50^{\circ}$ . Ксенолиты апатито-нефелиновых пород представлены пятнистыми, пятнисто-полосчатыми, линзовидно-полосчатыми, сетчатыми, блоковыми текстурами. Они обычно ориентированы своими длинными осями параллельно трахитоидности.

В районе горы Коашва присутствуют главным образом пострудные малиньиты и ювиты. Малиньиты слагают верхнюю и нижнюю части разреза, ювиты — его центральную часть. Интрузия трахитоидных малиньитов залегает под несколько более крутыми углами, чем ювиты.

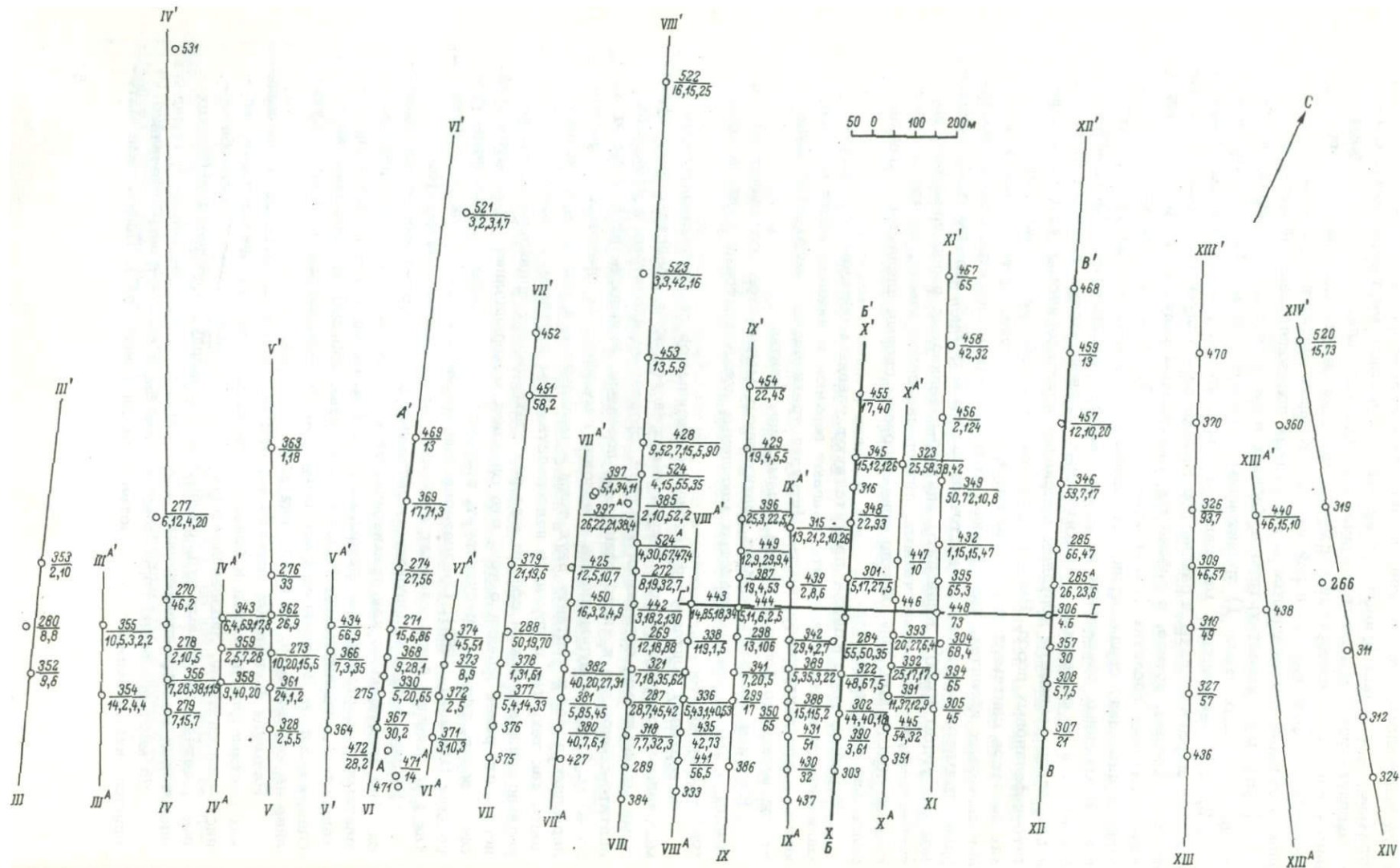
Видимая мощность верхних трахитоидных малиньитов составляет 400 м, нижних — 280 м, среднезернистых массивных полевошпатовых урритов (ювитов) — 250–300 м.

К верхнему контакту трахитоидных малиньитов со среднезернистыми массивными ювитами обычно приурочена сфеновая зона, представленная сфеновыми малиньитами, сфеновыми ювитами, сфеновыми ийолитами и урритами, апатито-сфеновыми и чисто сфеновыми породами. Мощность этой зоны от 2 до 40 м. Такая приуроченность появления своеобразных сфеновых и сфеносодержащих пород к контакту двух толщ — малиньитов и ювитов — и зараженность как тех, так и других в непосредственном контакте со сфеновыми породами призматическим сфеном еще раз подтверждает правильность высказанного нами ранее мнения о том, что сфеновая минерализация (призматический сфен) везде, где она присутствует, является более поздним наложенным процессом (Иванова, 1963). Среднезернистые массивные ювиты как в висячем, так и в лежащем боку содержат ксенолиты трахитоидных малиньитов.

Рудное тело в ненарушенном залегании на месторождении не наблюдается. Оно брекчировано как трахитоидными малиньитами, так и массивными ювитами, т.е. рудная зона представляет собой мощную зону брекчии протяженностью приблизительно 10 км и мощностью 250–300 м. Зона брекчии прослеживается от Восточного Расвумчорра на юго-западе до Ньюорпахк-Суолауйва на юго-востоке. Угол падения зоны  $40^{\circ}$ .

Размеры ксенолитов апатито-нефелиновых пород колеблются от нескольких сантиметров до сотен и больше метров. Сложены они пятнистыми, пятнисто-полосчатыми, линзовидно-полосчатыми крупноблоковыми, мелкоблоковыми, сетчатыми типами руд, обычными для эксплуатирующихся хибинских апатитовых месторождений.

По месторождению горы Коашва нами были просмотрены и детально описаны керны большого количества скважин (около 200). Полученные мате-



риалы сведены в целый ряд геологических разрезов, дающих представление о его строении. Четыре из них мы приводим в настоящей статье (рис. 2, 3, 4, 5). Расположение этих разрезов на плане месторождения можно видеть на рис. 6.

По всем разрезам, как вкрест простирания, так и по простиранию, рудные интервалы большой мощности чередуются с рудными интервалами малой мощности и с безрудными интервалами. Количество рудных интервалов в соседних скважинах разное.

На разрезах наклон значков полосатости или трахитоидности отражает истинное положение этих элементов в породах по отношению к оси керна. При детальном рассмотрении приведенных разрезов видно, что положение полосатости в породах рудных интервалов меняется на коротких расстояниях от перпендикулярного до параллельного оси керна как по каждой скважине в разрезе, так и по всему разрезу.

Отдельные типы руд располагаются по разрезу без какой-либо закономерности, не увязываясь гипсометрически друг с другом в слои. Скважины с большими рудными интервалами чередуются с почти пустыми или пустыми (рис. 5, 6).

Как известно, на всех ранее изученных месторождениях — Кукисвумчоррском, Юкспорском, Расвумчоррском — в пределах рудного тела каждый тип руд занимает в разрезе вполне определенное место — богатые руды в висячем его боку, бедные в лежащем (Иванова, 1963). Геологи-эксплуатационники используют их в качестве маркирующих горизонтов.

Из всего вышесказанного ясно, что в районе горы Коашва типы руд занимают случайное положение в разрезе и не могут быть соединены в горизонты, как это делают геологи СЗГТУ (Каменев, 1966, и др.).

Опыт изучения всех указанных месторождений в Хибинах показывает, что в рудах широко развиты элементы прототектоники — полосатость и линейность. Положение этих элементов в том случае, когда в формировании рудных тел не участвовала тектоника или масштабы ее были незначительны, вполне определено: простирание полосатости совпадает с простиранием тела, а наклон ее и направление линейности — с падением рудного тела (Иванова, 1963).

В рудных интервалах на Коашвинском месторождении положение элементов прототектоники резко меняется без какой-либо закономерности по разрезу. Ювиты, включающие в виде ксенолитов апатито-нефелиновые породы, неоднородные и расслоены. По разрезу наблюдается чередование прослоев полевошпатовых и полевошпатсодержащих пород, отвечающих по составу ювитам, малиньитам, полевошпатсодержащим уртитам и ийолитам и бесполевошпатовым ийолитам и уртитам, хотя преобладающими среди них являются ювиты.

Таким образом, по нашим представлениям, историю формирования рудной зоны в районе горы Коашвы можно представить следующим образом. Первоначально существовавшее рудное тело, наклоненное по аналогии со всеми не нарушенными апатито-нефелиновыми телами в Хибинах под углом  $30^\circ$  к центру массива, позднее дробилось внедрившимися малиньитами, а еще позднее — ювитами, т.е. это зона брекчии.

Наши данные позволяют считать, что ювиты Коашвы и цемент брекчий, широко развитых в пределах Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррского и Куальпорского рудных тел, одно и то же, т.е. везде, где внедрялись пострудные полевошпатовые уртиты (ювиты), они брекчировали отдельные участки некогда единого рудного тела. Мощность пострудных ийолит-уртитов возрастает от горы Кукисвумчорр к горе Восточный Расвумчорр, достигая своего максимума в районе гор Коашва и Ньюорлахк-Суолуайва.

Рис. 6. План расположения скважин в районе горы Коашва.

Римские цифры — разведочные профили; цифры арабские — номера скважин в числителе и мощность рудных интервалов в знаменателе; А-А, Б-Б и т.д. — расположение разрезов (рис. 2, 3, 4, 5).

Наши представления о строении этого месторождения расходятся с представлениями геологов СЗГТУ (Каменев, 1966; Минаков и др., 1967). По их мнению, апатито-нефелиновые породы в этом районе тесно связаны с массивными ийолитами и уртитам (синрудными) и группируются в слои. Всего они насчитывают в пределах рудной зоны четыре слоя (рудных горизонтов), конфигурация которых на разрезах очень сложная. Все разногласия по этому вопросу сводятся к тому, когда образовались массивные полевошпатовые уртиты (ювиты). Мы считаем их пострудными и брекчирующими рудные тела, а Е. А. Каменев и Ф. В. Минаков — синрудными, образовавшимися в результате ликвации одновременно с рудой, но закристаллизовавшимися позднее апатито-нефелиновых пород благодаря обогащенности их полевым шпатом. Этот вопрос имеет не только теоретическое, но очень важное практическое значение. Месторождение готовится к эксплуатации и надо знать твердо — какова форма рудного тела (выдержанные горизонты или мощная зона брекчии).

Наши данные однозначно говорят о том, что в районе Коашвы и Ньюорпахк-Суолуайва рудное тело представляет собой зону брекчии. Здесь широко развиты пострудные ийолиты и уртиты, синрудные ийолиты и уртиты отсутствуют, а дорудные встречаются только в виде разрозненных ксенолитов. Дорудные и пострудные ийолиты и уртиты друг от друга отличаются по всем своим показателям — петрографическими, минералогическими и петрохимическими особенностями (Иванова и др., 1970). Полевошпатовые уртиты (ювиты) в Хибинском массиве встречаются в виде жил, секущих дорудные ийолиты и уртиты.

В заключение можно сказать, что главная масса апатито-нефелиновых тел в Хибинском массиве — магматические образования. Первоначально по форме это была коническая дайка, наклоненная к центру массива под углом  $30^\circ$  в верхних горизонтах и до  $50^\circ$  в нижних. Позднее она усложнялась тектоникой и внедрением более молодых интрузий.

Процесс формирования всего рудного поля в Хибинах сложный и неоднородный. Нами выделялись раньше (Иванова, 1963) и подтверждались всеми позднее полученными материалами три последовательных этапа: I — образование зоны бедных руд (линзовиднополосчатых и сетчатых); II — образование зоны богатых руд (пятнистые и пятнисто-полосчатые); III — нарушение рудного тела тектоникой и внедрением пострудных полевошпатовых ийолитов и уртитов с образованием зон брекчии и смещением отдельных частей рудных тел.

В некоторых участках Хибин (действующие рудники) пострудные полевошпатовые ийолиты и уртиты (малиньиты, ювиты) слагают сравнительно небольшие тела, в других же (район Коашвы и Ньюорпахк-Суолуайва) они имеют очень широкое распространение. В этом случае рудное тело нарушено целиком и представляет собой мощную зону брекчии.

В Хибинском массиве имеется и другой генетический тип апатитовых месторождений и рудопроявлений — это маломощные метасоматические жилы (мощность 4–5 и меньше метров) в рискорритах. Пока он не имеет промышленного значения и не определяет структуру главного рудного поля. К этому типу месторождений относится группа поачвумчоррских тел в рискорритах, прослеживающих скв. 573а севернее горы Поачвумчорр. Они образовались в более поздние и, вероятно, более низкотемпературные стадии формирования Хибинского массива путем проникновения фосфорсодержащих растворов вдоль тектонических трещин и замещения апатитом полевого шпата (в большей степени) и нефелина (в меньшей степени) во вмещающих породах — рискорритах. Эти рудопроявления располагаются вне главной Апатитовой дуги и отличаются от главной массы апатитовых месторождений целым рядом признаков — формой тел, их размерами, типами руд, структурами руд, составом апатита и т.д.

## Литература

- Влодавец В.И. Общая характеристика апатитовой дуги. — В кн.: Хибинские апатиты, ч. 1. Л., 1930.
- Елисеев Н.А., Ожинский И.С., Володин Е.Н. Геологическая карта Хибинских тундр. — Тр. Ленингр. геол. упр., Л.-М., 1939, вып. 19.
- Иванова Т.Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Иванова Т.Н., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Поляков К.И. Ийолит-уртиты Хибинских тундр. Л., „Наука“, 1970.
- Каменев Е.А. Особенности структуры Коашвинского апатитового месторождения. — В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. М.-Л., „Наука“, 1966.
- Минаков Ф.В., Каменев Е.А., Каликин М.М. Об исходном составе и эволюции ийолит-уртитовой магмы Хибинского щелочного массива. — Геохимия, 1967, № 8.

### Ф. М. Онохин

#### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ЗОНЫ ПОАЧВУМЧОРРСКОГО РАДИАЛЬНОГО РАЗЛОМА В ХИБИНСКОМ МАССИВЕ

В последние годы при изучении, поисках и разведке апатито-нефелиновых месторождений все большее внимание уделяется вопросам прогнозирования новых перспективных на апатит площадей. Вызвано это двумя основными причинами. Во-первых, резким увеличением добычи и необходимостью в связи с этим значительного расширения сырьевой базы комбината „Апатит“, который разрабатывает в настоящее время главные месторождения апатито-нефелиновых руд. Во-вторых, поисковые критерии, на основании которых были разведаны все известные залежи апатита, к настоящему времени в основном исчерпали себя и требуют значительных дополнений в свете вновь полученных данных по геологии и структуре рудного поля, так как поиски новых месторождений переходят в область значительных глубин, не имеющих выходов на дневную поверхность.

В последнее время установлено, что в процессе формирования как всего Хибинского массива, так и его месторождений большую роль играла тектоника (Иванова, 1963; Онохин, 1967, 1970, 1971; Вировлянский, 1971). В связи с этим нами выдвигается принцип структурно-тектонического районирования исходя из положения о том, что Хибинскому массиву присуща система радиальных разломов, расчленяющих рудное поле на ряд отдельных блоков, перемещенных друг относительно друга с различной амплитудой. Это положение подтверждается в последнее время данными геофизических исследований и глубокого структурно-поискового бурения. Дальнейшая разработка этого принципа требует изучения зон разломов с целью выяснения структурного положения каждого из блоков, амплитуд их перемещения и выделения участков перемещенных частей некогда единого рудного поля для постановки геофизических и поисково-разведочных работ.

Всего в пределах Хибинского массива нами по предварительным данным выделяется шесть радиальных разломов: Кукисвумчоррский, Поачвумчоррский, Куэльпорский, Суолауйвский, Ньюорпахкский и Коашкарский, между которыми заключены относительно переместившиеся Куэльпорский, Маловудьяврский, Центральный, Суолауйвский, Ньюорпахский и Коашкарский блоки (рис. 1).

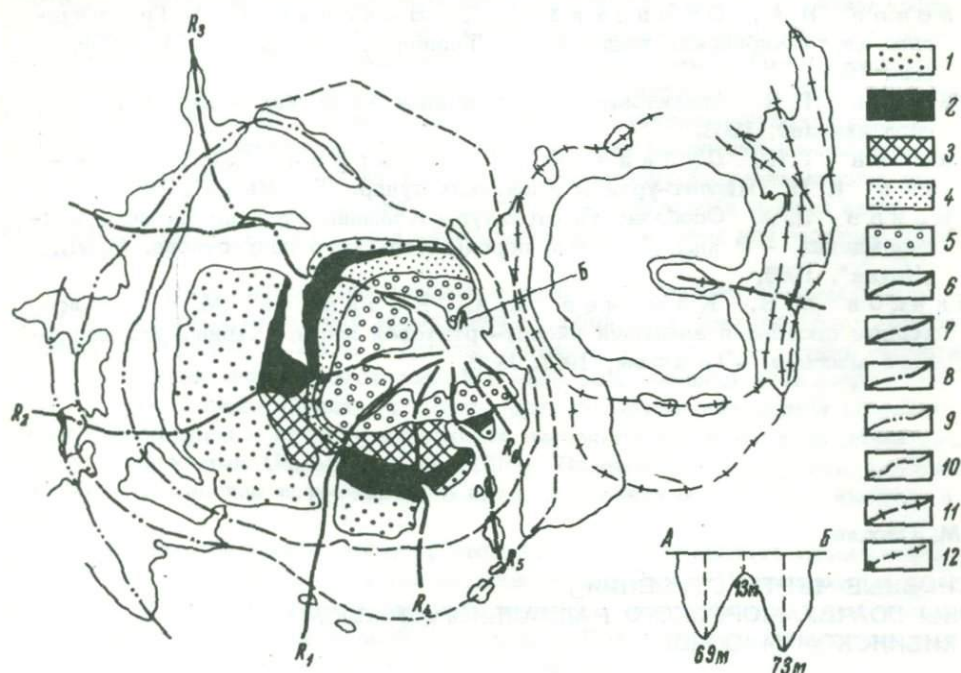


Рис. 1. Схема радиальных и концентрических разломов Хибинского массива.

Породы: 1 - хибиниты, 2 - ийолит-уртиты; 3 - рисчорриты, 4 - лявчорриты, 5 - фойиты; радиальные разломы: 6 - прослеженные направления разломов в пределах массива, 7 - предполагаемые направления разломов в массиве, 8 - положение разломов во вмещающей раме (по Г. Д. Рихтеру); наименование радиальных разломов:  $R_1$  - Кукисвумчоррский,  $R_2$  - Поачвумчоррский,  $R_3$  - Куэльпорский,  $R_4$  - Суолауйвский,  $R_5$  - Ньюорпахкский,  $R_6$  - Коашкарский; концентрические разломы: 9 - по Г. Д. Рихтеру, 10 - предполагаемые по автору; предполагаемая система разломов Ловозерского массива: 11 - радиальные, 12 - концентрические; наименование блоков: между  $R_1$  и  $R_2$  - Маловудьяврский, между  $R_2$  и  $R_3$  - Куэльпорский, между  $R_4$  и  $R_5$  - Центральный, между  $R_4$  и  $R_5$  - Ньюорпахский, севернее  $R_5$  - Коашкарский, севернее  $R_3$  - северный Суолауйвский.

Описание зоны Поачвумчоррского разлома дается по материалам геологов комбината "Апатит".

Зона Поачвумчоррского радиального разлома протягивается в широтном направлении на 45-50 км. Мощности зоны варьирует в широких пределах - от 200-300 до 800-1000 м. Как правило, увеличение мощности зоны разлома наблюдается в пониженных частях рельефа и уменьшение - на перевалах и в седловинах.

Зона разлома отчетливо фиксируется в строении рельефа и хорошо прослеживается по геоморфологическим признакам. Она целиком расположена в системе самых крупных долин Хибинского массива, расчленяющих его с запада на восток. Начиная от западных границ массива (от оз. Имандра) разлом проходит по широкой в устье долине р. Лутнермайок, постепенно сужающейся

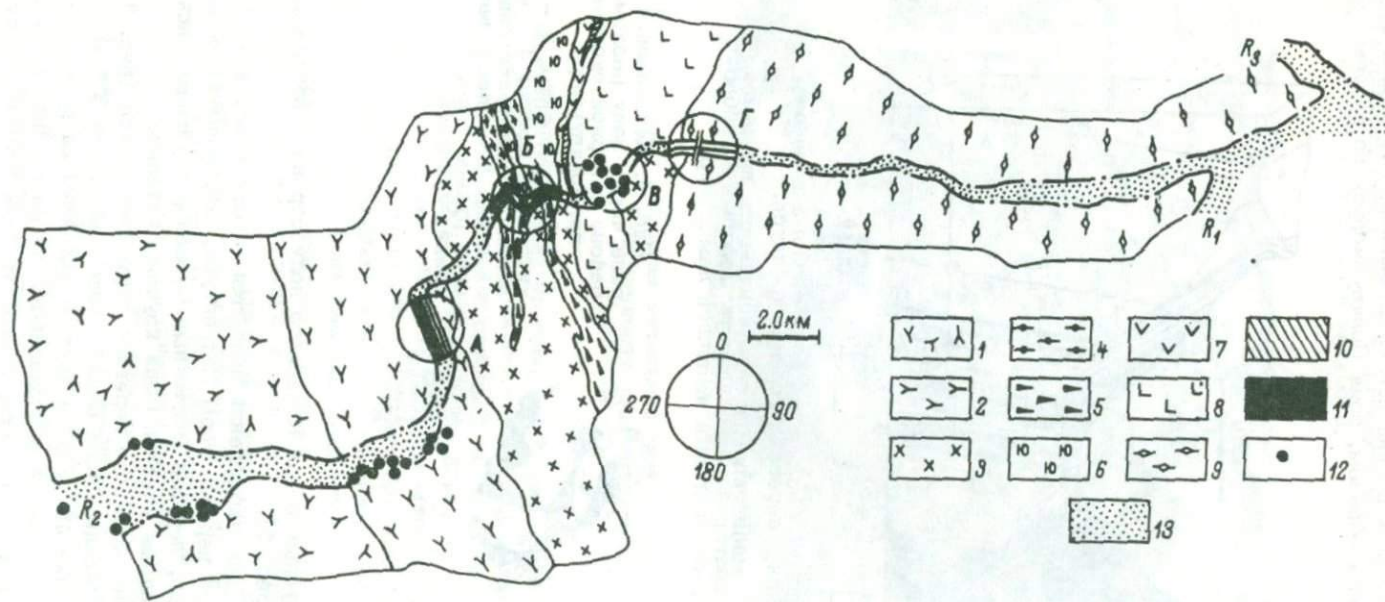


Рис. 2. Схематическая структурно-тектоническая карта зоны Поачвумчоррского радиального разлома.

А - западный перевал г. Петрелиуса; Б - северная оконечность хр. Поачвумчорр; В - перевал восточный Кузельпор; Г - ущелье Рисчорр. 1 - гранитоидные хибиниты; 2 - трахитоидные хибиниты; 3 - рисчорриты; 4 - трахитоидные ийолиты; 5 - лувяврит-малиньиты; 6 - ювиты; 7 - уртиты; 8 - лявочорриты; 9 - фойииты; 10 - рудные тела; 11 - породы выполнения зоны разлома; 12 - обнажения пород выполнения; 13 - участки зоны разлома, закрытые моренными отложениями и осыщами;  $R_1$ ,  $R_2$ ,  $R_3$  - см. на рис. 1.

на восток, а затем поворачивает на западный перевал горы Петрелиуса. После этого он фиксируется в седловине на северной оконечности хр. Поачвумчорр, далее на восток прослеживается на перевале Восточный Куэльпор и затем переходит в узкое и обрывистое ущелье горы Рисчорр. Еще далее на восток зона разлома проходит по широкой долине р. Каскасьюниок, впадающей в залив Тульлухт оз. Умба. Таким образом, зона Поачвумчоррского разлома

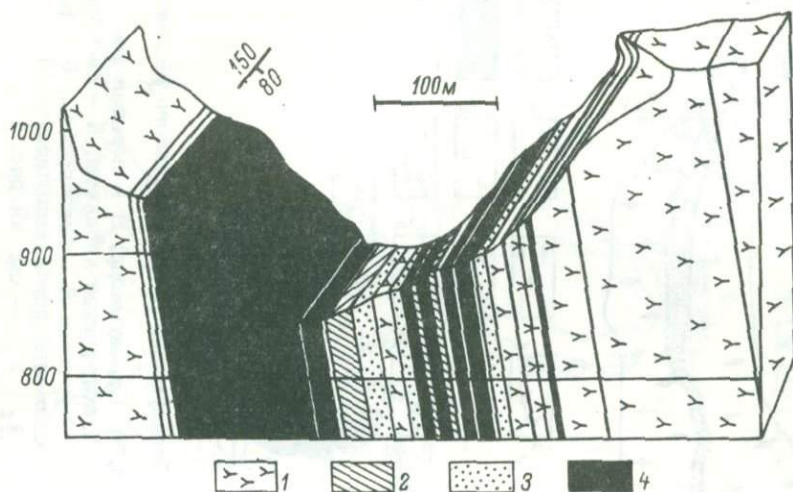


Рис. 3. Детализация разреза через зону разлома в районе западного перевала горы Петрелиуса.

1 - хибиниты; 2 - меланократовая разновидность щелочного габброида; 3 - лейкократовая разновидность щелочного габброида; 4 - меланократовый щелочной лампрофир.

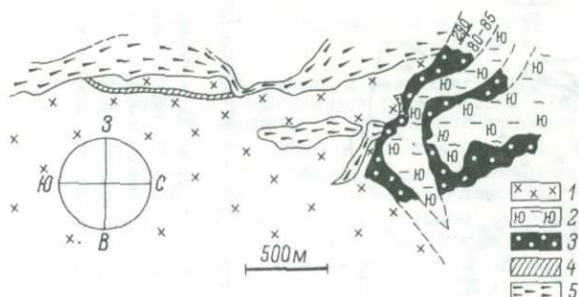


Рис. 4. Детализация разреза через зону разлома в районе северной оконечности хр. Поачвумчорр.

1 - рисчорриты; 2 - трахитоидные ювиты; 3 - меланократовые трахитоидные ийолиты; 4 - Поачвумчоррское рудное тело; 5 - малинит-луавриты.

соединяет два наиболее крупных озера Кольского полуострова с водоразделом в районе горы Куэльпор (рис. 2).

Наиболее доступными для наблюдений являются четыре участка в пределах зоны разлома: западный перевал горы Петрелиуса, седловина на северной оконечности хр. Поачвумчорр, перевал Восточный Куэльпор и ущелье Рисчорр. Именно по этой причине данные участки были изучены детально.

Зона разлома в районе западного перевала горы Петрелиуса (рис. 3) представлена серией параллельных даек общей мощностью более 300 м с азимутом простирания порядка 150-170° и крутым падением на восток под углом 80-85°. Дайки в зоне разлома располагаются на расстоянии от нескольких сантиметров до 5-10 м друг от друга. Мощность даек колеблется от сантиметров до 20-90 м. Контакты даек с вмещающими их хибинитами резкие, отчетливые. Часто дайки содержат в себе обломки вмещающих пород.

Породы, слагающие дайки, представлены щелочными габброидами и лампрофирами. Наиболее интересны щелочные габброиды, так как они очень редки в пределах Хибинского массива. Щелочной габброид состоит из титанистой роговой обманки, пироксена, магнетита, биотита и светлого полупрозрачного полевого шпата. В зависимости от количества полевого шпата среди них различаются лейкократовые (до 50% полевого шпата) и меланократовые (от 10 до 20% полевого шпата) разновидности.

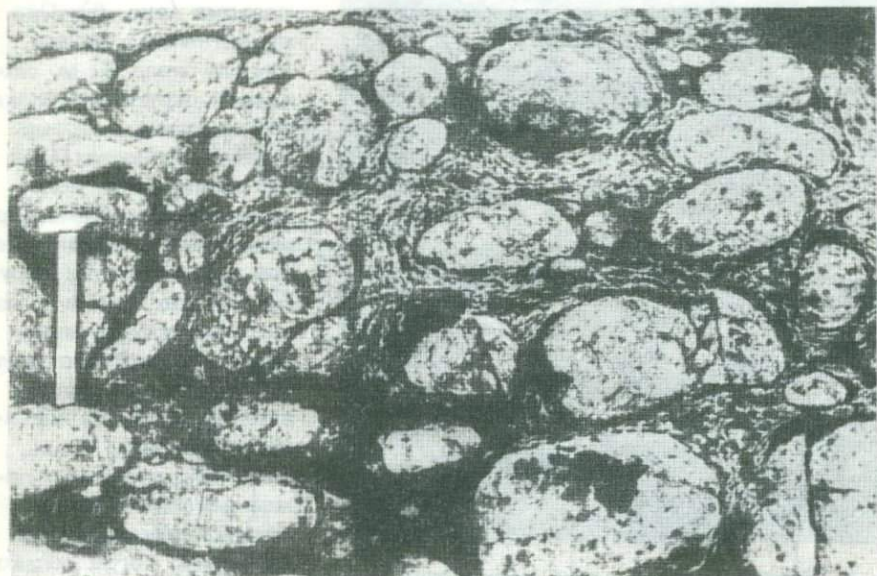


Рис. 5. Зоны развития начальной стадии будинажа на северной оконечности хр. Поачвумчорр.

В пределах седловины на северной оконечности хр. Поачвумчорр (рис.4) зона разлома представлена несколькими мощными дайкообразными телами ийолитов, увеличивающимися с глубиной по мощности. Если на отметках +800, +830 м их мощность составляет 30–50 м, то на отметке +400 м мощность дайкообразных тел ийолитов увеличивается до 120–170 м. Падение их крутое, на север под углом 80–85°. Дайкообразные тела ийолитов ориентированы по азимуту 270–290°, т.е. располагаются поперечно к общей кольцевой структуре массива. Зона разлома разделяет два совершенно различных комплекса пород как по составу, так и по возрасту.

С южной стороны вплотную к зоне разлома подходят рисчорриты Маловудьяврского блока с горизонтальной мощностью около 3,0–4,0 км и крупными дайками лувярит-малиньитов мощностью от 50 до 250 и более метров. И рисчорриты, и лувярит-малиньиты тупо обрываются на границе зоны разлома, утыкаясь в жилообразные тела поперечносекущих их меланократовых гранитоидных ийолитов, залечивающих трещины отрыва. Последние содержат ксенолиты как рисчорритов, так лувярит-малиньитов. Зона развития ксенолитов занимает довольно обширную площадь. По длине в видимой части она превышает более 300 м, а по мощности – около 20–50 м. Размеры ксенолитов колеблются от нескольких метров до 10–15 м, форма их чаще всего прямоугольная, своими длинными осями они ориентированы в направлении простирания меланократовых трахитоидных ийолитов и зоны разлома.

С северной стороны к зоне разлома прилегают трахитоидные ювиты, которые в непосредственной близости от нее разбиты на ряд отдельных крупных глыб мощностью до 200–300 м. Общая мощность зоны разлома на данном участке около 500–700 м. Породы выполнения (ийолиты) здесь составляют от 20 до 50% мощности зоны. В северной оконечности хр. Поачвумчорр (западный склон) нами были установлены весьма интересные геологические образования,

связанные, по всей вероятности, с особенностями формирования зоны разлома (рис. 5). Они представлены толщей длиной около 80 м, сложенной округлыми блоками ийолитов, которые плавно огибаются (как бы обтекаются) более мелкими обломками. Трахитоидность внутри ийолитов как в крупных округлых блоках, так и в мелких обломках не нарушается и соответствует по своей ориентировке ийолитам в ненарушенном залегании. Здесь, наверное, проявлена самая начальная стадия образования процесса будинажа, когда только были заложены системы трещин, но сам процесс

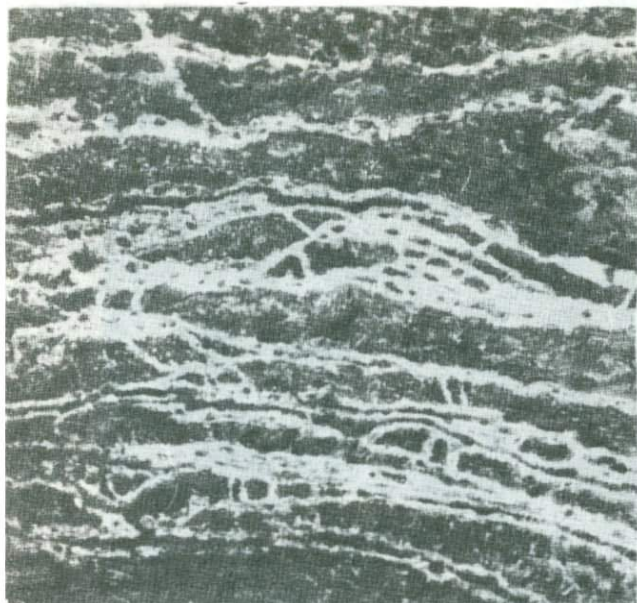


Рис. 6. Будинированная дайка лампрофира.

не получил дальнейшего развития.

В районе восточного перевала горы Куэльпор зона Поачвумчоррского радиального разлома разграничивает комплексы льявочорритов и рисчорритов. Льявочорриты в виде мощной интрузии (с горизонтальной мощностью до 3,5 км) подходят к зоне разлома с севера, а рисчорриты (мощностью в 2,5 км) – с юга. В связи с тем что перевал в значительной степени перекрыт осыпями, здесь удается наблюдать только отдельные жильные тела, ориентированные поперечно к интрузиям льявочорритов и рисчорритов. Они имеют крутое падение под углом 80–85° и простирание по азимуту 220°. Жильные породы представлены щелочными лампрофирами и пегматитами. Зона разлома сопровождается зонами рассланцевания. Мощность жил колеблется от 1,0–1,5 до 10–15 м.

Для жильных тел лампрофиров характерно наличие будинированных участков, развивающихся в направлении зоны разлома. При этом процессом будинирования затрагиваются только жильные породы, а вмещающие их комплексы не испытывают деформаций подобного рода (рис. 6). Все будины ориентированы своими длинными осями строго в направлении простирания жил. Размеры их колеблются по длинной оси от нескольких сантиметров до 1,5–2,0 м. Мощность будин зависит от их длины и составляет иногда несколько десятков сантиметров. Безусловно, наличие будинированных участков внутри пород выполнения зоны разлома свидетельствует о подвижках на данном участке, происходящих в последдаиковый период формирования последней, а ориентировка будин указывает на направление этих подвижек.

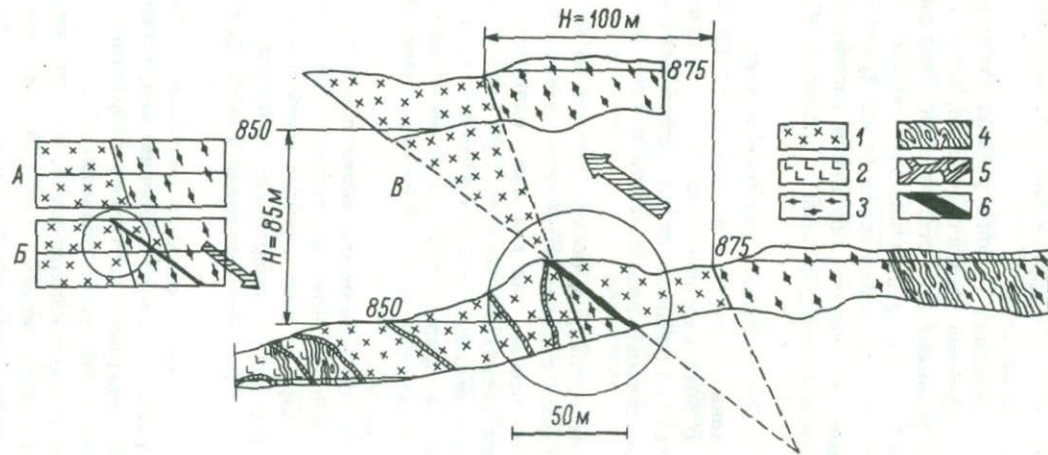


Рис. 7. Определение амплитуд подвижек методом реконструкции в зоне Поачвумчоррского радиального разлома.

1 - рисчорриты; 2 - лавчорриты; 3 - фойяиты; 4 - зоны рассланцевания; 5 - пегматиты; 6 - щелочные лампрофиры.

В районе устья Рисчорр вдоль зоны Поачвумчоррского радиального разлома сочленяются три разновозрастных комплекса пород: рисчорриты, лавочорриты и фойяиты, в связи с чем здесь наблюдаются очень сложные взаимоотношения между породами.

Породы выполнения зоны разлома представлены пегматитами и щелочными лампрофирами. Зоны разлома сопровождаются зонами рассланцевания. Мощность жил, выполняющих разломы, колеблется от нескольких метров до 10–20 м. Наиболее мощными являются жилы щелочного лампрофира. Все жильные породы ориентируются в двух взаимно перпендикулярных направлениях: параллельно зоне разлома по азимуту 270–290° и перпендикулярно зоне разлома по азимуту 0–180°, переходя из одного в другой или разграничивая их. Падение жил крутое – от 50° до вертикального.

Тщательная документация обнажений (стенки ущелья Рисчорр) не только подтверждает вывод о сложном строении данного участка, но и позволяет определить некоторые амплитуды подвижек при становлении зоны разлома (рис. 7). На рис. 7, А и Б изображены принципиальные схемы, объясняющие возможность появления нижезалегающих комплексов пород (рисчорритов) над вышерасположенными (фойяитами) в процессе опускания всячего бока по одной из трещин отрыва, залеченной лампрофирами в процессе общей эволюции зоны разлома.

На рис. 7, В приведена зарисовка стенки ущелья Рисчорр и реконструкция первоначального строения данного участка исходя из установленного факта сбросовой подвижки всячего бока нарушения за счет его приподнятия в направлении, указанном стрелкой (до совмещения плоскости контакта между рисчорритами и фойяитами в фактически наблюдаемом и восстановленном разрезе).

Полученные таким образом амплитуды соответствуют 85 м по вертикали и 100 м по горизонтали. Этот факт свидетельствует о значительном расширении зоны разлома вдоль трещин отрыва, так как даже единичные смещения ее отдельных участков измеряются десятками метров. При частом повторении таких трещин общая величина растяжения может достигать очень больших величин. Это видно даже на примере приведенной здесь зарисовки стенки ущелья Рисчорр, где на длине в 280 м зафиксировано 13 случаев проявления различных пород выполнения зоны разлома.

Весьма характерны возрастные взаимоотношения пород выполнения различных этапов развития зоны разлома, которые соответствуют наблюдениям на других участках. Так, например, во всех случаях наиболее молодыми являются пегматиты. Они пересекают дайки лампрофира, зоны рассланцевания и смещают их на различные амплитуды. Эти смещения хорошо фиксируются как в плане, так и в разрезах.

Таким образом, для зоны Поачвумчоррского радиального разлома характерно наличие зон рассланцевания, сложного строения жил, развитие процессов будинажа. В зоне разлома отчетливо выступают возрастные взаимоотношения между породами различных этапов ее развития.

Участки рассланцованных пород располагаются, как правило, в краевых частях зоны разлома и представлены сериями часто повторяющихся зон и зоннок одноименного с направлением разлома простирания. Мощность их колеблется от 0,5–0,6 до нескольких метров. В сериях они располагаются друг от друга на расстоянии от нескольких сантиметров до 2,0–3,0 м. Общая мощность прослеженных серий достигает 40 и более метров.

В направлении падения зоны ведут себя изменчиво, часто меняют угол вплоть до обратного. По вещественному составу зоны рассланцевания ничем не отличаются от вмещающих их пород. Все различие состоит в том, что в рассланцованных зонах меланократовые минералы (в частности эгирин) приобретают ориентированное расположение, тогда как во вмещающих породах эти минералы не имеют определенной пространственной ориентировки.

По всей вероятности, возникновение рассланцованных зон вызвано условиями сжатия на определенном отрезке формирования зоны Поачвумчоррского разлома при движении отдельных блоков пород. Условия сжатия существовали на более ранних этапах становления зоны разлома и затем перерастали в условия растяжения. Об этом свидетельствует характер пересечения зон рассланцованных пород жильными образованиями более поздних этапов развития зоны разлома.

Мы уже отмечали, что в зоне разлома довольно широко распространено рассланцевание и будинирование пород выполнения. Эти зоны, как правило, неоднородны по своему строению. Внутри них выделяются полосы сильно рассланцованных пород, которые как бы обтекают будины. Мощность полос 20–30 см, ориентированы они в направлении простирания и падения даек. Будины имеют линзообразную форму, длина их колеблется от нескольких десятков сантиметров до 1 м и более, мощность – от 5 до 10–15 см.

Зоны рассланцевания, формирование которых не сопровождалось будинированием пород, характеризуются очень сложной текстурой слагающих их пород, имеющих различную крупность зерна. Мелкозернистая составная часть более меланократовая и трахитоидная, слагает сильно деформированные полосы мощностью от нескольких сантиметров до 0,2–0,4 м, границы которых резкие, отчетливые, но извилистые. Полосы мелкозернистого состава располагаются в более крупнозернистой и лейкократовой породе в основном полевошпатового состава.

В ряде случаев наблюдается разгнейсование даек щелочного лампрофира. Характерной особенностью их является несоответствие в строении центральной и краевой зон. Центральная часть собрана в складку, ось которой ориентируется вдоль простирания жил, в зальбандах же материал дайки ориентирован параллельно контактам. Такое строение жил может быть объяснено только результатом подвижек в процессе или после заполнения трещин материалом жилы.

Для зоны разлома весьма характерен сложный характер строения меланократовых жил, предшествующих пегматитовой стадии ее развития (мончикитов, щелочных габброидов и лампрофиров). Характерными особенностями морфологии этих жил являются: во-первых, ступенчатое строение, обусловленное приоткрытием трещин в перпендикулярном к их простиранию направлении без движения смежных участков в направлении простирания; во-вторых, ступенчатое в плане строение, где на сравнительно небольших отрезках по простиранию чередуются резко различные по мощности участки во взаимно перпендикулярных направлениях. При этом участки жил, ориентированные по простиранию, имеют значительно меньшую мощность (порядка 5–10 см), чем участки, ориентированные перпендикулярно к основному направлению (порядка 1,0–2,0 м).

Наблюдается два типа смещения отдельных участков жил: 1) смещение на величину мощности жил, т.е. коленообразное смещение; 2) смещение, превосходящее мощность жил, т.е. жилы оказываются как бы разорванными и перемещенными относительно друг друга вдоль шва, выполненного тем же самым материалом. Весьма часто внутри жильных образований наблюдаются обломки вмещающих пород, иногда прямоугольной формы. Это обстоятельство может указывать на то, что жильные породы залечивали крупные трещины отрыва в довольно спокойной обстановке и их образование сопровождалось просадкой обломков, форма которых была predeterminedена ориентировкой двух систем трещин – продольной и поперечной.

Особенностью морфологии жильных образований является тупой характер их выклинивания (жильное тело мощностью в несколько метров по системе поперечных трещин резко уменьшается по мощности до десятков сантиметров). Такое строение жил может быть объяснено только результатом рас-

ширения трещин отрыва в нормальном к ее простиранию направлении (об этом говорит нахождение внутри жил прямоугольных обломков, конфигурация которых предопределена взаимным расположением пересекающихся трещин).

Безусловно, что морфология жильных образований в определенной степени отражает условия формирования всей зоны разлома и поэтому выявление характера деформаций имеет большое значение для расшифровки подвижек разграниченных ими блоков в целом.

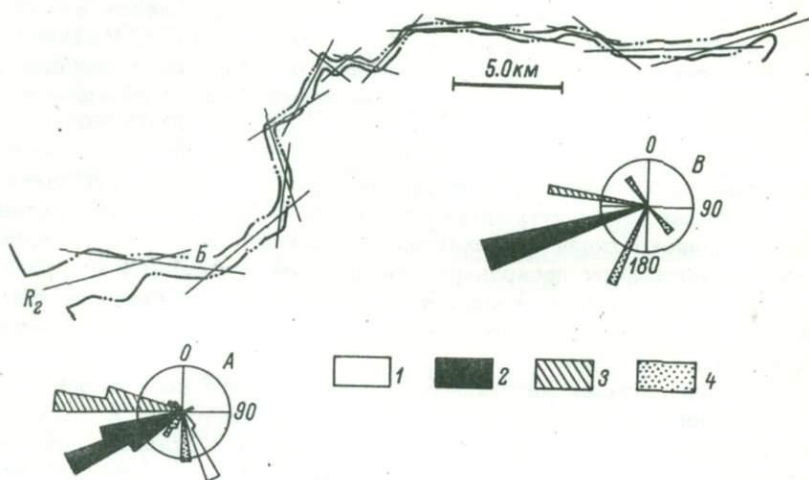


Рис. 8. Структурная схема зоны Поачвумчорского радиального разлома ( ).

А - диаграмма ориентировки пород выполнения в зоне разлома; Б - ориентировка наиболее развитых направлений трещин внутри зоны разлома; В - диаграмма наиболее развитых направлений деформаций внутри зоны разлома; 1 - I система трещин; 2 - II система трещин; 3 - III система трещин; 4 - IV система трещин.

На основе вышеприведенных фактов можно полагать, что помимо деформаций, приведших к возникновению трещин отрыва, существовали еще и продольные напряжения, вызывающие подвижки в направлении простирания жил. Именно эти подвижки обусловили резкое увеличение мощности жильных образований в нормальных к простиранию направлениях и мнимое тупое их окончание. Вероятно, это относится не только к единичным жилам, но и к отдельным участкам зоны разлома, представляющим собой жильное поле подобной морфологии. В частности, сюда можно отнести участок зоны Поачвумчорского разлома в районе перевала горы Петреллуса, где жильное поле мощностью около 300 м резко оканчивается в обе стороны по простиранию. Такой характер выклинивания может быть объяснен приоткрытием некоторых частей зоны разлома, особенно на участках резких поворотов.

Внутри зоны разлома можно отчетливо наблюдать взаимные пересечения пород выполнения, приуроченных к различным периодам ее формирования. Во всех случаях дайки и жилообразные тела всех предшествующих этапов пересекаются жильными телами пегматитов полевошпат-эгиринового состава.

Иногда эти пересечения сопровождаются смещениями с амплитудой от нескольких метров до 10–15 м. В этих случаях строение пегматитовых жил, вдоль которых совершались подвижки, отражает динамику их формирования.

По всей вероятности, на первых этапах заложения этих трещин их образование происходило в спокойных условиях, когда стенки трещины просто расширялись на величину ее мощности. В более поздний период произошли подвижки, которые захватили и пегматитовые жилы, при этом движения совершались не по границам жил, а внутри них вдоль поверхностей срыва мощностью в несколько сантиметров. Кристаллы эгирина в жилах между поверхностями срыва имеют S-образное искривление в направлении подвижек висячего и лежащего боков жилы.

В случае пересечения разновозрастных жил различных этапов развития зоны разлома более поздние пегматиты или унаследуют ранние направления формирования разрывов, или занимают к ним нормальное положение. Последний факт свидетельствует о наличии разрывных деформаций в направлении простирания зоны разлома, хотя эти деформации и не имели существенного значения. Они лишь указывают на очень сложные условия формирования зоны разлома.

Общий структурный рисунок внутреннего строения зоны Поачвумчоррского радиального разлома представляется весьма сложным. В пределах зоны развиты четыре основные системы трещин, залеченные породами выполнения, взаимно пересекающиеся между собой.

В формировании контуров зоны разлома наибольшее значение имеют трещины II и III систем, которые составляют до 90% суммарной длины разлома (рис. 8, А). Они имеют почти широтное простирание по азимуту в основном от 250 до 290° и крутое падение под углом 70–90°. Трещины I и IV систем занимают к ним сопряженное положение.

Как видно из диаграммы (рис. 8, В), трещины I и II, III и IV систем попарно сопряжены. Если средние азимуты простирания I и II систем равны соответственно 260 и 256° (угол между ними 86°), то азимуты простирания трещин III и IV систем составляют 293 и 210° (угол между ними 83°). В свою очередь наиболее распространенные трещины II и III систем близки по ориентировке и образуют между собой угол в 47°. Таким образом, обе сопряженные системы трещин сдвинуты по ориентировке относительно друг друга на величину около 45°. Все это приводит к тому, что повороты зоны разлома совершаются, как правило, под углами, не превышающими 45–50°.

Кулисообразное в плане расположение трещин отрыва внутри зоны разлома приводит к ее искривлению на участках пересечения трещин различного направления. В связи с этим вся зона распадается на ряд различных по ориентировке участков, длина которых колеблется от 2.0–3.0 до 8.0–10.0 км (рис. 8, Б).

Все это дает основание предполагать, что зона разлома формировалась как классическая трещина отрыва (Черткова, 1950). Вначале были заложены главные системы трещин (II и III), которые впоследствии сомкнулись S-образно. В связи с этим и вся зона разлома распадается на ряд отдельных S-образно искривленных участков.

В пределах исследованной части зоны Поачвумчоррского радиального разлома нам удалось определить распространенность пород выполнения различных этапов ее развития:

	Пересеченная мощность, м	%
Зоны рассланцевания . . . . .	4.5	0.3
Рассланцеванные ийолиты . . . . .	5.5	0.4
Пегматиты . . . . .	35.7	3.6

Лужавитоподобные породы . . . . .	84.2	8.6
Ййолиты . . . . .	253.5	25.1
Щелочные габброиды . . . . .	248.5	28.0
Щелочные лампрофиры . . . . .	338.0	34.0

Как видно из приведенных данных, наибольшее распространение имеют ййолиты, щелочные габброиды и лампрофиры (87%). Образование этих пород связано с заполнением трещин отрыва, возникших в период растяжения.

Безусловно, что характер пород выполнения и их морфология в определенной степени отражают условия деформаций, которые предшествовали их образованию. Основная часть деформаций (около 99%) приходится на условия растяжения и только около 1.0% отвечает условиям сжатия (образование рассланцованных зон). Поэтому и не случайны крупноамплитудные опускания отдельных блоков вдоль зон разграничивающих их радиальных разломов. Наиболее опущенным является участок Маловудъяврского блока по линии зон Кукисвумчоррского и Поачвумчоррского разломов. С его опусканием мы связываем разрыв некогда единого рудного тела в районе между Кукисвумчорром и Куэльпором и возможность обнаружения на глубине сброшенной части апатито-нефелиновой залежи длиной около 10 км.

## Л и т е р а т у р а

- Вировлянский Г.М., Благодетелева Ю.Н. Перспективы выявления скрытых апатитовых руд в Хибинском массиве в связи с особенностями его структуры. — В кн.: Основные проблемы развития комбината „Апатит“, ч. I. Апатиты, 1971.
- Иванова Т.Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Онохин Ф.М. Структура юго-западной части Хибинского апатито-нефелинового рудного поля. — Автореф. дисс. Апатиты, 1967.
- Онохин Ф.М. Радиальные разломы Хибинского массива и их поисковое значение. — Сов. геология, 1970, № 6.
- Онохин Ф.М. Тектоника Хибинского массива, ее роль в размещении и прогнозировании апатитовых месторождений, задачи дальнейших исследований. — В кн.: Основные проблемы развития комбината „Апатит“, ч. I. Апатиты, 1971.
- Черткова Е.И. Некоторые результаты моделирования тектонических разрывов. — Изв. АН СССР, сер. геол. и геофиз., 1950, т. 14, вып. 5.

**И. Б. Бусоя, А. С. Сахаров**

## ОВОИДОФИРЫ ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Овоидофиры открыты нами в Ловозерском массиве совместно с О.М. Римской-Корсаковой в 1935 г. и названы по морфологическим признакам. Залежи овоидофиров, переслаивающиеся с ороговикованными и катаклазированными нефелиновыми биотитовыми сиенит-порфирами первой эруптивной фазы щелочной

интрузии (Буссен, Сахаров, 1972), имеют мощность от 0,5 до 3 м и более (рис. 1) и протягиваются на несколько десятков метров. Эти породы обнажаются в виде крупных включений среди пород третьей и четвертой эруптивных фаз на южных обрывах горы Куамдеспак (обломки овоидофилов встречаются и на горе Нинчурт) и в свою очередь содержат ксенолиты пород ловозерской свиты.

Овоидофиры представляют собой пестрые породы: на темно-сером, почти черном фоне выделяются белые овоиды, имеющие различную форму (рис. 2, а, б) и размеры от долей сантиметра до 2 x 5 x 5 см. Количество овоидов составляет от 1/20 до 2/3 объема породы.

По составу овоидофиры соответствуют щелочному или нефелиновому сиениту (см. таблицу). Текстура их массивная или неяснослоистая. Местами овоиды растягиваются (рис. 2, б) и массивные породы переходят в струйчатые и сетчатые разновидности, в которых белая сетка и струйки являются предельно растянутыми овоидами. Большая часть струек располагается субпараллельно, но иногда они соединяются или пересекаются под различными углами.

Вокруг включений роговиков растянутые овоиды располагаются концентрически (рис. 3), и узор породы в обнажении напоминает спираль. От крупных овоидов отходят каплевидные отростки (рис. 4), которые в некоторых местах ориентируются параллельно, располагаясь острыми концами в одну сторону (Буссен, Сахаров, 1971; рис. 1, б). Наблюдается слияние овоидов или их соединение проводничками, сложенными мелкозернистым веществом овоидов (Буссен, Сахаров, 1971; рис. 2, а, б).

Основная ткань (матрица) тонкозернистая, близка к меланократовому биотитовому щелочному сиениту и состоит из биотита (до 50% объема), щелочного полевого шпата, амфибола, авгита и эгирина-авгита, рудных (ильменита и сульфидов), местами с нефелином, канкринитом, карбонатами, зональным дымчато-фиолетовым апатитом, сфеном, густоокрашенным флюоритом. Нефелин и канкринит в матрице не встречены. Структура торцовая с реликтами бостонитовой. Кроме овоидов иногда присутствуют катаклазированные вкрапленники полевого шпата и обломки его кристаллов.

Овоиды сложены, как правило, несколькими (рис. 5, а), изредка — одним индивидом щелочного полевого шпата. Строение овоидов бывает и более сложным: центральная часть представлена одним или несколькими зернами, сдвойникованными, причем двойниковые полосы изгибаются, а зерна имеют облачное погасание, иногда центральная часть овоида имеет дивергентно-лучистое строение. Отмечены и признаки грануляции. Края овоидов могут быть мелко- или тонкозернистыми (рис. 5, б), отделенными от центра и матрицы тонкой пленкой из биотита, ильменита и др., по составу близкой к матрице. Наблюдаются двойные и тройные пленки. При растягивании овоидов они сохраняются (рис. 5, в), но не заходят в „проводнички“, соединяющие отдельные овоиды.

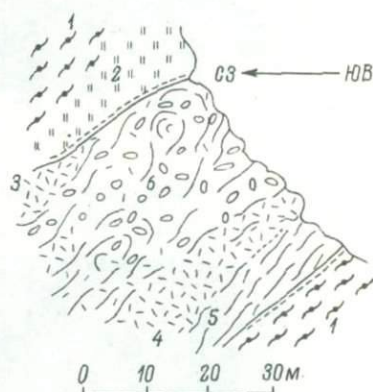


Рис. 1. Разрез обн. 1844 на горе Куамдеспак.

Породы третьей эруптивной фазы: 1 — фойяит, 2 — уртит, 3 — контакты; породы первой эруптивной фазы: 4 — щелочной микросиенит, 5 — порфировидный нефелиновый сиенит со „струйчатой“ текстурой, 6 — овоидофир.

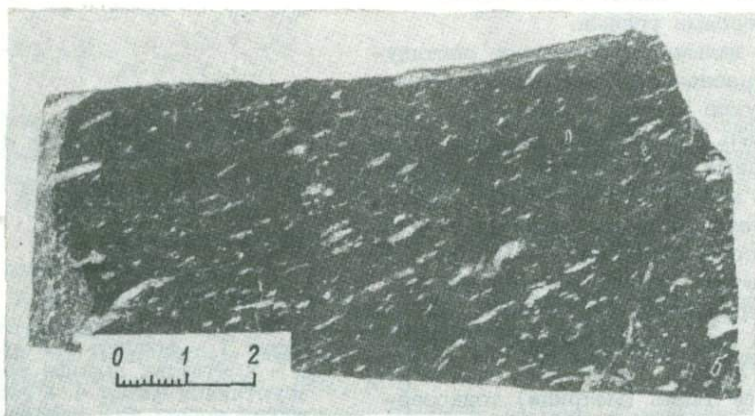
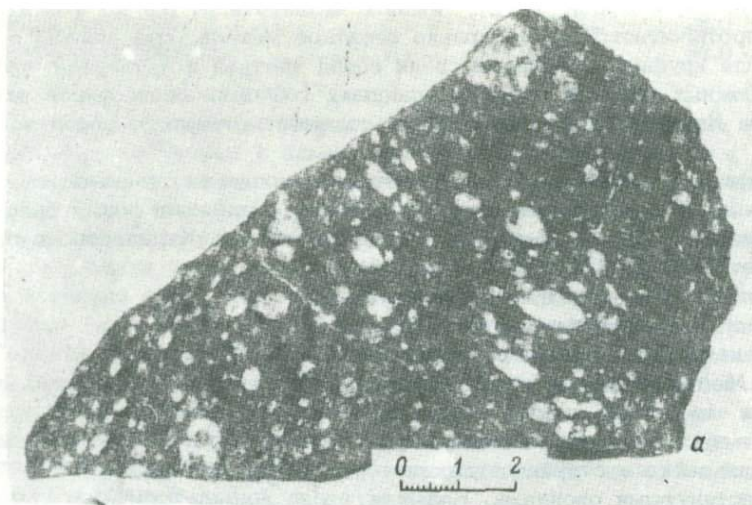


Рис. 2. Овоидофиры. Гора Куамдеспакх, южный обрыв.

а - с округлыми овоидами, обр. 1844-е; б - с растянутыми овоидами, обр. 1844-д.

Щелочной полевой шпат овоидов оптически однородный. По данным дифрактограммы, состоит из почти равных объемов двух фаз - альбитовой и микроклиновой. Валовой его состав по анализу обр. 1845-а  $Ab_{61}Or_{30}An_6$  etc<sub>3</sub>. Белые матовые участки имеют светопреломление  $N_g = 1.535$  и  $N_p = 1.529$ , белые прозрачные - соответственно 1,529 и 1,525. Очевидно, это криптопертит - результат распада высокотемпературного насыщенного твердого раствора (Дир и др., 1966). Такой же полевой шпат входит в состав матрицы.

Кроме полевого шпата в овоидах отмечены нефелин, располагающийся у их краев, канкринит, авгит, эгирин-авгит, скопления чешуек биотита, пластинки ильменита, мусковит, карбонаты, светло-фиолетовый флюорит, сфен, бесцветные зерна апатита. Пластинки ильменита могут пересекать ряд зерен полевого шпата.

Иногда в овоидофирах, у одного из краев овоидов, наблюдаются мелкозернистые участки (рис. 5, г), одинаково ориентированные в овоидах одного

## Химические анализы овоидофиров

Компоненты	Обр. 1845		1845-а порода	1845-а-П порода
	матрица	овоиды		
SiO <sub>2</sub>	48.30	61.29	53.04	54.43
TiO <sub>2</sub>	2.16	0.02	1.45	1.26
ZrO <sub>2</sub>	0.38	-	0.39	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.91	20.87	20.96	21.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.50	1.06	1.56	0.73
Σ TR	-	-	0.15	0.16
FeO	6.28	0.36	3.80	4.70
MnO	0.44	0.01	0.22	0.25
MgO	2.27	0.16	1.40	1.28
BaO	-	0.58	-	-
CaO	1.64	1.27	1.74	1.40
SrO	0.12	0.29	0.22	0.19
Na <sub>2</sub> O	7.44	7.23	9.02	9.41
K <sub>2</sub> O	4.04	5.27	4.71	2.53
(Nb, Ta) <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	-	-	0.06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.89	0.57	1.05	1.57
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.79	0.53	0.36	0.26
SO <sub>3</sub>	He обн.	0.13	-	-
F'	0.27	0.50	He обн.	0.05
Cl'	0.04	-	0.02	сл.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.61	0.13	0.45	0.63
CO <sub>2</sub>	-	-	-	0.16
S"	-	-	-	0.06
Сумма	100.18	99.77	100.54	100.45
- O = F <sub>2</sub> , Cl <sub>2</sub>	0.12	-	0.01	0.05
Σ	100.06	99.77	100.53	100.40
Уд. вес.	2.779	2.611	2.706	
Аналитики	Е. И. Успенская			А. В. Мокрецова

Примечание. Образцы из коллекции авторов.

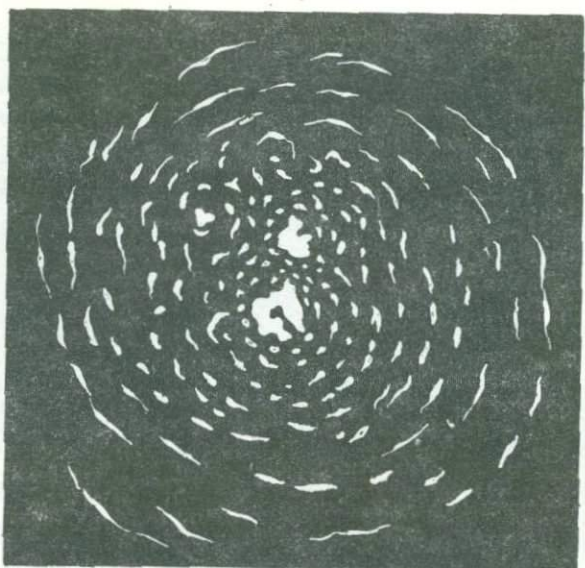


Рис. 3. Концентрическое (спиральное) расположение овидов, переходящих в плоские линзочки и струйки вокруг «ядра». Обн. 1844, гора Куамдеспак, увел. 1:10.



Рис. 4. Часть крупного овида с каплевидным отростком, отходящим от него из спиралевидного участка. Обн. 1844, гора Куамдеспак, увел. 2.

образца. Граница отмечается изменением размера зерна полевого шпата, появлением мелких шаровидных сростков чешуек биотита и пластинками ильменита, т.е. состав мелкозернистой части овоида приближается к матрице. Возможно, это след стояния жидкости (уровень).

В большинстве случаев основная ткань и овоиды кристаллизовались независимо так, что границы овоидов являются и границами кристаллических индивидов, но наблюдаются случаи, когда индивиды полевого шпата выходят за пределы центральной части овоида или за его пределы, причем овоид сохраняет свой контур (рис. 5, а).

Состав матрицы и овоидов значительно различается по содержанию  $Si$ ,  $Ti$ ,  $Fe$ ,  $Mg$ , но мало по количеству щелочей и воды (см. таблицу). Состав анализированных овоидов после вычета слюды соответствует щелочному полевому шпату.

По составу аналогами овоидофиров и чередующихся с ними катаклазированных биотитовых нефелиновых сиенит-порфиров являются соответственно эгириновые ромбен-порфиры, полевой шпат которых также анортотоклаз, и эгириновые нефелиновые сиенит-порфиры, переслаивающиеся с последними. Текстурно-структурные соотношения овоидофиров показывают, что во время кристаллизации магмы, давшей начало овоидофирам, быстро изменялись физико-химические условия и возникали механические напряжения. Незначительная доля обособившегося полевошпатового материала закристаллизовалась в виде вкрапленников, большая часть его находилась в виде капель, давших овоиды. Механические напряжения деформировали овоиды и перемещали их, приводя к появлению струйчатых, сетчатых и сфероидальных текстур. Всю последовательность этих процессов можно наблюдать в обнажениях. Кристаллизация вещества овоидов и соединяющих их проводничков шла при продолжающихся деформациях и в общем независимо от кристаллизации субстрата матрицы. В овоидах вначале кристаллизовалась мелкозернистая краевая зона; дивергентно-лучистые сростки кристаллов полевого шпата центральной части овоида росли от центра капли раплава к ее периферии. Подобное обособление вещества и деформация его с перемещением наблюдаются в нефелиновых ромбен-порфирах, где вкрапленники нефелина, кристаллизующегося первым, бывают соединены нефелиновыми проводничками (Буссен, Сахаров, 1872).

Породы эруптивной фазы Ловозерского массива принадлежат к первому этапу проявления активности щелочного магматизма, связанного с герцинским диастрофизмом. Сюда же относятся близкие по составу, облику и характеру полевого шпата нордмаркиты Сидорова Урала (Минусинская котловина; Лазаренко, 1962), жильные нефелиновые сиениты горы Горячей (Михалев, 1962 и личные наблюдения), некоторые щелочные породы Ишима (Левбедев-Зиновьев, 1969), ранние щелочные породы Вишневых гор (личные наблюдения), щелочные сиениты Кургинского (Проскураков, Зак, 1966 и личные наблюдения) массива, ромбен-порфиры и нефелиновые сиенит-порфиры Хибин (Елисеев и др., 1939 и личные наблюдения). Аналогами перечисленных пород являются ларвикиты и нордмаркиты района Осло (Хольтедаль, 1957), также принадлежащие к герцинскому диастрофизму.

Полевой шпат всех этих пород представлен „анортотоклазом“ (оптически) или калиевым альбит-олиготоклазом, оптически однородным, или антипертитом. Однако овоидофиры с их характерной текстурой отмечены лишь в Ловозерском массиве. Вероятно, к ним близки и некоторые щелочные породы, обычно называемые эпилейцитовыми, в которых округлые вкрапленники ортоклаза также отделяются слюдяной пленкой от вмещающей массы. По структурно-текстурному узору аналогами овоидофиров являются так называемые кимберлитоподобные породы Вуориярви (Семилякин, 1968) и руда с орбикулярной структурой (Фиженко, 1970), эллипсоидальные включения оливинитов в железных рудах массива Ковдор и подобные им овоидальные выделения титаномагнетита в карбонатитах массива Ковдор (личные наблюдения).

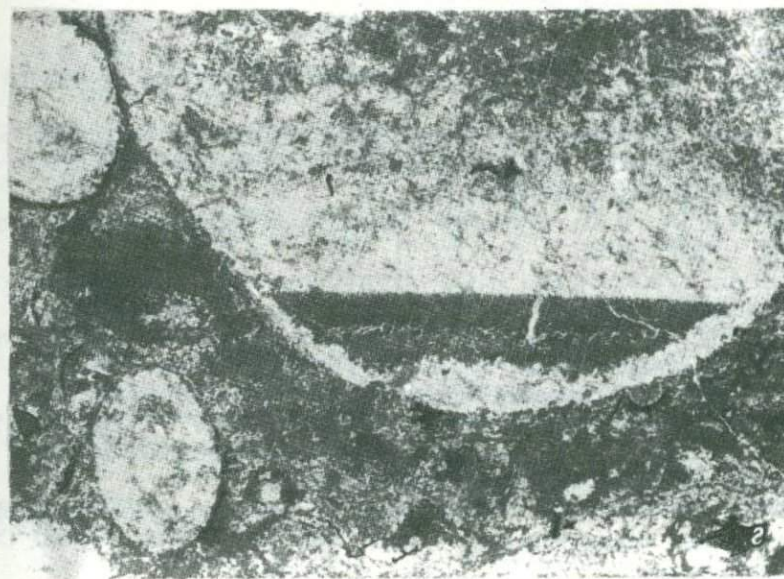


Рис. 5. Строение овидов, Гора Куамдеспакх.

а - правильный овид с темной биотит-ильменитовой полоской (пленкой) у границы, за которую выходят некоторые кристаллы полевого шпата, слагающие овид (видны границы зерен и пелитизированные участки вблизи края овида), шлиф 1844-а, увел. 12, николи скрещены; б - удлиненный овид с тонкозернистой краевой частью и более крупнозернистым центром, внизу справа - масса мелких призмочек диопсида, шлиф 2009-а, увел. 30, николи скрещены;

в - растянутые овиды с отростками, образующие подобие сетки; темная полоска (пленка) сохраняется, шлиф 1841-а, увел. 8, проходящий свет; г - "уровень" - правильная полоска тонкозернистого вещества (тончайших частиц биотита, пироксена, рудного) в овиде, сложенном перистыми сростками кристаллов полевого шпата, шлиф 1844-п, увел. 15, николи скрещены.

Возникновение овоидов (или орбикулярных и нодулярных текстур) как результат ликвации (разделения субстрата на части в жидком состоянии) представляется наиболее вероятным (Буссен, Сахаров, 1971). Возможность проявления ликвации в процессах петрогенеза оценивается различно: от прогнозов ее существования (Левинсон-Лессинг, 1949; Fenner, 1948; Шербина, 1964) и признания глобального значения и экспериментального воспроизведения природного (лунного) объекта (Roedder a. Weiblen, 1970) до отрицания (Боуэн, 1934; Белянкин, 1949; Заварицкий и Соболев, 1961). Данные по ликвации искусственных силикатных расплавов приведены в работах Б. Н. Мелентьева и Л. М. Делицина (Делицин и Мелентьев, 1968; Мелентьев, Делицин, 1969), а также у Костер ван Гроос и Вилли (Koster van Groos a. Willie, 1968) и др.

Овоидофиты Луаяврурта настолько своеобразны, что изучение их следует продолжить, в том числе и экспериментальными методами.

## Л и т е р а т у р а

- Белянкин Д. С. Магматическая ликвация — можно ли верить в нее и какие мы имеем к тому основания. — Изв. АН СССР, 1959, сер. геол., № 5.
- Бережной А. И. Ситаллы и фотоситаллы. М., „Машиностроение“, 1966.
- Боуэн Н. А. Эволюция изверженных пород. Пер. с англ. под ред. Лучицкого. М.—Л. — Новосибирск, ОНТИ, 1934.
- Буссен И. В., Сахаров А. С. Овоидофиты Луаяврурта — результат ликвации щелочной магмы. — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 6.
- Буссен И. В., Сахаров А. С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л., „Наука“, 1972.
- Делицин Л. М., Мелентьев Б. Н. Экспериментально полученные модели структур горных пород. — Материалы по минералогии Кольского полуострова, Л., „Наука“, 1968, вып. 6.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 4, М., „Мир“, 1966.
- Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геологическая карта Хибинских тундр. — Тр. Лен. геол. Управ., 1939, вып. 19.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Лазаренко В. Г. О влиянии ассимиляции основных эффузивных пород на ход кристаллизации нордмаркитов. — Зап. ЛГИ, 1962, т. ХУШ, вып. 2.
- Лебедев-Зиновьев А. А. Ишимский массив щелочных пород. — Тр. ВИМС, М., „Наука“, 1969, нов. серия, (15).
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии. Магматическая дифференциация. — Избр. тр., т. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Мелентьев Б. Н., Делицин Л. М. Проблема ликвации в магме. — Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1.
- Михалев В. Г. Геологическая характеристика щелочного интрузивного массива горы Горячей. — Геология и геофизика, Новосибирск, 1962, № 5.
- Проскураков В. В., Зак С. И. Кургинский массив ультраосновных и щелочных пород на Кольском полуострове. — В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. М.—Л., „Наука“, 1966.
- Семилякин Ф. П. Кимберлитоподобные породы Вуориярви (Кольский полуостров). — Зап. ВМО, 1968, 2 серия, ч. 97, вып. 2.

- Фиженко В.В. О происхождении орбикулярных структур в апатито-кальцито-форстерито-магнетитовых рудах массивов Вуориярви и Горное озеро. - В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., "Наука", 1970.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. I. М., ИЛ, 1957.
- Щербина В.В. К геохимии силикатных расплавов. - Зап. ВМО, 1964, ч. 93, № 5.
- Fenner C.N. Immiscibility of Igneous Magmas. - Amer. J. Sci., 1948, v. 246, N 8.
- Koster van Groos A.F., Willie P.J. Liquid immiscibility in the Join  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{H}_2\text{O}$  and its bearing on the genesis of carbonatites. - Amer. J. Sci., 1968, v. 266, N 10.
- Roedder E. and Weiblen P.W. Lunar petrology of Silicate melt inclusions, Apollo 11 rocks. - Proc. of the Apollo 11 Lunar Science Conf., v. 1, Pergam. Press, N.Y.-Oxford-Toronto-Sydney-Braunschweig, 1970.

О. Б. Дудкин

#### ФОРМА И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОПОР В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В последние годы большое внимание уделяется исследованию порового пространства горных пород (Долгов, 1968). В щелочных породах Кольского полуострова детально изучались закрытые поры, выполненные газовыми, жидкими и многофазовыми включениями (Валяшко, Когарко, 1966; Базарова, Фейгин, 1966; Икорский, 1967, и др.). По объемному показателю эффективной пористости оценивалась роль открытых пор пород. Этот метод успешно использован В.Н.Горсткой (1971) при анализе контактных взаимоотношений Хибинского массива.

Методы насыщения в настоящее время являются ведущими при исследовании открытых пор горных пород. При несомненных их достоинствах (Овчинников, Шур, 1958) методы пропитывания и фильтрации не дают материала о форме и распределении свободного пространства в объеме горной породы. В металлургии для этой цели широко используется люминесцентная дефектоскопия (Люминесцентный анализ, 1961).

В настоящей работе рассматривается опыт исследования формы и распределения микропор в горных породах специально разработанным методом люминесцентной дефектоскопии.

О характере микропористости пород в известной степени позволяют судить обычные петрографические шлифы. В порошковой металлургии известен способ определения среднего размера пор, основанный на пропитывании образца синтетическим наполнителем (в том числе и канифолью) с последующим изготовлением шлифа (Федорченко, Андриевский, 1961). Однако при изготовлении шлифа имеют место интенсивные механические напряжения, в результате которых искажается форма первичных полостей и возникают наложенные микротрещины. Наиболее удобна для исследования формы микропор и скульптуры ограничивающих их поверхностей именно люминесцентная дефектоско-

пия, но известные методы не позволяют исследовать грубопористые материалы и производить их шлифовку для микроскопических исследований. Применительно к горным породам целесообразно использовать люминофор на твердой основе, которая одновременно скрепляет образец.

Канифоль в чистом виде люминесцирует под ультрафиолетовым источником, но свечение канифоли слабое, нередко по неизвестным причинам полностью гасится. Опытным путем удалось установить, что при добавлении в расплавленную канифоль (150°C) 0,5–1% по весу флюоросцеина, канифоль не теряет свойств скрепляющего наполнителя и в то же время интенсивно люминесцирует.

Конкретно выбранная методика включала следующие операции. Образец горной породы промывался спиртом и тщательно высушивался при 120°C. При высушивании влага, выделяющаяся из межзерновых пор, способна увеличить их зияние, оказывая давление на стенки, поэтому разогрев образцов производился последовательно и медленно. При нагреве возможно также вскрытие некоторых капилляров, выполненных межкристаллизационной водой, но капилляры сечением менее 0,001 мм выбранной методикой не просматриваются.

После высушивания на образце шлифовались одна или две, в зависимости от цели исследования, рабочие плоскости, которые пропитывались расплавленной канифолью с флюоросцеином. Последнюю операцию лучше проводить под вакуумом. После пропитывания люминесцирующей канифолью с рабочих поверхностей снимался слой толщиной в 2–3 мм, в результате чего убирались микротрещины, возникшие у поверхности образца при первичной шлифовке, а вновь спроводированные механической обработкой сколы оказывались не заполненными люминофором. Рабочие плоскости полировались. Уже после выполнения опытных работ в литературе появилось описание сходной методики (Caye a. oth., 1970).

Наблюдения над формой и распределением микропор проводились под биноклем с источником ОИ-18 и под люминесцентным микроскопом МЛ-2. Следует особо подчеркнуть, что выбранной методикой фиксировались полости, зияющие более чем на 0,001 мм. Последнее ограничивает наблюдения и делает методику неприменимой для гипабиссальных фаций изверженных пород, для роговиков, глинистых сланцев и плотных песчаников.

Исключение из наблюдения трещин, возникающих при обработке штуфа, не снимает помех, связанных с условиями отбора образцов. Нур и Симмонс (Nur, Simmons, 1970) полагают, что большая часть микротрещин возникает в горных породах *in situ* и только незначительное их количество появляется в связи с механическим воздействием при отборе штуфных проб. Серия опытов, выполненных по разобранной выше методике, не позволяет согласиться с этим оптимистическим заключением.

Прежде всего не пригодны для изучения микропористости все образцы пород, взятые с поверхности, из зоны фильтрации грунтовых вод и сезонных колебаний температуры. В очень хрупких породах (плагноклазит) наложенная трещиноватость возникает при ударе геологическим молотком. Шурфы, каналы, подземные горные выработки обычно проходятся методом буровзрывных работ. В результате в породах участками возникает грубая система ветвящихся трещин. В керне буровых скважин подобное явление не наблюдалось. Вообще керн, особенно керн алмазного бурения – оптимальный материал для изучения формы и распределения микропор.

Автор использовал преимущественно буровой керн и исключил из анализа все образцы, имевшие сеть наложенных трещин, т.е. рассекающих монокристаллы и переходящих из зерна в зерно.

Щелочные породы Кольского полуострова представлены герцинскими интрузивными комплексами нефелиновых сиенитов и ийолит-уртитов (Хибинь, Ловозеро), а также каледонскими интрузивными комплексами уртитов-

мельтейгитов и щелочных базальтоидов (Ковдор, Африканда, Лесная и Озерная варака и т.д.). Эти интрузивные породы моложе вмещающих толщ и по всем данным большая их часть не подвергалась общему интенсивному метаморфизму.

Во всех породах и в пределах всех массивов достаточно широко развиты процессы перекристаллизации и вторичного замещения первично-магматических минералов. К неизмененным щелочным интрузивным породам нами отнесены породы равномернозернистые с гипидиоморфнозернистой, панидиоморфнозернистой и трахитоидной структурами и однородным структурным мотивом в пределах значительных объемов. Во всех таких породах система микропор оказалась однотипна.

Качественно в магматических породах различается несколько видов пор: 1) межзерновые полости; 2) спайность; 3) сколовые трещины (трещины отдельности), не выходящие за пределы одного зерна.

Наблюдения на разных плоскостях в пределах одного штуфа убеждают, что все перечисленные разновидности пор образуют единую, практически непрерывную полость, т.е. наблюдаются главным образом открытые поры породы. Является ли эта открытая система пор первичной во всех своих особенностях?

В магматических породах значительная часть микротрещин возникает за счет различной термической сжимаемости минералов (Hepkins, 1969; Nur, Simmons, 1970). На большой глубине при существенных нагрузках эти поры не могут иметь больших сечений. Очевидно, что наблюдающееся общее зияние микропор вторично, оно определенно увеличивалось со снятием нагрузок, выходом пород к поверхности. Очевидно также, что и единая система открытых пор могла возникнуть только при падении давления. На глубинах 7-8 км системы открытых пор отсутствуют вообще (Долгов, 1968).

Таким образом, первичными явлениями можно считать только форму и распределение микропор магматических горных пород. Что же касается валового объема открытого пространства и даже степени его анизотропии, то эти показатели оказались не однотипны и нельзя утверждать их первичный характер.

Можно еще предполагать, что изначальный характер в магматических породах имеет соотношение относительно грубых и тонких микропор. В таблице даны качественные характеристики микропор трех образцов хибинского ийолита и оценены их процентные соотношения относительно подсчитанного общего объема порового пространства (Пр). Подсчеты велись для четырех условно выделенных классов. В таблице даны также результаты определений пористости методом насыщения жидким наполнителем (П). Оценки пористости, выполненные методом подсчета (Федорченко, Андриевский, 1961) и методом пропитывания (метод Преображенского), в целом не сопоставимы (см. таблицу). Это естественно, так как сравниваемые методы характеризуют разные величины, при этом каждый из них имеет свои достоинства и недостатки. Метод пропитывания дает суммарную оценку объема всех пор, в том числе и субмикроскопических капилляров; на результат определения сильно влияют отдельные грубые каверны. Метод подсчета оценивает относительную степень зияния микропор, при этом характеризует отдельные случайные плоскости сечения образца.

Несмотря на определенную несопоставимость оценок, оба метода свидетельствуют о возрастании зияния микропор в магматических породах с увеличением размера зерна слагающих их минералов (см. таблицу). Эти результаты согласуются с экспериментальными данными по каменному литью (Хан и др., 1969). Для медеплавильного шлака линейная усадка  $E_{L,T}$  в зависимости от его строения меняется следующим образом: стекло - 0,8; мелкозернистый шлак - 1,17; крупнозернистый - 1,72 (Хан и др., 1969). В магма-

тических породах с ростом зерна увеличиваются межзерновые полости и одновременно возрастают размер и процентное отношение сколовых трещин (см. таблицу).

Характеристика систем микропористости образцов ийолита (Хибины)

Породы	Тип пор	Сечение пор, мм				Пр, %	Пр, %
		0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001		
Мелкозернистый ийолит	I	-	-	-	0,90	0,60	0,84
	II	-	-	-	1,10		
	III	-	-	-	-		
Среднезернистый ийолит	I	-	-	0,40	0,40	1,60	1,10
	II	-	-	-	0,05		
	III	-	0,15	-	-		
Грубозернистый ийолит	I	-	0,05	0,35	0,10	2,20	2,24
	II	-	-	-	0,10		
	III	-	0,20	0,20	-		

Примечание. I - межзерновые полости; II - трещины спайности, видимые как полости более 0,001 мм; III - сколовые трещины монокристаллов.

Таким образом, грубозернистые магматические породы оказываются более доступными для различных постмагматических флюидов. Грубозернистая порода в толще мелкозернистых может служить своего рода коллектором постмагматических растворов. Действительно, и в пределах Хибинского массива, и в пределах ультраосновных щелочных массивов процессы перекристаллизации и процессы селективного замещения породообразующих минералов наиболее характерны для грубозернистых магматических пород.

При люминесцентной дефектоскопии источник света помещается непосредственно в полости пор, что позволяет проследить на некоторую глубину форму плоскостей, ограничивающих поры. Полости межзерновых пор интрузивных пород неровные, имеют округлые очертания типа расколотых пузырьков, углубления в виде желобков. Ширина межзернистых пор зависит от характера соприкасающихся минералов. Так, в грубозернистом ийолите ширина межзерновых пор определено возрастает при наблюдении границ минералов в следующей последовательности: пироксен-пироксен, пироксен-нефелин, нефелин-нефелин.

Трещины спайности представлены в основном капиллярами, и только иногда ширина полостей достигает 0,001-0,005 мм. С ростом зернистости породы сечение трещин спайности практически не меняется. Ограничивающие эти полости поверхности ровные, гладкие.

Наиболее грубые сколовые трещины (трещины отдельности) обычно ориентированы вкрест спайности. Они характерны для крупных монокристаллов магматических пород. Происхождение их может быть объяснено возникновением напряжений между разными частями кристалла в процессе охлаждения (Herkins, 1969). Плоскости, ограничивающие эти полости, гладкие, изогнутые.

Среди ийолитов Хибинского массива, мельтейгитов, нефелиновых пироксенитов и ийолитов каледонских интрузий нередко встречаются полнокристаллические породы, имеющие порфиривидный облик: отдельные крупные кристаллы

пироксена либо нефелина рассеяны среди более мелкозернистой основной массы. Природа крупных вкрапленников спорна. Оказалось, что анализ формы и распределения микропор в таких породах в ряде случаев помогает решить задачу их происхождения.

В том случае, когда крупные монокристаллы-вкрапленники возникли в процессе кристаллизации расплава, они окружены своего рода „тенью” пор малого сечения. Окружающие порфиновые вкрапленники мелкие зерна минера-

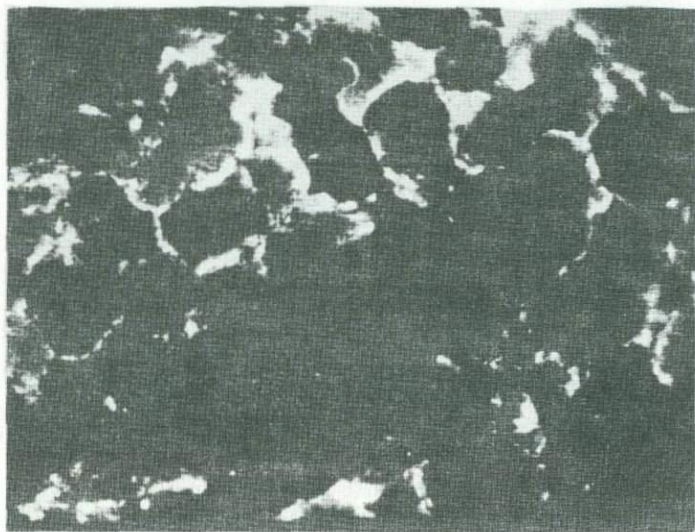


Рис. 1. Следы проявления синнезиса в порфировидном пироксените Африкандского массива.

Темное поле в центре - порфиновый вкрапленник эгирин-авгита; светлые контуры - свечение межзерновых пор, насыщенных люминесцирующей канифолью. МЛ-2, увел. 60.

лов плотно прилегают к ним (рис. 1).<sup>1</sup> Ярко выраженного срастания развитыми гранями вкрапленника и мелких зерен при этом не обнаруживается, но очевидно проявление следов синнезиса-налипания в кристаллизующемся расплаве мелких зерен на ранее образовавшиеся крупные (Vance, 1969).

Совершенно иная картина наблюдается в тех случаях, когда имеются основания предполагать в породах порфиробластез. Изучалась пористость двух образцов неравномернозернистого ийолита, образца пегматоидного нефелиново-го сиенита (Хибины), образцы неравномернозернистого пироксенита (Озерная варака) и для сравнения образцы порфиробластического гнейса и порфиробластического амфиболита (Кольский полуостров).

Установлено, что во всех случаях порфиробласты (нефелин, микроклин, эгирин-диопсид) расположены в виде цепочек вдоль грубых полостей - проводников, чаще всего на изгибах таких проводников. Края порфиробласт пронизаны сетью мелких ветвящихся пор, а центральная часть монокристаллов плотная, с редкими трещинами и кавернами.

Для порфиробластических пород характерна общая неоднородность пористости: чередование пористых и плотных участков. Новообразование крупного зерна чаще всего наблюдается в месте пересечения проводника с плот-

<sup>1</sup> Здесь и далее судить по фотографиям о ширине пор нельзя: снимался источник свечения и его размеры во многом зависят от фотографического процесса.

ным участком породы. Подобная закономерность особенно четко проявлена в одном из образцов хибинского ийолита, в котором резкие изгибы подводящих каналов и порфиробласты нефелина приурочены к плотным участкам с пойкилитовыми табличками железистого биотита (рис. 2).



Рис. 2. Свечение насыщенных люминофором пор в порфиробластическом ийолите (свечение показывает повышенную пористость порфиробласт и следы „подводящих каналов“). ОИ-18, увел. 20.

Полученный материал свидетельствует о том, что развитие порфиробласт в породе сопровождается формированием особой системы полостей, заменяющей грубые миароловые пустоты жил альпийского типа. Механизм образования порфиробласт правдоподобнее всего объясняется медленным растворением минерала потоком паровых растворов (Коржинский, 1950).

Расположение крупных кристаллических индивидов на границе плотных участков и в изгибах грубых „проводников“ свидетельствует о том, что немаловажную роль при их формировании может играть неравномерное замедление фильтрации раствора, возникновение „застойных карманов“ в потоке раствора. Можно предполагать также, что рост порфиробласт в условиях медленного растворения фазы осуществляется ступенчато: на поверхности растущего порфиробласта возникает система механических блоков (пористый слой), за счет которых растет крупный центральный блок.

В порфировидном гранатовом амфиболите закономерное расположение микропор связано с распределением в объеме породы кварца, амфибола и граната. Преобладающая масса амфибола плотная, выделения же мелкозернистого кварца грубопористые. Выделения кварца в виде цепочек вытянуты в амфиболите параллельно слоистости, а кроме того, образуют правильные каймы вокруг зерен граната. Таким образом, грубопористый кварцевый агрегат в амфиболите окружает порфиробласты граната и создает сеть грубых „проводников“. Сами зерна граната однородны по составу, но зональны по пористости: центральный плотный блок зерна окружен зоной, пронизанной за сетью тонких петлеобразных трещин.

Характер системы микропор может служить диагностическим признаком для выявления следов порфиробластеза, но при этом следует учитывать, что сходные системы пористости наблюдаются и при явлениях изменения моно-



Рис. 3. Подводящие трещины к краю зерна нефелина, замещенному канкринитом, развитому у границы зерна с межзерновой полостью, в непосредственной близости к подводящим трещинам и на их продолжении. МЛ-2, увел. 80.

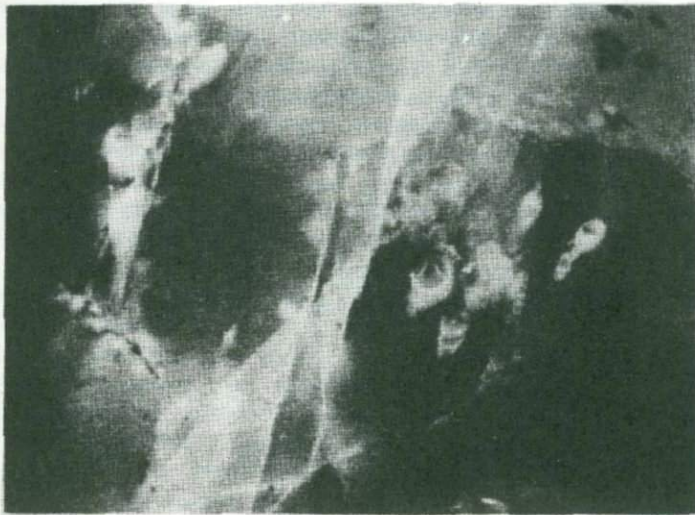


Рис. 4. Взаимоотношения мелких округлых зернышек альбита поздней генерации и микропор в альбитизированном фойяйте. МЛ-2, увел. 80.

кристаллов минерала со стороны их поверхности. Так, в порфириновом гранодиорите (Терский берег Кольского полуострова) наблюдается повышенная пористость внешней гранофировой каймы вокруг крупных индивидов ортоклаза и микроклина.

Системы микропор, возникшие в результате динамических напряжений, уверенно диагностируются только тогда, когда с ними связано развитие вторичных минералов. В подобных случаях наблюдаются либо грубые (0.05-0.1 мм) ветвящиеся микротрещины, либо серия субпараллельных трещин с опере-

нием из мелких затухающих сколов. И те и другие рассекают породу, переходя из зерна в зерно, местами повторяя (уширяя) межзерновые полости.

Частичное замещение минералов нередко связано с первичной системой межзерновых пор, особенно в грубозернистых магматических породах. Но нередки также случаи селективного замещения вдоль наложенных трещин разрыва, при этом методом люминесцентной дефектоскопии всегда четко фиксируется трещина - проводник раствора (рис. 3).

Любопытные результаты получены при наблюдении микропор в зоне альбитизации фойяитов Хибинского массива. Здесь в массе калинатрового полевого шпата наблюдаются грубые пертитовые вростки альбита и мелкие округлые зерна того же минерала. Оказалось, что грубые пертитовые вростки не контролируются микропорами, тогда как мелкие зерна альбита оказываются приуроченными к системе ветвящихся трещин, а сами отделены от массы вмещающего их полевого шпата грубыми межзерновыми порами (рис. 4).

Достаточно закономерным оказалось изменение формы и распределения микропор в пределах относительно простых метасоматических колонок замещения пород. Прослеживалось замещение щелочным метасоматитом метаморфизованного песчаника терской свиты (Турий мыс), развитие альбитита по фойяиту (Хибины) и натролитового метасоматита по полевошпатовому уриту (Хибины). Во всех трех случаях изменения в породах можно классифицировать как простые метасоматические замещения инфильтрационного типа.

При развитии эгиринового метасоматита по серому песчанику Турьего мыса уже перед фронтом замещения песчаника в последнем наблюдается резкое и незакономерное колебание размеров межзерновых полостей. С появлением отдельных призматических зерен эгирина и неправильных зерен микроклина в породе появляются неправильные каверны. Этот первый фронт замещения исходной породы микроклин-эгириновым образованием сильно растянут (10-15 см) и отличается крайней структурной неоднородностью. При полном замещении песчаника эгирином и в меньшей степени микроклином вариации формы и размера зерна породы не столь существенны, вместе с тем и пористость по качественным и количественным признакам становится более однородной.

Изменение микропористости при замещении песчаника эгириновым метасоматитом, по данным автора, представляется следующим образом):

Зоны замещения	Неоднородность пористости ( $i$ бит)	Пр, %
1. Исходный песчаник - кварц + плагиоклаз	1.97	0.60
2. Микроклин, эгирин, кварц, плагиоклаз	2.43	1.40
3. Микроклин, эгирин	1.95	2.10

**Примечание.** Неоднородность пористости оценена по качественным и количественным (сечения в миллиметрах) признакам в информационных показателях  $i = \Sigma p / \log p$ .

По материалам бурового керна удалось проследить две метасоматические колонки замещения в щелочных породах Хибинского массива.

Изменение пористости при замещении полевошпатового урита (ювита) эгирин-натролитовым метасоматитом:

Зоны замещения	Неоднородность пористости ( $i$ бит)	Пр, %
1. Ювит-эгирин, ортоклаз, нефелин	1.68	1.10
2. Эгирин, микроклин, натролит	2.01	2.00
3. Эгирин, натролит	1.87	2.50
4. Натролит	1.09	3.10

Изменение пористости при замещении нефелинового сиенита альбититом:

Зоны замещения	Неоднородность пористости ( $i$ бит)	Пр, %
1. Нефелиновый сиенит - альбит, нефелин, эгирин, микроклин	2.33	2.61
2. Эгирин, альбит	1.88	3.12
3. Альбитит	1.59	4.20

Головной фронт каждой колонки растянут, отличается резкой неоднородностью структуры и одновременно существенной перестройкой системы пор. Здесь резко варьируют размеры межзерновых полостей, много пустоток-каверн изометричной формы и в виде желобков, наблюдаются узлы петлеобразных пор, пересекающих породообразующие минералы исходной породы. Границы последующих зон замещения все более резкие и фиксируются узкой полосой, а перед мономинеральной тыловой зоной - цепочкой неправильных пор-каверн.

В пределах однородных по фазовому составу зон замещения система микропор сравнительно однотипна, преобладают межзерновые поры, причем в тыловых зонах они наиболее однородны по размерам. Общее зияние пор от головных зон к тыловым возрастает, что подтверждается не только оценкой роли микропор разного сечения, но и определениями по методу Преображенского (фойяит - 2.23%, альбитит - 4.19%).

Свободное пространство горных пород представляет несомненный интерес для выявления их генетических особенностей. Проведенные наблюдения над формой и распределением микропор в щелочных породах Кольского полуострова показывают, что подобный материал является действительно полезным дополнением при решении некоторых принципиальных задач по расшифровке процессов минералообразования.

## Л и т е р а т у р а

- Базарова Т.Ю., Фейгин Я.М. Минералотермометрическое исследование нефелина из Ловозерского массива. - Зап. ВМО, 1966, ч. 95, вып. 3.
- Валяшко В.М., Когарко Л.Н. О включениях в апатитах Хибинского и Ловозерского массивов. - Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 1.
- Горстка В.Н. Контактная зона Хибинского щелочного массива (геолого-петрографические особенности, химизм и петрология). Л., "Наука", 1971.

- Долгов Ю. А. Агрегатное состояние минералообразующих растворов в земной коре. - Тезисы докладов по минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов, ВНИИСИМС. М., 1968.
- Икорский С. В. Органическое вещество в минералах изверженных пород. Л., "Наука", 1967.
- Коржинский Д. С. Факторы равновесия при метасоматозе. - Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Константинова-Шлезингер М. А. (ред.). Люминесцентный анализ. М., Физматгиз, 1961.
- Овчинников Л. Н., Шур А. С. Исследование пористости минералов и горных пород. - Труды У совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. М., 1958.
- Федорченко И. М., Андриевский Р. А. Основы порошковой металлургии. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
- Хан Б. Х., Быков И. И., Кораблин В. П., Ладохин С. В. Затвердевание и кристаллизация каменного литья. Киев, "Наукова думка", 1969.
- Caye R., Pierrot R., Ragot J.P., Prevosteau J.M. Méthodes de visuation des milieux poreux en vue de leur analyse quantitative au microscope. - Bull. Soc. franc. minner. et cristallogr., 1970, 93, 5-6.
- Hopkins R.H. The origin of decorated dislocation arrays in fluorapatite. - J. Cryst. Growth., 1969, vol. 6, 1.
- Nur A., Simmons G. The origin of small cracks in igneous rocks. - Int. J. Rock. Mech. and Mining Sci., 1970, 7, N 3.

А. А. Кузнецов, Н. Ф. Шинкарев

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА И ТИПЫ ПЕРВИЧНЫХ МАГМ

Существует еще много спорных положений о природе первичных магм и их связи с тектоникой, несмотря на значительные успехи в изучении петрологии изверженных горных пород, достигнутые благодаря экспериментальным работам и широкому применению формационного анализа.

С целью выделения типов первичных магм авторы сделали попытку построения моделей механизма тектоно-магматического процесса на основе достоверных геологических фактов, без привлечения каких-либо гипотез. Этот анализ в конечном счете отражает все естественные стадии эволюции расплава - от момента его зарождения до окончательного становления в виде природного тела.

Соответственно стадиям меняется характер структурно-вещественной сложности и пространственно-временной масштаб объектов, событий и тектоно-магматических процессов. В основу моделирования на каждой стадии положен логико-статистический анализ, создание геологических моделей, разделение объектов, явлений и процессов на однопорядковые уровни, классы. Затем осуществляется переход к более строгим математически формализованным моделям.

Н. Боуэн (1934) считал, что существует одна родоначальная базальтовая магма. Главным обоснованием этого представления явилось подавляющее распространение среди изверженных горных пород в земной коре базальтов и результаты изучения упрощенных физико-химических систем. Однако до сего времени переходы базальт-гранит и другие в экспериментах строго не смоделированы. Основное возражение против гипотезы Боуэна — нереальность образования значительных масс гранитов за счет дифференциации основной магмы.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (Левинсон-Лессинг, Струве, 1963) выдвинул положение о двух материнских магмах: основной и гранитной, которым соответствуют максимумы распространения горных пород по кремнекислотности.

В настоящее время, например, Ю. М. Шейнманн (1968) выделяет три типа первичных магм — ультраосновную, основную и кислую, включающие не менее пяти-шести родов магм геосинклинальных, внегеосинклинальных областей и срединных океанических хребтов. В основу такого подхода положены различные петрологические, тектоно-геофизические и физико-химические различия проявлений типов магм.

Многие исследователи являются в настоящее время сторонниками гипотезы о множественности типов магм. В первую очередь это касается вопроса самостоятельного существования нескольких типов базальтовой магмы: толеитовой, оливин-базальтовой, андезито-базальтовой, высококлиноземистой (Соболев, 1936; Белов, 1963; Кипо, 1967). Поскольку нелогично, по-видимому, принимать для каждой более или менее устойчивой естественной химической ассоциации компонентов, парагенезиса минералов, т.е. горной породы, существование своей родоначальной магмы, то верхняя граница числа типов первичных магм<sup>1</sup> вполне оправданно может быть ограничена числом главных петрографических групп горных пород. Последние включают щелочные (нефелиновые, фельдшпатоидные сиениты, щелочные базальты и др.), ультраосновные (гипербазиты-меймечиты), основные (габбро-базальты), средние (диориты-андезиты) и кислые (граниты-липариты) породы. Группа сиенитов-трахитов не имеет самостоятельного развития и обычно генетически связана с группами средних и основных пород, занимая, по В. А. Заварицкому, всего 0,6% от площади изверженных пород (Саранчина, Шинкарев, 1967). Отсюда имеем  $1 < n < 5$  (где  $n$  — число типов первичных магм).

Напомним величины распространенности горных пород в земной коре: щелочные породы — 1%, ультраосновные — 1–3%, основные и средние ≈ 40–45%, кислые ≈ 45–50%.

Далее попытаемся построить модели механизма тектоно-магматического процесса на основе геологических фактов и осуществим переход к более строгим математическим моделям.

Геоструктурно-магматическая модель (табл. 1) описывает соотношение, классификацию тектонических структур первого порядка и типов магмы, производные которой пользуются максимальным распространением в пределах той или иной структуры и наиболее специфичны для нее.

Выделяются четыре главных типа топологически трех-, двух-, одно- и нульмерных „магмоконтролирующих“ геоструктур первого порядка земной коры: подвижные области (геосинклинально-складчатые, устойчивые области (платформы)), рифтогенали и области активизации.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Под первичной магмой мы будем понимать магму, образованную на самом раннем этапе развития тектоно-магматического процесса в пределах глубинного уровня магмагенерации.

<sup>2</sup> Топология — раздел геометрии, изучающий непрерывные деформации, т.е. деформации без разрыва сплошности среды, которым можно подвергать любые объекты, включая геологические тела, элементы. Топологические свойства являются главными качественными свойствами природных тел. Топологическая размерность — инвариант, не меняющийся при непрерывных преобра-

Таблица 1

Модель соотношения геоструктур и типов магмы

Тектонические структуры первого порядка	Тип земной коры (современный)	Тип магмы	Типоморфные формационные типы горных пород	Топологическая размерность геоструктуры
Подвижные области - геосинклинально-складчатые	Континентальный, океанический (островные дуги)	Кислая	Гранитоидные, андезитовые	3
Устойчивые области - платформы: кратоны	Континентальный	} Основная	Кварцевые толеиты Оливиновые толеиты	2
талассократоны	Океанический			
Рифтогенали	Континентальный (глубинные швы и др.), океанический (срединно-океанические поднятия)	Ультраосновная	Гипербазитовые, перидотитовые, серпентинитовые	1
Области активизации	Континентальный, океанический	Щелочная	Нефелин-сиенитовые, щелочно-оливин-базальтовые	0

Для каждой тектонической структуры типоморфны производные соответственно кислой, основной, ультраосновной и щелочной магм.

Ввиду отсутствия резкого скачка в свойствах, иначе говоря качественных отличий, не выходящих за рамки отличий первого порядка, континентальные и океанические платформы объединены нами в один класс геоструктур. Мощность земной коры континентальных платформ - первые десятки километров при трехслойном строении (осадочно-метаморфический, „гранитный“ и „базальтовый“ слои) и относительной стабильности регионов. Мощность океанической коры в среднем 5-10 км при двухслойном строении (осадочный чехол и базальтовый слой) и несколько большей подвижности. И те и другие геоструктуры при своих размерах и относительно малой мощности коры представляют собой в топологическом отношении двумерные фигуры. В отличие от платформ геосинклинали с мощной и дислоцированной корой, равноправностью трех измерений независимо от того, есть „корни“ гор или они отсутствуют, представляют собой пример трехмерных топологических фигур.

Несмотря на развитие в пределах океанических и континентальных платформ формаций щелочного, ультраосновного и основного состава, преобла-

зованиях. К нульмерным геоструктурам относятся фигуры, которые посредством непрерывных деформаций могут быть стянуты в точку, или фигуры, состоящие из конечного числа точек (отрезок, ограниченный с двух сторон). Размерность точки равна нулю, фигуры гомеоморфной линии - единице и т.д.

дающим распространением здесь, как известно, пользуются производные основной магмы — оливиновые толеиты в океанах, кварцевые толеиты (траппы) на континентах.

Кислый тип магм однозначно наиболее типичен для геосинклинально-складчатых областей в виде огромных масс батолитов гранитоидов.

Наряду с двумя известными главными типами структур земной коры (платформы и геосинклинали) не так давно выделен третий тип, возведенный в ранг структур аналогичного порядка. Обоснование для выделения этого типа структур, названных рифтогеналями, получено в результате геолого-геофизического изучения океанических областей (Леонтьев, 1971; Николаев, 1969; Виноградов и др., 1969; Удинцев, 1965; Шейнман, 1968, и др.). К рифтогеналям относятся области срединно-океанических поднятий (хребтов) с центральными рифтами. Рифтогенали обладают специфическим строением земной коры и верхней мантии (повышенная плотность, значительные скорости распространения упругих волн — 7.3–7.8 км/сек., нечеткий переход между базальтовым слоем и мантией), заметной сейсмичностью при отсутствии глубокофокусных землетрясений, подвижностью и особым характером дислокаций и магматизма (Леонтьев, 1971). Для данного типа структур океанического орогенеза, несмотря на разнообразие магматических проявлений, типоморфен ультраосновной магматизм дна и нижних частей склонов рифтовых долин (Удинцев, 1965; Удинцев и др., 1969; Дмитриев, 1969). Это обуславливает повышенную плотность пород, парагенетическую связь магматизма с линейностью структур (протяженность десятки тысяч километров), почти „однослойное“ глубинное строение и т.д.

Континентальный гомолог современных рифтогеналей — структуры типа глубинных швов длиной в сотни и тысячи километров, в значительной мере заложенные в начальный период формирования эвгеосинклинальных прогибов на коре океанического или субокеанического типа. Их положение, простираение (бывших рифтовых долин?) грубо совпадает с нынешним положением трассирующих региональных поясов ультра- и гипербазитов. Подобные структуры фиксируют границы или зоны стыка разноплановых областей, вплоть до платформ или складчатых систем.

Таким образом, анализ данной модели независимым путем привел к концепции, которая находит точки соприкосновения и фактически подтверждается новейшими взглядами на связь поясов серпентинитов с образованием древних и молодых океанических рифов (North, 1971). Тектонисты СССР с своих позиций пришли к сходным взглядам. Это очень четко выразил Л. П. Зоненшайн на примере Урало-Монгольского геосинклинального пояса. Согласно Л. П. Зоненшайну (1972), нынешние офиолитовые пояса отвечают „ископаемым“ рифтовым долинам океанических хребтов.

К четвертому типу структур первого порядка следует отнести области отраженной и автономной активизации (Шеглов, 1968, 1970). Эти магмоконтролирующие структуры относительно регионального масштаба имеют самостоятельное геологическое значение и характеризуются устойчиво проявленным магматизмом щелочного ряда, не свойственным трем предыдущим геоструктурам, наряду с развитием магматических образований основного, среднего и кислого составов. Области активизации — это жесткие консолидированные структуры с особым глубинным строением, тектоническим режимом (наложенные), большой ролью дизъюнктивных элементов (разломы и их пересечения) и довольно кратковременным периодом становления. Они приурочены к складчатым областям, окраинным частям платформ и щитов, срединным массивам независимо от их предыдущей геологической истории. Возникновение областей активизации знаменует переход к качественно новой стадии тектоно-магматической эволюции земной коры и верхней мантии (Шеглов, 1968, 1970).

Геолого-топологическая модель пространственного, независимо от времени формирования, соотношения магматических образова-

Таблица 2

Модель соотношения магматических образований и структурных элементов  
(по А. А. Кузнецову, 1969)

Структурный элемент	Состав магмы и морфология тел	Геолого-геометрический образ			Физико-топологический образ в пространстве
		на плоскости горизонтальной (геологическая карта)	на плоскости вертикальной (геологический разрез)	в пространстве	
Пересечение зон разломов, разломов складчатых структур („тектонические узлы“ на границе крупных единиц ?)	Щелочная; субвулканы, концентрически-зональные интрузии, трубки взрыва, штоки (тела центрального типа)	Точка	Линия (вертикальная)	Линия (вертикальная)	Точка (0)
Зоны разломов, рифты (на границе единиц более высокого порядка)	Ультраосновная; трубки взрыва, штоки, крупные трещинные плутоны — пояса	Линия	Линия (вертикальная площадь)	Поверхность (вертикальная)	Линия (1)
Пликативные структуры с сеткой разломов (прогибы, впадины, антеклизы, пологие своды)	Основная и средняя; покровы, потоки (тела трещинного типа), мелкие массивы	Площадь	Линия (горизонтальная)	Поверхность (горизонтальная)	Поверхность (2)
Пликативные структуры (геоантиклинальные поднятия), поверхности межформационных швов, отслоения	Кислая; средние и крупные массивы (батолиты)	Площадь	Площадь	Объем	Объем (3)

Примечание. В скобках указана размерность.

ний и структурных элементов (табл. 2) описывает парагенетическую связь состава и морфологии тел изверженных горных пород и только им присущих элементов структурного контроля. Несмотря на свойственное каждой серии магматических формаций того или иного состава многообразие форм тел, морфология типичных образований строго изменяется для магм: центральный тип интрузий щелочных пород — линейно-трещинный, цепочечный (пояса) внедренных массивов гипербазитов — покровно-площадной базальтов и андезитов-батолитовый гранитов.

Отметим, что щелочной тип магмы определяется именно интрузиями центрального типа любых размеров (типоморфная формация нефелиновых сиенитов, производных щелочно-оливиновой магмы). Для ультраосновного типа магмы эффузивные эквиваленты редки (меймечиты), а для глубинных разновидностей наиболее обычна линейная морфология тел. Для основного типа, магмы мелкие (и весьма редко крупные) массивы габбро-диоритов имеют, безусловно, подчиненное значение сравнительно с колоссальными ареально-площадными излияниями базальтов и андезитов. Наконец, кислый тип магмы представлен в любых подвижных областях разнообразными батолитоподобными телами гранитов и гранодиоритов при меньшей в целом роли вулканитов, включая поля игнимбритов.

Каждому из четырех геометрических классов тел изверженных горных пород гомеоморфен или изоморфен (соответствует или подобен) определенный класс элементов структурного контроля. Последние в свою очередь являются типоморфной составной частью, создающей облик той или иной геоструктуры первого порядка. Такие площадные магмоконтролирующие для основного типа магмы „плоскостные“ двумерные структуры, как синеклизы, антеклизы, сводовые поднятия, прогибы и т.д., служат определяющими элементами строения платформ.

Линейность одномерных тектонических структур, к которым приурочены пояса ультраосновных пород, свойственна и континентальным глубинным швам, зонам глубинных разломов и океаническим рифтогеналям.

„Шапки“ вулканических островов, сложенные в отличие от океанических платформ не толеитами, а представителями щелочного типа магмы, видимо, контролируются структурами другого типа — поперечными к рифтовой зоне разломами, несколько смещенными в плане по отношению к области срединно-океанических поднятий (Кузнецов, 1970). То же следует сказать об областях развития континентальных щелочных формаций как в целом, так и применительно к отдельным интрузиям. И те и другие связаны с поперечными структурами, зонами пересечений региональных разломов, вообще с нульмерными тектоническими узлами в областях границ платформ, сочленения платформ и щитов и т.д. (Маймеча-Котуйская провинция, Егоров, 1964; щелочная серия — плутоны центрального типа Саяно-Байкальской горной области, Боуэн, 1934, и др.).

Таким образом, тектонические узлы — зоны сочленения, стыка разнородных региональных структур, пересечения разломов глубокого заложения в свете предложенной модели (табл. 2) выделяются нами как вполне самостоятельные тектонические элементы наравне, скажем, с глубинными разломами, синклизами и другими структурами. Области, облик которых они представляют, классифицируются как топологически нульмерные геоструктуры первого порядка (табл. 1). Они принадлежат к структурам наиболее глубокого заложения и вполне закономерно контролируют размещение производных наиболее глубинной магмы — щелочной (щелочно-ультраосновной). Установлено, что в зонах сочленения структур даже одинакового строения и порядка магматические проявления уже носят другой характер по сравнению с магматизмом самих структур или „внутриструктурным“. Например, появление кимберлитового магматизма в местах сочленения структур Сибирской платформы с про-

явлениями траппового магматизма. В большей степени это свойство усиливается в зонах сочленения, пересечения разноплановых региональных структур, что приводит в итоге к все большему скачку (по составу и глубинности формирования магмы) при переходе от „внутриструктурных“ через „сопряженно-, погранично-структурные“ к магматическим образованиям, приуроченным к структуре тектонических узлов.

Объемные тела гранитоидов обычно контролируются трехмерными структурами типа геоантиклинальных поднятий, которые в свою очередь составляют облик трехмерных геоструктур первого порядка — геосинклинально-складчатые системы.

Как видно из модели, в геометрической классификации естественных „элементарных“ тел нет особого класса, который включал бы группу андезита-диорита. Отсутствует и отдельный класс изоморфных им структурных элементов. Породы среднего состава примыкают к классу основных пород, несмотря, казалось бы, на значительное распространение в подвижных областях и островных дугах. Напомним, что топологические свойства являются основными геометрическими свойствами природных тел, затрагивающими их качественные аспекты. По-видимому, эти данные свидетельствуют об отсутствии первичной андезитовой магмы. Часть же андезитов следует связывать с кислым типом магмы, с рядом (андезит) гранодиорит-биотитовый гранит-аляскит.

Такие магматические образования, как массивы анортозитов, сиенитов, монзонитов, гранитов-рапакиви, потоки трахитов, вероятно, примыкают к продуктам соответствующего типа магм, с которыми они могут иметь парагенетическую связь.

Геометрическая форма очагов, служащая прямым отражением механизма генерации магм, определяется методом подобия, исходя из кратко разобранной геолого-топологической модели. Предполагаемая форма очагов дискретно изменяется от „точечной“, независимо от объема расплава (как правило, не-большого, судя по обычным размерам щелочных интрузий), и „линейной“, одномерной, к плоскостной и далее объемно-трехмерной в направлении соответственно щелочной-ультраосновной-основной-кислый тип магмы.

Динамическая модель (табл. 3) описывает соотношение направленности и мощности тектонических движений, напряжений и направленного изменения химического состава серий изверженных пород для тектоно-магматических процессов разного порядка (по структурно-вещественной сложности и пространственно-временному масштабу). Эта модель в отличие от предыдущей статической модели учитывает длительность и порядок проявления геологических событий и процессов во времени.

В природе, как и известно, осуществляются гомодромная (от основных пород к кислым) и антидромная (от кислых к основным) направленности магматизма и дифференциации.

Гомодромная последовательность магматизма (формации ультраосновного, основного, среднего и кислого составов) происходит в течение максимально больших интервалов времени (до сотен миллионов-миллиардов лет) в пределах площадей единых геологических структур. Эта последовательность сопряжена с преобладающими отрицательными вертикальными движениями значительной амплитуды, охватывая жизненный цикл геосинклинально-складчатой области. Подобная гомодромная последовательность, связанная с отрицательным результирующим тектоническим вектором большой длины, представляет собой направленность тектоно-магматического процесса первого порядка, и соизмерима с масштабами полного тектоно-магматического цикла.

Антидромная последовательность магматизма (формации основного, ультраосновного и щелочного составов) наблюдается в течение десятков-первых сотен миллионов лет. Она связана с определяющими сравнительно положительными вертикальными движениями меньшей (по отношению к гео-



синклинали) амплитуды и свойственна циклам платформ (в частности, Сибирская платформа). Данная антидромная последовательность, сопряженная с относительным положительным тектоническим вектором заметной величины, характеризует направленность тектоно-магматического процесса второго порядка.

Гомодромная последовательность образования серий пород одной-двух магматических формаций, провинции, вплоть до единичного вулкана, развивается в интервале времени до миллионов-первых десятков миллионов лет. Ей сопутствует относительное сжатие, движения малой амплитуды соответственно на фоне локального прогиба (прогибы, мульды и пр.) участка коры. Подобное параллельное развитие магматических образований и тектонических движений одинаковых масштабов является отражением направленности тектоно-магматического процесса третьего порядка и типично для складчатых областей и интрузивных серий.

Более часто наблюдается антидромная последовательность развития магматизма в течение сходного отрезка времени и эволюции состава. Она парагенетически связана с относительным растяжением, воздыманием, движениями сходной небольшой амплитуды на фоне локального, местного поднятия (антеклизы, сводовые поднятия участков щитов, платформ, интрагеоантиклинали и т.д.) и служит отражением направленности тектоно-магматического процесса четвертого порядка (траппы, области современного вулканизма).

Таким образом, с уменьшением величины и переменной знака тектонического вектора с отрицательного на положительный происходит сужение спектра типов магмы и смена направленности миграции глубинных уровней магмогенерации на обратную: снизу вверх (геосинклиналь) — сверху вниз (платформа) или, по Ю. А. Билибину (1955), период до превращения геосинклинали в складчатый пояс — период после образования складчатого пояса (ультраосновной-основной-кислый магматизм — кислый-основной-щелочной магматизм).

Направленность магматического процесса и направленное изменение одностороннего относительного растяжения-сжатия третьего и четвертого порядков связаны следующим образом: их векторы антипараллельны при отрицательном стрессе (сжатие) и антипараллельны при положительном стрессе (растяжение). Для отражения такой связи используется механико-магматическая модель с аналогом типа цилиндра с поршнем или гидравлического пресса. В сфере действия гравитационного и, возможно, электромагнитного полей целый ряд факторов способствует разделению гомогенной магмы в очаге вплоть до возникновения гетерогенной расслоенности, что в итоге приводит к появлению менее плотного, более кислого, обогащенного летучими и легкоподвижными компонентами расплава в верхних частях и основного, более тяжелого расплава в нижних частях очага.

Топологическая модель строения расплавов, в определенные моменты состоящих из „статических единиц“, приведена в табл. 4. Модель описывает соотношение состава кристаллизующихся минералов и структуры алюмокремнекислородных анионных радикалов. В основу достаточно тривиальной модели положены известные положения кристаллографии о направленной смене силикатов с изолированными тетраэдрами силикатами с цепочечными одномерными, далее слоистыми двумерными и, наконец, силикатами с каркасными трехмерными радикалами (Белов и др., 1970; Галактионов и др., 1967). Данный дискретный полимеризационный ряд образуется путем последовательного структурного усложнения анионов, их силификации нейтральными молекулами, кратными  $SiO_2$  (Белов и др., 1970).

Приложение топологических преобразований непрерывных деформаций без разрыва сплошности группировок позволяет различать теперь уже более строго нуль-, одно-, дву- и трехмерные фигуры, модели кремнекислородных радикалов как структурную основу минералов соответственно: оливины, гранаты-

пироксены, амфиболы-слюды-кварц, полевые шпаты, фельдшпатоиды (нефелин, лейцит, кальсилит).

Целесообразность применения топологических построений не зависит от того, являются связи кремния с кислородом более жесткими или менее жесткими. А. А. Маракушев (1969), обобщив данные относительно вариаций угла  $Si-O-Si$  и непостоянства длины связей  $Si-O$ , сделал заключение о малой степени жесткости связей кислорода с кремнием.

Таблица 4

Модель соотношения состава минералов и структуры кремнекислородных анионных радикалов

Тип кремнекислородного анионного радикала	Отношение $Si/O$	Форма анионного радикала	Минерал	Топологическая модель	Топологическая размерность анионного радикала
$[Si_4O_4]_0^{4-}$	1:4	Изолированные, дискретные тетраэдры	Оливины, гранаты	} Точка	0
$[Si_2O_6]_\infty^{4-}$	1:3	Цепочечные	Пироксены		
$[Si_4O_{11}]_\infty^{6-}$	1:2.75	Ленточные	Амфиболы	} Линия	1
$[Si_2O_5]_2^{2-}$	1:2.5	Слоистые, листоватые	Слюды, прочие слоистые силикаты		
$[SiO_2]_{3\infty}$	1:2	Каркасные	Кварц, полевые шпаты, фельдшпатоиды	Объем, пространство	3

Допустим справедливость положения „онтогенез – краткое повторение филогенеза“ применительно к магматическим явлениям, их развитию и тектоно-магматической эволюции, фактически это следует из закона об обычном параллелизме кристаллизации и дифференциации.<sup>3</sup>

Топологическая размерность группировок кристаллического вещества исходного субстрата и первоначального расплава должна сохраняться при преобразованиях расплава на всех стадиях его эволюции, по-видимому, влияя в конечном итоге на топологическую размерность „элементарных тел“ горных пород и размерность образований, которые должны служить количественным минералогическим „барьером“ между соседними типами магмы. Еще раз напоминаем, что топологические свойства определяют качественные свойства природных образований. Тогда преодоление генетического минералого-топологического „барьера“ означает переход к качественно новому типу магмы (табл. 5). С топологической точки зрения в расплавах возможно существование только четырех качественно различных группировок кремнекислородных анионных радикалов.

3

Содержание биогенетического закона удачно применено Д. В. Рундквистом (1971) к анализу генетических видов месторождений.

В таком случае возможна постановка обратной задачи. По известной найденной величине размерности магматических образований на разных «уровнях организации» расплава (горные породы, минералы) попытаться строго определить состав материала потенциального субстрата, только в результате полного плавления которого мог появиться вполне определенный спектр типов первичных магм.

Т а б л и ц а 5

Типы магмы и минералого-топологические «барьеры»

Тип магмы	Минералогический «барьер»	Топологический «барьер»
} Субстрат	Оливин, ортосиликат	
	натрия	0
Щелочно-оливиновая	Пироксен, амфибол	1
Ультраосновная	Слоистый силикат	2
Основная	Кварц, щелочные полевые шпаты	3
Кислая		

Казалось бы, главные породообразующие минералы каждого типа магмы должны однозначно соответствовать трех-, дву-, одно- и нульмерным фигурам. Для кислого типа магмы (граниты) кварц и полевые шпаты обладают трехмерным структурным каркасом. Для основного типа магмы (базальты, габбро, андезиты, диориты, слюдяные лампрофиры) главные минеральные фазы характеризуются трехмерным (плагиоклаз), одномерным (клинопироксен, амфибол) и двумерным (биотит) каркасами.

Для ультраосновного типа магмы ортопироксен имеет одномерный некислородный каркас, а оливин – нульмерный каркас. Для щелочного типа магмы фельдшпатоиды и калиевый полевой шпат трехмерны, однако оливин фаза с нульмерной размерностью анионного радикала.

Отсюда следует, что тип формирующейся на различных глубинных уровнях магмы определяется не столько массой породообразующих минералов вообще, сколько, во-первых, массой «критических» минералов, являющихся своего рода генетическим топологическим «барьером», и, во-вторых, спецификой магматического развития как эволюционного процесса. На каждой последующей, более «высокоорганизованной» и сложной стадии (степени эволюции) получают кульминационное развитие конечные продукты, фазы, процессы предыдущей более «низкоорганизованной» стадии, что уже было показано на примере эволюции видов месторождений Д. В. Рундквистом (1971).

Обычно наиболее поздними продуктами кристаллизации щелочных пор являются (щелочные) темноцветные минералы – оливин, пироксены, амфиболы. Они получают максимальное развитие в породах следующей ступени

структурно-вещественной сложности — ультраосновных породах. Последние выделения ультраосновных пород — клинопироксен, слоистые силикаты (слюды), отчасти плагиоклаз. Они типоморфны для еще более „высокоорганизованной“ ступени — основных пород, включая слюдяные лампрофиры. Конечные фазы кристаллизации кислых пород (кислый плагиоклаз, кварц и калиевый полевой шпат) имеют максимальное развитие в гранитах, породах самого высокого уровня структурной организации.

Модель магматического эволюционного развития (табл. 6) описывает соотношение определенных групп ювенильных летучих компонентов и генетических ассоциаций горных пород или типов магмы. В основу модели положены ранние идеи Ф. А. Летникова (1968), В. А. Нарсеева, Ф. А. Летникова (1969) и авторов (Шинкарев, Кузнецов, 1970; Кузнецов, 1965).

Таблица 6

Модель эволюционного развития (на уровнях магмогенерации)

Типоморфные летучие компоненты	Типоморфные горные породы	Тип магмы (эволюционные „ветви“)	Сквозные летучие компоненты
Фтор, хлор, двуокись углерода	Нефелиновые сиениты, щелочные базальты, карбонатиты	Щелочная	Вода, фосфор, сера, водород
Окись углерода, водород, углеводороды	Гипер- и ультрабазиты, кимберлиты	Ультраосновная	Вода, сера, фосфор, хлор, фтор
Вода, гидроксил-ион	Базальты, спилиты, андезиты	Основная	Водород, углекислый газ, сера, фосфор
Кислород, бор и др.	Граниты, гранодиориты	Кислая	Вода, фтор, хлор, фосфор

Самостоятельность различий исходных составов первичных магм применительно к уровням магмогенерации в основном определяется геологическим положением. Мы не ставили перед собой цель суммировать все доказательства в пользу гипотезы о самостоятельности разных типов магмы: раздельность существования в пространстве (на площади) и во времени, а в случае пространственной совместности периоды образования магм отделены часто значительным промежутком времени; параллельное эволюционное развитие производных щелочного, ультраосновного, основного и кислого типов магмы с необратимо-направленным рядом максимумов проявления каждой из них в течение огромных интервалов времени; отличие в глубинности зарождения (по геолого-петрографическим и экспериментальным данным); специфичность „магмоконтролирующих“ структур первого порядка, геометрических классов форм тел и структурных элементов и т.д.

Степень относительной окисленности физико-химической среды становления и генерации, насколько мы можем судить по породам, имеет тенденцию к возрастанию в направлении ультраосновная—основная кислая—щелочная магма. Повышенная окисленность компонентов щелочных пород при наибольшей глубинности магмообразования в наиболее восстановительной обстановке

Верхней мантии объясняется особым спектром летучих компонентов, являющихся сильнейшими окислителями. Конкретные данные (Когарко, 1971; Воробьева, 1971) позволяют вполне обоснованно приписать щелочной магме (агпайтовые, нефелиновые сиениты и пр.) свой комплекс летучих компонентов — фтор, хлор, углекислый газ.

В настоящее время представляется возможным более последовательное и детальное расчленение двух крупных „полярных“ групп — кислой (кислородная ветвь) и ультраосновной—основной (водородная ветвь) магм.

Расчет „силы сродства“ породообразующих элементов к водороду, кислороду, гидроксиду (Летников, 1968; Нарсеев, Летников, 1969), закономерное разнопорядковое изменение количества, состава и свойств летучих компонентов ( $H_2O$ ,  $CO_2$  и др.) в гетерогенных магмах (Щинкарев, Кузнецов, 1970), вариации отношения  $\rho_{H_2O} / \rho_{H_2O}$ ,  $\rho_{H_2O} / \rho_{CO_2}$ , изменение функций воды с ростом температуры и давления и т.д. ведут к необходимости различения типов магмы еще и по генетическому комплексу изначально присущих ей летучих компонентов.

Модель магматической эволюции включает четыре самостоятельные ветви расплавов и связанных с ними растворов собственно магматической, поздней и постмагматической стадий: галоидно—углекислая (щелочной тип магмы и карбонатиты), углеводородная (ультраосновной тип), гидроксил—водная (основной тип) и кислородная (кислый тип гранитной магмы).

Дальнейшее эволюционное „ветвление“ каждого расплава по составу обуславливается уже процессами дифференциации более высокого, чем первый порядок. Последние ведут к „переплетению“ производных соседних уровней магмообразования, определяя направленность обогащения конечных фаз дифференциации кремнеземом (путь Боуэна), железом (путь Феннера), щелочам (субщелочная тенденция) и алюминием (анортозитовая тенденция).

Специфика подобного спектра летучих компонентов, генетически связанных с четырьмя типами магм, помимо химизма, возможно, дополнительно обусловлена топологическими особенностями молекул газов, иначе говоря, степенью соответствия размерности молекул газов и кремнекислородных радикалов.

Летучие соединения углерода по пространственному расположению атомов в молекулах являются топологически нульмерными (цепочки  $O=C=O$  типа отрезка с концевыми точками). Но большая роль углекислого газа характерна именно для петрогенезиса щелочно—ультраосновных пород.

К „нелинейным молекулам газов“, по А. А. Маракушеву (1969), относятся соединения типа  $H_2O$  (валентный угол  $105^\circ$ ),  $H_2S$  ( $97^\circ$ ),  $SO_2$  ( $122^\circ$ ). Они условно могут быть отнесены к топологически двумерным фигурам. Именно „водная ветвь“ магмы, с которой связан синтез воды, параллелизуется с расплавом средне—основного состава и двумерной структуры кремнекислородных анионных группировок слоистых силикатов.

Геохимическая модель описывает соотношение типоморфных породообразующих „катионов“ и типов магмы:

Тип магмы	Катион
Щелочная	$Na^+$ , ( $Al^{3+}$ )
Ультраосновная	$Mg^{2+}$ , ( $Fe^{2+}$ )
Основная	$Al^{3+}$ , ( $Ca^{2+}$ )
Кислая	$Si^{4+}$

Выбранные элементы определяют химизм характерных ассоциаций горных пород и, следовательно, тип магмы. Поэтому такой набор элементов в принципе должен отвечать компонентам, имеющим максимальную термодинамическую

активность в расплаве при формировании соответствующих горных пород. Как можно видеть, при сравнении со средними химическими составами по Дэли и Ноккольдсу, данный спектр компонентов близок выборке порообразующих окислов с наибольшими весовыми количествами и совпадает с компонентами, ответственными за четыре направления пути дифференциации (магний и железо в этом смысле просто полярные эквиваленты).

Непрерывно-дискретный ряд Na-Mg-Al-Si (третий период, I-IV группы периодической системы) отвечает уменьшению ионно-атомных радиусов элементов, переходу от одновалентных к четырехвалентным ионам, от более сильных щелочей к слабым основаниям, от основных окислов к амфотерным и кислотным.

Упоминание алюминия в связи со щелочным и основным типами магмы неравнозначно ввиду того, что при переходе к щелочным породам на первое место по значимости выступают щелочи и в первую очередь натрий. В принципе мы должны стремиться к соответствию топологической размерности „модельных катионов” и размерности алюмокремнекислородных анионных радикалов для каждого типа магмы.

\* \* \*

Моделирование естественных этапов тектоно-магматического процесса от момента зарождения расплава до его раскристаллизации позволяет приблизиться к расшифровке основной, на наш взгляд, модели - магматической, глубиной, по выражению Ю. М. Шейнманна, геологии. Такая модель обязана содержать информацию о составе, строении дискретных глубинных зон, обуславливающих появление самостоятельных типов магмы.

Большинство моделей однозначно свидетельствует в пользу существования четырех типов первичных магм применительно к уровням, интервалам глубин, магмогенерации. Отсюда число исходных зон субстрата, отличающихся по составу, должно быть равно четырем. Это главный вывод, доказанный достаточно объективным методом „перекрестного” геометрического и динамического моделирования.

Представленные модели и ряд существенных доводов геолого-петрологического характера склоняют к признанию весьма гетерогенного строения верхней мантии и нижних горизонтов земной коры и механизма появления магм в результате процесса полного плавления исходного субстрата. Рассмотрение других аспектов этих проблем выходит за рамки данной статьи.

## Л и т е р а т у р а

- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Белов И. В., Белова Е. Н. и др. Силификация, силикоз, полимеризация, алюминоз в геокристаллохимии силикатов и алюмосиликатов. - Вестн. Московск. унив., 1970, сер. геол., № 4.
- Билибин Ю. А. Металлогенетические провинции и металлогенетические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.-Л., ОНТИ, 1934.
- Виноградов А. П., Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В. и др. Строе-ние рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов. - Изв. АН СССР, 1969, сер. геол., № 10.
- Воробьева О. А. О химизме нефелин-сиенитовых магм. - В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., „Наука”, 1971.

- Галактионов В.Л., Белов Н.В. Граница Мохоровичича и строение силикатов. - *Геохимия*, 1967, № 12.
- Дмитриев Л.В. К вопросу о происхождении ультраосновных пород рифтовых зон Индийского хребта. - *Геохимия*, 1969, № 10.
- Егоров Л.С. Глубинные разломы и закономерности размещения интрузивных тел в Маймеча-Котуйской провинции щелочных ультраосновных пород. - В кн.: *Глубинные разломы*. М., "Недра", 1964.
- Зоненшайн Л.П. Модель развития геосинклинального процесса (на примере восточной части Урало-Монгольского пояса). - В кн.: *Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР*. М., 1972.
- Когарко Л. Н. Магматические равновесия в природных системах повышенной щелочности. - В кн.: *Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород*. М., "Наука", 1971.
- Кузнецов В.А. Роль летучих компонентов в генезисе траппов некоторых районов северо-запада Сибирской платформы. - Тезисы докладов Всесоюзной конференции: "Петрология траппов и связанное с ними оруденение". Л., 1965.
- Кузнецов А.А. Геолого-топологическая модель соотношения магматизма и структурных элементов. - В кн.: *Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы*. Л., 1969.
- Кузнецов Ю.А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. - *Геология и геофизика*, 1970, № 9.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А. Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Леонтьев О.К. Типы планетарных морфоструктур Земли и некоторые черты их динамики в кайнозое. - *Геоморфология*, 1971, № 3.
- Летников Ф.А. Особенности магмообразования на различных термодинамических уровнях земной коры. - В кн.: *Кора и верхняя мантия Земли*. М., "Наука", 1968.
- Маракушев А.А. Теплоемкость, энтропия и химическая связь в минералах. - В кн.: *Очерки физико-химической петрологии*, т. 1. М., "Наука", 1969.
- Нарсеев В.А., Летников Ф.А. Об эволюции расплавов и гидротерм на различных уровнях вулканоплутонической системы. - В кн.: *Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносность*. М., "Наука", 1969.
- Николаев Н.И. О легенде международных карт новейшей тектоники Европы, Мира и составлении атласа неотектонических карт Европы. - В кн.: *Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов*. М., "Наука", 1969.
- Рундквист Д.В. Эволюция рудообразования в истории геологического развития и вопросы изучения филогенеза генетических типов месторождений. - *Материалы годичной и юбилейной сессий ученого совета ВСЕГЕЛ*. Л., 1971.
- Саранчина Г.И., Шинкарев Н.Ф. Петрография магматических и метаморфических пород. Л., "Недра", 1967.
- Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы. - *Тр. Арктич. инст.*, 1936, т. 43.
- Удинцев Г.Б. Новые данные о строении дна Индийского океана. - *Океанология*, 1965, т. 5, вып. 6.
- Удинцев Г.Б., Чернышева В.И., Дмитриев Л.В. Магматизм океанов в связи с их тектоникой. - В кн.: *Проблемы связи тектоники и магматизма*. М., "Наука", 1969.
- Шеймани Ю.М. Очерки глубинной геологии. М., "Недра", 1968.
- Шинкарев Н.Ф., Кузнецов А.А. О гетерогенности магматических расплавов в отношении летучих компонентов. - *Вестн. ЛГУ*, 1970, геол. и геогр., вып. 2, № 12.

Шеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., „Недра“, 1968.

Шеглов А. Д. Главные типы областей тектоно-магматической активизации. - Сов. геология, 1970, № 3.

Купно Н. Differentiation of basalt. Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of Eusaltic composition. - Intern. Sci. publ., 1967, 1968, vol. 1,2.

North F.X. Alpine serpentinites, oceanic ridges and continental drift. - Geol. mag., 1971, vol. 108.

Л. Ф. Ганнибал, И. В. Буссен,  
О. Б. Дудкин, Г. С. Курбатова

О ПОВЕДЕНИИ ФОСФОРА В ЩЕЛОЧНЫХ  
ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВАХ  
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Крупнейшие природные ресурсы фосфорного сырья на Кольском полуострове связаны с нефелино-сиенитовыми и ультраосновными щелочными интрузиями центрального типа. Огромные по запасам промышленные апатитовые месторождения расположены в пределах Хибинского массива, значительные источники фосфорного сырья известны в Ковдорском и Себляврском массивах.

В литературе имеются общие сведения о содержаниях фосфора в щелочных интрузиях центрального типа. Приводятся содержания фосфора в отдельных представительных пробах пород, а также средние значения по комплексам пород, массивам и группам массивов (Герасимовский, 1968; Металлогенетические особенности... , 1971; Галахов, 1968; Иванова и др., 1970; Егоров, 1968; Герасимовский, 1969; Герасимовский и др., 1970). По имеющимся в литературе данным, содержание фосфора непостоянно во всех разновидностях интрузивных щелочных пород. Наиболее невыдержано содержание фосфора в породах ряда нефелиновый пироксенит-ийолит-уртит.

Даже самые общие тенденции поведения фосфора в щелочных интрузивных породах остаются неясными. Содержание фосфора оказывается различным в сходных по общему составу нефелиновых сиенитах (Герасимовский, 1968; Герасимовский и др., 1970) и близким в отличающихся как по химизму, так и по апатитоносности породах: Сыннырский массив (Северное Прибайкалье) - 0.20%  $P_2O_5$ ; Ловозерский - 0.20%  $P_2O_5$ ; Хибинский (без учета апатито-нефелиновых тел) - 0.20%  $P_2O_5$  (Герасимовский, 1968). Образования, между которыми устанавливается генетическая близость и сходство химизма, резко отличаются по содержанию фосфора: среднее по ультраосновной щелочной формации Кольского полуострова - 0.37%  $P_2O_5$ ; в эффузивах контозерского комплекса - 1.06%; в мелилитовом базальте, по Дзели, - 0.63% (Металлогенетические особенности..., 1971). Таким образом, для выяснения особенностей поведения фосфора в щелочных интрузиях центрального типа необходим специальный анализ.

В отличие от ранее проводившихся исследований (Металлогенетические особенности..., 1971) нами был выбран не иерархический, а факториальный общий план опробования (Шоу, 1969). Все анализы привязывались пространственно к геологическим схемам, разрезам, зарисовкам. В силу естественных условий мы не могли обеспечить равномерность опробования в целом по площади. Основой служили единичные пробы первой стадии. При сравнении

крупных структурных частей интрузивных массивов объединенная проба характеризовалась совокупностью измерений (последовательный план опробования; Krumbein, Slack, 1960).

Объем каждой единичной пробы определялся на основании зернистости породы и содержания в ней апатита. Согласно Лаффитту (Laffitt, 1957):

$$G^2 = \frac{1}{n} \left[ \frac{\sum (a_i - a)^2}{N} \right],$$

где  $n$  – общее число зерен в пробе;  $N$  – число зерен минерала  $i$ ;  $a_i$  – содержание  $P_2O_5$  в минерале;  $a$  – содержание минерала в породе. Нами в соответствии с этим постулировалось  $n > 1000$  при одновременном условии для апатита  $N > 100$ . Это условие проверено последовательным объединением проб однородного грубозернистого фойяита Хибин.

Зависимость воспроизводимости определения  $P_2O_5$  в массивном фойяите от величины пробы, по нашим данным, представляется следующим образом:

Общее число зерен по двум сечениям штуфов	≈ 600	≈ 1200	≈ 2000	≈ 4000
Число зерен апатита по сериям шлифов	40–60	≈ 100	≈ 200	≈ 400
Содержание $P_2O_5$ в пробах, вес. %	0,15 0,22	0,20	0,19	0,18
	0,24 0,16	0,17		
	0,16 0,25	0,22	0,17	
	0,16 0,22	0,18		
	0,10 0,24	0,20		

Примечание. Зерна апатита в фойяите в 10–20 раз мельче зерен породообразующих силикатов.

Все пробы отобраны на участке 5x7 м; допустимая аналитическая погрешность в данном случае  $\pm 0,02\%$   $P_2O_5$ .

Расстояние между единичными пробами устанавливалось в зависимости от фацальной неоднородности пород. В отдельных случаях применялось сплошное штуфное опробование вдоль разреза.

Определение фосфора производилось фотометрически по синей окраске фосфорно-молибденовой гетерополикислоты, восстановленной тиомочевинной в присутствии  $CuSO_4$ . Метод разработан для определения фосфора в высоколегированных сталях (Никитина, 1956); условия восстановления фосфорно-молибденовой гетерополикислоты тиомочевинной подробно изучены (Корж, Бутенко, 1964; Резник, Цыганок, 1964).

Определение фосфора велось в среде 0,6 N  $H_2SO_4$  при концентрации молибдата 0,02 м; измерение окраски выполнялось на ФЭК-56 со светофильтром № 8 после 25-минутного развития окраски.

В породах щелочных массивов Кольского полуострова нередко содержатся в значительных количествах  $Ti$ ,  $Zr$ ,  $Nb$ , образующие нерастворимые и труднорастворимые в кислой среде фосфаты, что ведет к занижению содержания фосфора либо очень усложняет анализ в связи с необходимостью фильтрования нерастворимых фосфатов и последующего отделения элементов от фосфора выщелачиванием содового плава.

Для устранения влияния  $Ti$ ,  $Zr$ ,  $Nb$  определение фосфора проводилось в присутствии  $HF$ , образующей с указанными элементами прочные комплексы; весь фосфор при этом удерживается в растворе. Избыток  $HF$  связывался борной кислотой.

Метод комплексования мешающих элементов  $F^-$ -ионом при определении фосфора фотометрическими и экстракционно-фотометрическими методами получает все более широкое распространение (Pahalus, 1968). При этом связывается в комплекс и железо, избыток которого в отсутствии  $HF$  смещает максимум и повышает оптическую плотность молибденовых синей, полученных при применении всех восстановителей, кроме  $FeSO_4$ .

Добавками перовскита к пробам с известным содержанием  $P_2O_5$  (стандартным образцам) и добавками фосфора к образцам сфенового концентрата было найдено, что титан не влияет на результаты определения  $P_2O_5$  при содержании его в пробе до 30%. Добавками фосфора к образцу, содержащему 2,84%  $ZrO_2$ , установлено, что цирконий также не мешает определению фосфора указанным методом (табл. 1). Метод опробован на образцах различных пород Кольского полуострова с содержанием 0,01–15,0%  $P_2O_5$ . Точность метода, рассчитанная на основании анализов стандартного образца комбината „Апатит“ с содержанием 1,27%  $P_2O_5$  в течение трех лет, характеризуется  $\sigma = 0,06\%$ ,  $V_x = 5\%$ .

Расчеты по данным двух параллельных определений большого числа проб (Налимов, 1960) показывают хорошую воспроизводимость для всех интервалов содержания фосфора в пробе:

Интервалы содержания	0,01–0,10	0,10–0,30	0,30–1,00	1,00–3,00	3,00–6,00	6,00–12,00
$S_{\text{воспр.}}$	0,01	0,01	0,02	0,04	0,07	0,15

Анализ серии проб с большим содержанием  $P_2O_5$  после отделения катионов на смоле КУ–2 параллельно с колориметрическим методом показал, что в пробах с содержанием 5,0–15,0%  $P_2O_5$  можно определять фосфор колориметрически с достаточной точностью:

Весовой	5,82	5,51	8,22	9,14	11,04	12,85
Колориметрический	5,69–5,81	5,76	8,12–7,93	9,04–9,11	10,76–10,80	12,64

Все приводимые определения фосфора выполнены в химико-аналитической лаборатории Кольского филиала АН СССР О.Г. Наумовой.

Хибинский щелочной массив – крупнейший в мире массив щелочных пород площадью в 1327 км<sup>2</sup>. Внутреннее строение массива концентрически зональное. В возрастной последовательности наиболее ранней является внешняя дуга массива, сложенная хибинитами. Затем следует внутренняя дуга рихсдорритов и ийолит-уртитов, к которым приурочены линзовидные тела апа-

тито-нефелиновых пород. Далее следует центральный комплекс фойяитов и, наконец, близкая к фойяитам фация лявочорритов. Внутри разновозрастных комплексов наблюдается расслоенность (Галахов, 1968; Иванова и др., 1970).

Т а б л и ц а 1

Оценка влияния титана и циркония на определение фосфора (вес.%  $P_2O_5$ )

Стандартный образец (2.01% $P_2O_5$ )		Сфеновый концентрат		Проба с эвдиалитом (2.94% $ZrO_2$ )	
без добавки сфена.	с добавкой сфена <sup>x</sup>	без добавки фосфора	с добавкой фосфора <sup>xx</sup>	без добавки фосфора	с добавкой фосфора <sup>xx</sup>
2.01	1.96	1.29	1.19	0.73	0.73
1.93	2.01	1.24	1.21	0.74	0.74
1.97		1.29			0.67
1.94		1.27			0.78
		1.19			0.70
		1.21			

<sup>x</sup> За вычетом фосфора, содержащегося в добавленном сфене.

<sup>xx</sup> За вычетом добавленного к пробе фосфора.

По общему химизму и фазовому составу породы Хибинского массива оцениваются в общем как переходные между миаскитовыми и агпайтовыми. Среднее содержание  $P_2O_5$  по массиву оценено в 0.24% (Кухаренко и др., 1971), без учета апатито-нефелиновых тел - в 0.20% (Герасимовский, 1968). Концентратором фосфора в хибинских породах является апатит, минералы группы мурманита-ломоносовита играют ничтожную роль.

В табл. 2 приведены данные по содержанию  $P_2O_5$  в главных типах нефелиновых сиенитов Хибин. Именно эти породы слагают основной объем массива, все они грубозернистые, сложены единым комплексом породообразующих минералов, химический состав пород близкий, состав аксессуариев одностепен. По содержанию  $P_2O_5$  (по t-критерию) эти породы не отличаются. Вместе с тем имеется определенная тенденция увеличения содержания  $P_2O_5$  в рихорритах, формировавшихся непосредственно перед ийолит-уртитам, и в трахитоидных фойяитах, кристаллизовавшихся предположительно сразу же после ийолит-уртитов.

Обращают на себя внимание высокие значения оценок дисперсии, которые перекрывают существенные на первый взгляд различия между нашими данными и данными, полученными методом составления средних генеральных проб (по А.В.Галахову, табл. 2).

В массивных и слабо расслоенных трахитоидных хибинитах вариации содержания  $P_2O_5$  подчиняются нормальному закону распределения. В четко расслоенных хибинитах, где отмечаются резко различные по составу слои, вплоть до ийолитовых, содержание  $P_2O_5$  существенно варьирует (Галахов, 1968). Какого-либо определенного закона распределения для значений содержания  $P_2O_5$  в этом случае не устанавливается. Содержание  $P_2O_5$  до 1.86% отмечается в слоях, близких по составу к ийолиту, но вариации содержания  $P_2O_5$  в целом не коррелируются с содержанием в породах нефелина. Установить какие-либо иные определенные корреляции для величины содержания фосфора в четко расслоенных хибинитах пока также не удалось.

Не подчиняются, какому-либо определенному статистическому закону и вариации содержания  $P_2O_5$  в рисчорритах-пойкилитовых нефелиновых сиенитах. Здесь сказывается широкое развитие постмагматических процессов: биотитизации (некоторое обогащение  $P_2O_5$ ), развития поздних генераций калиевого полевого шпата (обеднение фосфором).

В фойяитах и ловчорритах вариации содержаний фосфора соответствуют нормальному закону распределения (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Содержания  $P_2O_5$  в главных типах нефелиновых сиенитов Хибин

Разновидности пород	По А.В.Галахову (Кухаренко, 1971)	По данным авторов	
		$\bar{x}$	$S$
Массивные хибиниты	-	0.12	0.03
Трахитоидные хибиниты	} 0.14	0.11	0.04
Четко расслоенные трахитоидные хибиниты		0.15	(0.06)
В целом по хибинитам	0.14	0.13	0.01
Рисчорриты	0.19	0.15	(0.09)
Трахитоидные фойяиты	-	0.15	0.05
Массивные фойяиты ядра	-	0.14	0.02
В целом по фойяитам	0.27	0.15	0.03
Ловчорриты	0.22	0.14	0.04

Примечание. Скобками помечены дисперсии выборок, распределение которых резко отличается от нормального. Данные по массивным фойяитам получены на основании малого числа определений;  $S_{анал.} = 0.01$ .

Приводимые в табл. 2 характеристики средних значений по хибинитам и фойяитам рассчитаны как максимально правдоподобные оценки (Иванов, Родионов, 1967):

$$\hat{\theta} = \frac{\sum_{i=1}^m \frac{n_i \bar{x}_i}{S_i}}{\sum_{i=1}^m \frac{n_i}{S_i}}, \quad S_{\hat{\theta}}^2 = \frac{1}{\sum_{i=1}^m \frac{n_i}{S_i^2}}$$

Интересно поведение фосфора в мелкозернистых фациях нефелиновых сиенитов. Нефелиновые сиениты краевой (эндоконтактной) зоны массива, которые можно рассматривать как относительно быстро закристаллизовавшуюся первую порцию щелочной магмы, содержат очень высокий для этих пород процент фосфора - 0.34 - 0.47%  $P_2O_5$  (7 определений). Напротив, поздняя жильная фация хибинитов, возникшая скорее всего в результате анатектического проплавления, отличается минимальными количествами фосфорного ангидрида:  $\bar{x} = 0.08$ ,  $S = 0.02$  (вес.%).

Резко обогащены фосфором породы ийолит-уртитовой серии. Среднее содержание  $P_2O_5$  по генеральной пробе (Металлогенетические особенности..., 1971) оценивается в 0.62%, по нашим данным - 0.77%.

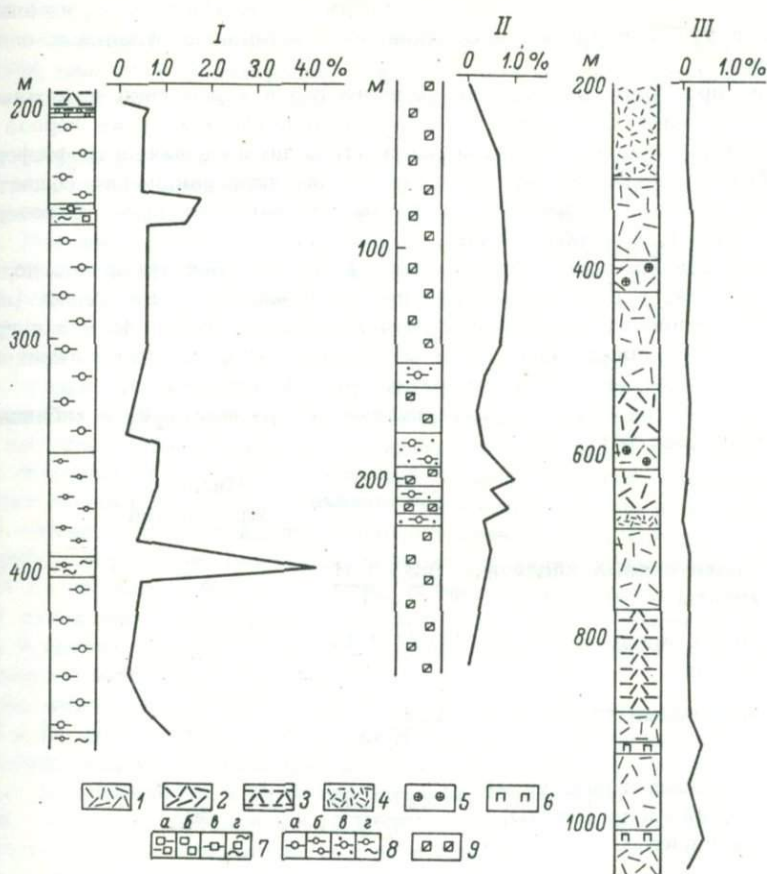


Рис. 1. Результаты опробования хибинских пород на  $P_2O_5$  по керну буровых скв. 592 и 536. На графике показаны весовые %  $P_2O_5$ .

1 - ловчоррит; 2 - ловчоррит меланократовый; 3 - ловчоррит трахитоидный; 4 - ловчоррит мелкозернистый; 5 - эвдиалита более 5%; 6 - фациальный пегматоид; 7 - уртит (а-сливной, б-грубозернистый, массивный, в-трахитоидный, г-с линзами мелкозернистого ийолита); 8 - ийолит (а-трахитоидный, б-трахитоидный, мелкозернистый, в-трахитоидный, полевешпатовый (малиньит), г-линзы ийолита мелкозернистого в грубозернистом трахитоидном); 9 - полевешпатовый уртит (ювит).

Ийолит-уртитовая дуга считается разновозрастным образованием (Иванова и др., 1970). В каждой из выделяемых субфаз наблюдается расслоенность. Вариации содержания фосфора при рассмотрении отдельных субфаз в целом не подчиняются ни нормальному, ни логнормальному законам распределения. Критерий суммы квадратов линейных разностей (Гольдберг, 1970)

$$r = \frac{g^2}{s^2}$$

свидетельствует о резком непостоянстве содержания  $P_2O_5$  даже в пределах макроскопически единого слоя (участка) породы. Ранее уже отмечалось (Дудкин и др., 1964), что в однотипных породах, не разделенных резкими

границами (т.е. в пределах одного слоя), содержание фосфора возрастает с увеличением содержания темноцветных минералов. К этому можно добавить, что в ийолитах и мельтейгитах апатит обычно концентрируется вместе с титаномагнетитом и сфеном в нижней части слоев. Проследить изменения содержания  $P_2O_5$  на большое расстояние по простиранию отдельных слоев пока не удалось.

Никаких пространственных закономерностей и корреляций с составом при переходе от слоя к слою не устанавливается. Одна и та же порода в разных частях разреза может резко отличаться по насыщенности фосфором (рис. 1). Можно только указать, что, чем выше дифференциация вещества на локальных участках разрезов, тем вероятнее наиболее высокие содержания  $P_2O_5$  (рис. 1, колонки I и II).

Особенно высоки содержания фосфора в случае текстурной неоднородности породы. Так, в ийолит-уртитах линзовидно-полосчатого облика (линзы мелкозернистого ийолита в уртите, линзы мелкозернистого ийолита в грубозернистом ийолите) содержание  $P_2O_5$  достигает 2-4%, т.е. приближается к содержанию в апатито-нефелиновых телах (рис. 1, колонка I).

Ниже приводится общая характеристика содержаний  $P_2O_5$  в хибинских ийолит-уртитах (вес.%):

	Содержание	Число определений
Трахитоидные ийолиты, уртиты	$\frac{0.20-4.31}{0.85}$	40
Мелкозернистый ийолит	$\frac{0.87-1.43}{1.04}$	9
Массивные уртиты	$\frac{0.05-7.11}{0.76}$	25
Полевошпатовые уртиты, ийолиты (ювиты, малиниты)	$\frac{0.22-1.00}{0.73}$	50
Дайковый ийолит-порфир	$\frac{0.70-1.04}{0.88}$	7

Примечание. В числителе - пределы колебаний, в знаменателе - средние содержания.

Из приведенных данных видно, что в перераспределении и локализации фосфора существенную роль играли процессы дифференциации исходных магм. Наибольшие вариации в содержании фосфора отмечаются в так называемых массивных уртитах - наиболее грубозернистых породах. Именно с ними пространственно и генетически тесно связаны апатито-нефелиновые тела. В случае мелкозернистых пород, возникновение которых происходило при быстрой кристаллизации расплавов, а следовательно, при относительно слабой дифференциации вещества вариации содержаний  $P_2O_5$  значительно меньше (мелкозернистый ийолит, дайковый ийолит).

С Хибинским массивом пространственно и, по-видимому, генетически связана специфическая фация щелочных сиенитов. Массив Сустова представляет собой, по нашим наблюдениям, серию саблевидных даек, окаймляющих с юга Хибинский массив. Мощностъ даек от 10 м до 2 км, протяженность до 10 км. Дайки сложены биотит-пироксеновым сиенитом, местами перекристаллизованным. Биотит-пироксеновый сиенит включает маломощные (1-3 м),

сильно вытянутые линзы нефелин-анальцимового и нефелин-содалитового сиенита. Содержание  $P_2O_5$  в различных сиенитах варьирует от 0.02 до 0.09%. Распределение значений содержаний отвечает нормальному закону:  $\bar{x} = 0.05$ ,  $s = 0.03$  (%  $P_2O_5$ ).

По размерам и внутреннему строению Хибинскому массиву близок другой герцинский массив - Ловозерский. Породы этого массива отличаются высоким уровнем аглаитности и интенсивным развитием явлений первичной расслоенности.

Ловозерский массив известен и исследуется с конца прошлого столетия, ему посвящена обширная литература (сводные работы: Елисеев, Федоров, 1953; Власов и др., 1959; Герасимовский и др., 1966; Буссен, Сахаров, 1967 и 1971). Массив хорошо обнажен. Горные выработки и буровые скважины делают доступными все более глубокие его части. Массив состоит из шести разновозрастных групп щелочных пород, возникших в результате шести последовательных фаз (этапов) эруптивной деятельности.

Первыми возникли нефелиновые и щелочные сиениты, сиенит-порфиры, ромбен-порфиры, овоидофиры. Во вторую фазу образовались пойкилитовые и порфиroidные нефелиновые и содалитовые сиениты, а также рихториты, щелочные сиениты, фойяиты, ювиты, луявриты, эгириниты. В результате третьей фазы интрузии сформировался крупный комплекс-плутон, сложенный чередующимися слоями луявритов, фойяитов, уртитов, ийолитов и пород промежуточного состава (луяврит-ювитов, ювит-уртитов и т.п.). Во время четвертой фазы внедрился расплав, давший разнообразные эвдиалитовые луявриты и подчиненные им ийолиты (тавиты), ювиты, порфиroidные ювиты, фойяиты, луявриты. В пятую фазу образовались жиллообразные тела мурманитовых, ловозеритовых и других порфиroidных луявритов. Позже по многочисленным трещинам проникли щелочные лампрофиры.

Роль пород каждой группы в строении массива различна. Комплекс-плутон III и IV фаз вместе составляют 96.7% изученной части его объема.

Специфической особенностью строения Ловозерского массива является первичная расслоенность и слоистое строение образующих его тел - комплекс-плутонов. Первичная расслоенность и обуславливает распределение всех первично-магматических элементов (и минералов) по разрезу. Содержания фосфора по комплекс-плутонам в целом различны.

Сведения о содержании фосфора в породах и минералах Ловозерского массива приводились К. А. Власовым и др. (1959), определившими среднее содержание  $P_2O_5$  в породах равным 0.20% при колебаниях от следов до 2.86%. Подробнее геохимия фосфора рассматривалась В. И. Герасимовским и др. (1966). На основании почти 120 определений, выполненных А. М. Тузовой колориметрическим методом, показано уменьшение содержания  $P_2O_5$  от ранних комплексов к поздним. Среднее содержание фосфора в породах и комплекс-плутонах Ловозерского массива вычислено наравне с прочими петрогенными компонентами И. В. Буссен и А. С. Сахаровым (1971). Из соединений фосфора в породах Ловозерского массива широко распространены как апатит, так и минералы группы мурманита-ломоносовита.

Апатиты, различные по составу, относятся к фтористым разновидностям, обогащенным стронцием и редкими землями. Аналогичный апатит, а также ториевый апатит, марганцевый апатит, беловит, вилькеит, полисферит, известны в пегматоидах массива (Еськова, 1959а; Семенов, 1962, 1963). Кроме того, в пегматоидах встречаются силикофосфаты: рабдофанит (эриkit) - продукт разложения беловита, тундрит, карнасуртит, смирновскит, силико-смирновскит (Семенов, 1962), стенструпин. Землистые и глинистые массы, близкие к карнасуртиту, установлены в трещинах пород даже на большой глубине. Апатит встречается вместе с мурманитом, но не образуется в породах, содержащих ломоносовит. При этом и мурманит, и ломоносовит могут быть первичными минералами позднемагматического этапа.

Таблица 3

Содержание  $P_2O_5$  (в %) в породах третьей эруптивной фазы  
Ловозерского щелочного массива

Части раз- реза	Породы	Число опреде- лений	Среднее содержа- ние $P_2O_5$	Размах содержания $P_2O_5$	
				от	до
I-B	Луавриты	1	0.03	-	-
	Фойяиты	3	0.23	0.05	0.42
	Уртиты, ийолиты	3	0.88	0.37	1.92
I-H	Луавриты	2	0.05	0.03	0.08
	Уртиты, ийолиты	2	0.46	0.05	0.86
	Фойяиты	4	0.23	0.05	0.34
	По пачке I	15	0.34	0.03	1.92
II	Луавриты	10	0.24	0.01	0.26
	Фойяиты	4	0.24	0.05	0.42
	Уртиты	4	0.86	0.00	1.78
	Ийолиты	3	0.26	0.00	0.59
	По пачке II	21	0.36	0.01	1.78
III-B	Луавриты	3	0.24	0.09	0.54
	Фойяиты	3	0.17	0.05	0.37
	Малиньиты, ийолиты	7	0.44	0.11	3.13
	Пегматоиды	1	0.09	-	-
III-H	Луавриты	9	0.12	0.05	0.26
	Луаврит-ювиты	3	4.91	0.78	10.79
	Фойяиты	4	0.24	0.02	0.52
	Уртиты	3	2.08	0.02	5.00
	По пачке III	33	1.73	0.02	10.79
IV	Луавриты	7	0.24	0.03	0.54
	Фойяиты трахитоидные	2	0.16	0.10	0.22
	Фойяиты	3	0.14	0.10	0.25
	Фойяит-ювиты	1	0.25	-	-
	Ювиты и ийолиты	2	0.10	0.07	0.13
	Ювит-уртиты	3	0.09	0.05	0.21
	По пачке IV	18	0.18	0.03	0.54
У	Луавриты	2	0.16	0.06	0.26
	Фойяиты	3	0.07	0.04	0.12
	Ювиты и ийолиты	3	0.10	0.01	0.19
	По пачке У	8	0.11	0.01	0.26
У1	Фойяит, фойяит-ювит	2	0.10	0.02	0.17
	Луаврит-ювит, ийолит-ювит	7	0.14	0.04	0.26

Таблица 3 (продолжение)

Части раз- реза	Породы	Число опреде- лений	Среднее содержа- ние $P_2O_5$	Размах содержания $P_2O_5$	
				от	до
УП	Ювит	6	0,07	0,02	0,11
	Луяврит	6	0,11	0,07	0,22
	По пачке У1	21	0,11	0,02	0,26
	Фойяит-ювит	11	0,92	0,04	1,12
	Ййолит, ййолит-ювит	4	0,36	0,04	1,10
	Луяврит-ювит	8	0,08	0,03	0,12
	Ювит	15	0,18	0,03	0,75
	Луяврит	3	0,11	0,09	0,16
	Сиенит	2	0,15	0,10	0,20
	По пачке УП	43	0,35	0,03	1,12
	Всего по комплекс-плутону третьей эруптивной фазы	159	0,16	0,01	10,79

Минералы группы мурманита-ломоносовита, содержащие различные количества фосфора и теряющие его под воздействием водных растворов (Борнеман-Старынкевич, 1942), входят в состав горных пород и пегматоидов. В этой группе установлены мурманит, ломоносовит, бета(мета)ломоносовит, бета(мета)мурманит, эпистолит (Еськова, 1959б; Семенов и др., 1961). В горных породах Ловозерского массива почти весь фосфор связан с апатитом и минералами группы мурманита-ломоносовита; в одном случае отмечен стенструпин (Буссен, Елина, 1964).

Для исследования закономерностей содержания и распределения фосфора в породах и комплекс-плутонах Ловозерского массива нами определено содержание  $P_2O_5$  в 300 пробах и образцах из всех групп пород, а также использованы данные 64 полных и частных химических анализов (табл. 3 и 4; Герасимовский и др., 1966; Буссен, Сахаров, 1971).

Вычисление среднего содержания даже для одного отдельно взятого слоя затруднено резко неравномерным составом и концентрацией элементов в определенных частях залежей, чаще всего в зонах раздела слоев (Буссен, Сахаров, 1971). Содержание фосфора сильно меняется и в однотипных рядом расположенных слоях (рис. 2).

В породах ловозерской свиты, вмещающих щелочной массив, апатит - характерный аксессуарный минерал. Другие минералы, содержащие фосфор, в них не отмечены. Судя по единичным анализам, количество  $P_2O_5$  в ультраосновных породах до 0,5%, в средних - несколько выше.

Во всех породах первой эруптивной фазы массива из минералов фосфора присутствует только апатит в количестве около 1% (0,4%  $P_2O_5$ ).

В комплекс-плутоне второй эруптивной фазы фосфор связан с апатитом, причем в рихсорритах у подножия горы Пункаруайв его количество достигает 16%. В фойяитах, ювитах и некоторых щелочных сиенитах появляется пластинчатый фиолетовый мурманит, не содержащий или почти не содержащий фосфора.

В комплекс-плутоне третьей эруптивной фазы (табл. 3) содержание фосфора меняется от следов (0,00 или 0,01%) до 10% в отдельных прослоях;

Таблица 4

Содержание  $P_2O_5$  (в %) в комплекс-плутонах (группах пород)  
Ловозерского щелочного массива

Комплекс-плутоны (группы пород)	Части разре-за (пачки)	Породы	Доля объема массива, %	Число опре-делений	Сред-нее со-держа-ние $P_2O_5$	Размах содер-жания $P_2O_5$		Среднее содер-жание $P_2O_5$	
						от	до	по И.В. Буссен, А.С. Сахарову (1971)	по В.И. Герасимовскому и др. (1966)
I		Ультраосновные и средние породы ловозерской свиты	-	5	0,37	0,16	0,58	-	-
		Метаморфизованные щелочные и нефелиновые сиениты	0,04	15	0,43	0,18	0,92	0,45	
II		Пойкилитовые нефелиновые и содалитовые сиениты, нефелиновые и щелочные сиениты	2,89	39	0,35	0,01	6,05	0,47	0,30
III	I-III	Луявриты, фойяиты, уртиты и ийолиты		54	0,69	0,01	10,79	-	-
	IУ	То же		18	0,18	0,03	0,54		
	У	" "		7	0,11	0,01	0,26		
	УI	Фойяиты с прослоями ювитов и луювритов		21	0,11	0,02	0,26	0,09	
	УII	Фойяит-ювиты, чередующиеся с горизонтами ювитов, луювритов и ийолитов-ювитов		43	0,35	0,03	1,12	-	-
		Всего по комплекс-плутону III эруптивной фазы	82,14	143	0,16	0,01	10,79	0,14	0,23

I	Крупно- и среднезернистые меланократовые эвдиалитовые люавриты с прослоями обычных люавритов	55	0.17	0.01	1.62		
II	Среднезернистые эвдиалитовые люавриты, иногда лейкократовые, с прослоями порфиroidных люавритов фойяитов и ювитов; амфиболо-эгриновые („серые“) люавриты, тавиты, апатито-сфеновые ийолиты и ювиты	51	0.55	0.00	2.00		
IV	Всего по комплекс-плутону IV эруптивной фазы	106	0.34	0.00	2.00	14.52	0.10
У	Мурманитовые, ломоносвитовые и ловозеритовые порфиroidные люавриты	39	0.13	0.01	0.30	0.42	0.21
У1	Породы дайкового комплекса-щелочные лампрофиды	5	0.58	0.22	0.91	-	0.23
	Всего по массиву	347	0.25	0.00	4.91	100	0.15

оно значительно различается как в соседних слоях, так и в разных слоях одноименных пород. Фосфор в главной массе связан с апатитом, присутствующим в большинстве разновидностей в качестве аксессуарного и только в нескольких залежах - в качестве породообразующего минерала. Мурманит (пластинчатый фиолетовый минерал, почти не содержащий фосфора) распространен в фойяитах, некоторых ювитах и урритах. Концентрации фосфора вниз по разрезу не превосходит.

В породах комплекс-плутона четвертой эруптивной фазы фосфор связан с минералами группы мурманита-ломоносвита (верх разреза) и с апатитом - средняя и нижняя (из известных) части разреза. Содержание  $P_2O_5$  в апатито-сфеновых ювитах, люавритах и ийолитах достигает 2%, в то время как для остальных частей разреза - доли процента, т.е. концентрация фосфора в нижних частях разреза повышается.

В порфиroidных люавритах пятой эруптивной фазы фосфор содержится в небольших количествах и связан только с минералами группы мурманита-ломоносвита.

В породах шестой эруптивной фазы - щелочных лампрофидов - апатит является постоянным аксессуарным минералом. Количество  $P_2O_5$  колеблется от 0.22 до 0.93%, что соответствует 0.5-2.5% апатита. Другие фосфорсодержащие минералы в породах этой группы отсутствуют.

Содержание фосфора неодинаково в разных группах пород, частях разреза и слоях (табл. 4).

Распределение фосфора, как и других элементов, обусловливается первичной слоистостью и непрерывно

меняется по разрезам комплекс-плутонов. При этом предсказать место концентрации фосфора не удается. Не выяснены пока и корреляционные связи между содержанием фосфора и содержаниями других компонентов. Как и в хибинских ийолит-уртитах, породы резко обогащены фосфором при наличии своеобразной такситовой текстуры (рис. 2).

Комплекс каледонских ультраосновных щелочных массивов Кольского полуострова широко известен. Закономерности размещения массивов, их строение, породы, генетические особенности освещены во многих работах, две из них являются обобщающими (Кухаренко и др., 1965; Металлогенетические особенности..., 1971). Единственным концентратором фосфора в породах этих массивов служит апатит. Следует отметить, что явления первичной магматической дифференциации вещества характерны и здесь в пределах отдельных магматических циклов, правда, сведения, приводимые о них в литературных источниках, скудные. Последнее, по-видимому, объясняется интенсивным развитием в ультраосновных щелочных массивах постмагматических процессов, в значительной мере затушевывающих первичные текстуры.



Рис. 2. Распределение  $P_2O_5$  в горизонте III-5 комплекса лувритов-уртитов.

1 - эгирин-амфиболовый луврит; 2 - лейкократовый легматоидный луврит; 3 - фойяит массивный; 4 - фойяит содалитовый; 5 - фойяит-ювит; 6 - ювит; 7 - содалитовый ювит; 8 - ийолит среднезернистый; 9 - уртит; 10 - линзочки мелкозернистого ийолита; 11 - пегматоид.

Наиболее детально изучен Ковдорский ультраосновной щелочной массив - самый крупный на Кольском полуострове (37 км<sup>2</sup>). В пределах массива выделяются породы, сохранившие признаки первичного магматического происхождения (оливиниты, ийолит-мельтейгиты, турьяиты), но значительную часть площади занимают перекристаллизованные породы с составом, определяемым наложенными процессами. Так, в центре массива распространены перекристаллизованные оливиниты, вторичные пироксено-оливиновые породы. Вдоль внутренней дуги массива развиты типично скарновые фации - хлоритовые скарны, гранат-амфибол-монтчеллитовые породы и т.п. Широко представлен комплекс флогопитоносных метасоматитов, различные карбонатиты (Афанасьев и др., 1970).

Почти все вторичные процессы приводят к относительному накоплению фосфора. Обогащены апатитом грубо неравномернозернистые участки ийолитов и оливинитов. Существенно обогащены апатитом флогопитоносные метасоматиты всех типов. Апатит вместе с магнетитом концентрируется в крупном теле апатит-форстерит-магнетитовых пород, на границе внешней ийолит-уртитовой дуги с ультрабазитовым ядром массива (Ковдорское железорудное месторождение).

Уже сам перечень обогащенных апатитом пород свидетельствует, что никаких общих корреляций фосфора с содержаниями петрогенных компонентов быть не может. Последовательный анализ полученных нами цифр по содержанию  $P_2O_5$  в разных постмагматических образованиях Ковдорского массива

полностью подтвердил это положение. Можно говорить только о том, что в любом случае накопление фосфора происходит за счет выноса компонентов главного породообразующего минерала магматической породы (оливин, нефелин).

По представительной серии определений мы произвели информационную оценку неоднородности содержаний фосфора в разных породах:

$$i = - \sum P \log_2 P .$$

По условию выделенных интервалов неразличимости теоретический максимум информации составлял 6,6 бит. В табл. 5 дана характеристика неоднородности содержаний  $P_2O_5$  в разных породах Кольского массива. Магматические породы по признаку однородности качественно отличаются от всех постмагматических образований. Исключение составляют только жильные ийолиты. Эти породы секут породы флогопитового комплекса и неоднородное обогащение их фосфором может быть обусловлено контаминацией вмещающих пород.

Таблица 5

Характеристика степени неоднородности содержания  $P_2O_5$  в породах Ковдорского массива

Породы	Информационная оценка неоднородности $i_{изм}$ (бит)	Относительная неоднородность $\frac{i_{изм}}{i_{макс} = 6.6 \text{ бит}}$
Оливиниты	0.811	0.121
Ийолиты	0.867	0.130
Турьяиты	0.811	0.121
Жильные ийолиты	2.465	0.371
Апатитизированные оливиниты	2.914	0.454
Апатитизированные ийолиты	3.239	0.487
флогопит-вермикулитовые породы	2.913	0.453
Породы рудного комплекса	3.063	0.461
Карбонатиты	3.995	0.602

На рис. 3 приводится серия гистограмм для содержаний  $P_2O_5$  в породах Ковдора. Сравнение гистограмм подтверждает тот факт, что при апатитизации пород увеличивается степень неоднородности состава (рис. 3, вторая колонка: 1, 5, 2, 6). В возрастном ряду постмагматических образований содержания  $P_2O_5$  сначала увеличиваются, а затем в карбонатитах несколько снижаются, но при этом степень вариации содержаний не только не уменьшается, а, напротив, возрастает (рис. 3, третья колонка: 5, 7, 8, 9).

Широкое развитие вторичных процессов затрудняет анализ поведения фосфора при первичной дифференциации (расслоенности) пород. Так, комплекс мельтейгит-уртитов Ковдорского массива определенно расслоен, но высокая степень вторичных явлений позволила отнести к первично-магматическим только равномернозернистые плотные участки пород. В результате получен узкий спектр вариаций содержания  $P_2O_5$  в ийолит-мельтейгитах Ковдора.

Опыт изучения поведения фосфора в пределах Ковдорского массива заставил с осторожностью относиться к отбору проб неизмененных магматических пород в пределах всех ультраосновных щелочных массивов. Если к

этому добавить слабую обогащенность массивов, то станет очевидным, что выявить все особенности поведения фосфора в пределах каждого конкретного интрузивного тела задача невыполнимая. Ниже приводится общая характеристика поведения фосфора в отдельных магматических циклах.

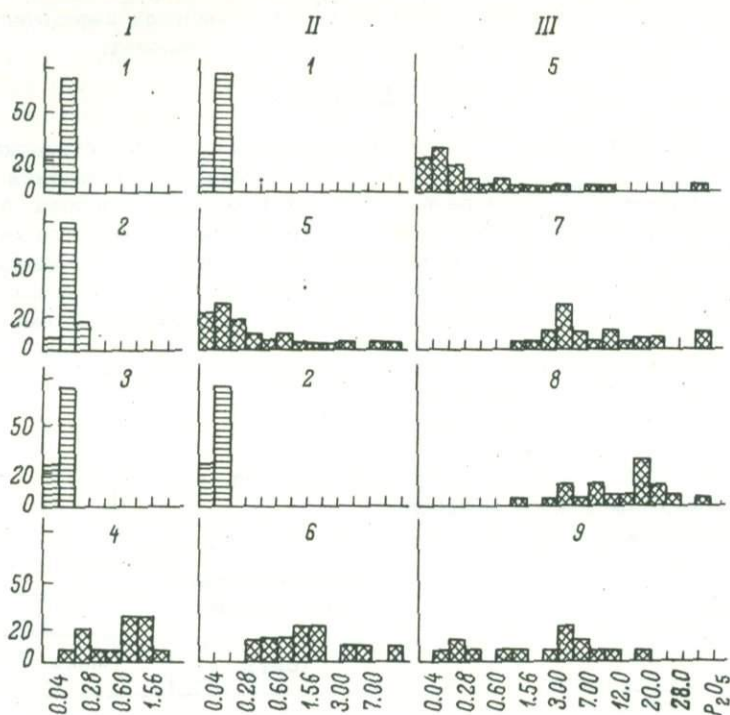


Рис. 3. Вариационная диаграмма содержания фосфора в породах Ковдора.

1 - оливиниты; 2 - ийолиты; 3 - турьяиты; 4 - дайковые ийолиты; 5 - апатитизированные оливиниты; 6 - апатитизированные ийолиты; 7 - флогопит-вермикулитовые породы; 8 - породы рудного комплекса; 9 - карбонатиты.

Оливиниты слагают ядра массивов. Эти породы, как правило, расслоены. Полосчатость определяется концентрацией рудных минералов, главным образом титаномагнетита. Фосфор содержится в оливинитах в незначительных количествах ( $\bar{x} = 0.04\% P_2O_5$ ,  $\delta = 0.01$ ). Как и в случае хибинских ловчоритов (рис. 1, колонка III), расслоенность пород практически не сказывается на поведении фосфора.

Перидотиты встречаются в ряде массивов (Салмагорский, Себлярви, массив р.Песочной). Если порода плотная, равномернозернистая, без признаков флогопитизации и карбонатизации, то содержания  $P_2O_5$  в ней крайне низкие (0.01-0.03%).

Пироксениты широко развиты в пределах ультраосновной щелочной формации Кольского полуострова. Очень часто эти породы флогопитизированы, карбонатизированы, перекристаллизованы. Во всех подобных случаях они заметно обогащены фосфором (0.25-1.70%  $P_2O_5$ ). Нам удалось отобрать представительное число проб (36 анализов) плотных неизмененных пироксенитов из разных массивов. Среднее геометрическое содержание  $P_2O_5$  в такой выборке составило  $\bar{C} = 0.05\%$  при  $D(\bar{C}) = 0.02\%$  (распределение согласуется

с логнормальной моделью). Пироксениты нередко связаны через разновидности нефелиновых пироксенитов с породами мельтейгит-уртитового ряда. С появлением в породе нефелина (до 5 вес.%) содержание  $P_2O_5$  одновременно резко возрастает до 0.60-2.1% (Африканда, Вуориярви, Озерная варака, Лесная варака).

Турьяиты — мелилитит-нефелиновые породы с флогопитом и пироксеном распространены в пределах Ковдорского, Салмагорского массивов и на Турьем мысе. Происхождение этих пород остается спорным, однако, по крайней мере та их часть, которая обладает однородной в пространстве структурой, с равномерным распределением фаз по объему, может быть с уверенностью отнесена к магматическим породам. Содержание фосфора в турьяитах подчиняются следующей закономерности. В случае слабой дифференцированности пород (Ковдорский массив) содержания  $P_2O_5$  низкие и выдержанные ( $\bar{x} = 0.08$ ,  $S = 0.03$ ). Если же в этих породах имеет место резкая местная расслоенность, то в отдельных слоях отмечаются высокие, „ураганные“ содержания  $P_2O_5$  (табл. 6).

Т а б л и ц а 6

Содержания  $P_2O_5$  по разрезу в турьяитах Кузнаволока (Турий мыс)

Характер пород	Видимая мощность слоя, м	Содержание $P_2O_5$ , %
Среднезернистый турьяит	2.10	0.21
Плотный мелкозернистый турьяит	0.50	1.57
Пегматоидный турьяит	0.74	0.06
Оливиновый мельтейгит с мелилитом	0.45	1.10
Турьяит среднезернистый, обогащенный оливином	1.20	0.04
Турьяит среднезернистый, обогащенный нефелином	0.80	0.05
Турьяит неравномернозернистый, полосчатой текстуры	0.30	1.85

Самые высокие и самые невыдержанные содержания фосфора в пределах ультраосновных щелочных массивов Кольского полуострова характерны для магматических пород ряда мельтейгит-уртит. Выше уже отмечалось, что эти породы испытали существенное воздействие вторичных процессов. Практически все среднезернистые и грубозернистые разновидности в той или иной степени перекристаллизованы, карбонатизированы, флогопитизированы. Типично магматическими образованиями можно считать мелкозернистые ийолиты и мельтейгиты, мельтейгит-порфиры, оливиновые жильные мельтейгит-порфиры, сливные мелкозернистые фации уррита.

В табл. 7 приводятся результаты определений содержания  $P_2O_5$  в перечисленных разновидностях ийолит-уртитов. При видимой макрооднородности этих пород содержание  $P_2O_5$  существенно варьирует. Правда, пределы вариаций в мелкозернистых фациях ийолитов и мельтейгитов ультраосновного щелочного комплекса ( $\Delta = 0.20-1.34\% P_2O_5$ ) намного меньше, чем в грубозернистых хибинских породах того же типа ( $\Delta = 0.78-7.06\% P_2O_5$ ).

В целом опыт изучения поведения фосфора в щелочных интрузивных массивах Кольского полуострова показал следующее.

Таблица 7

Содержание  $P_2O_5$  (в. %) в породах ряда мельтейгит-уртита ультраосновного щелочного комплекса

Массив	Порода	Содержание		Число определений
		среднее	вариации	
Ковдорский	Среднезернистый ийолит внешнего кольца	$\bar{x} = 0.12$	$\delta = 0.05$	21
	Ийолиты жильного комплекса	0.60	0.04-1.22	13
Озерная варанка	Мелкозернистый ийолит	0.21	0.15-0.44	5
	Мелкозернистый мельтейгит	1.12	1.09-1.30	4
Турий мыс	Мелкозернистый ийолит	0.84	0.40-1.70	9
	Оливиновый жильный мельтейгит	$\bar{x} = 0.53$	$\delta = 0.40$	17
Салмагорский	Мелкозернистый мельтейгит	1.32	0.69-2.05	9
	Мельтейгит-порфир	1.45		1
	Уртит	0.72		1
Массив ручья Песочный	Сливной мелкозернистый уртит	3.34		1

Примечание. Последние три определения единичные из-за слабой обогащенности пород.

1. Привнос фосфора связан с поступлением магм мельтейгит-уртитового состава либо магм промежуточного состава между нефелиновым сиенитом-ийолитом и ийолитом-перидотитом.

2. Концентрация фосфора на локальных участках интрузивных тел определяется степенью дифференциации вещества в камере, при этом накопление фосфора происходит без однозначной и простой связи с общим химизмом дифференциатов и без четких пространственных закономерностей.

3. В ультраосновных щелочных массивах фосфор концентрируется в так называемые предкарбонатитовые стадии постмагматических изменений - стадии перекристаллизации и десицификации пород. Это накопление фосфора может быть связано с его привносом в карбонатном флюиде, но не исключено, что и в этом случае фосфор извлекался при скарировании и карбонатизации мельтейгитов-ийолитов.

Исследование поведения фосфора в щелочных массивах должно быть продолжено. Необходим детальный анализ всех особенностей ийолит-уртитов при изменении содержания фосфора в них на локальных участках; важна оценка количества фосфора, рассеянного в породообразующих силикатах; заслуживают внимания типоморфные особенности апатита в разных геологических образованиях.

## Литература

- Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И., Терновой В.И. Схема формирования Ковдорского массива ультраосновных щелочных пород. - Геология и разведка, 1970, № 11.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. О химической природе мурманита. - В кн.: Вопросы минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1942.
- Буссен И.В. Мурманитовые порфиroidные луювриты Ловозерского щелочного массива. - Материалы по минералогии Кольского полуострова, Апатиты, Изд-во АН СССР, 1962, вып. 2.
- Буссен И.В., Елина Н.А. Новые данные о стенструпине Ловозерского массива. - Материалы по минералогии Кольского полуострова, М.-Л., "Наука", 1965, вып. 1У.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Геология Ловозерских тундр. Л., "Наука", 1967.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского массива. Л., "Наука", 1971.
- Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Галахов А.В. Петрохимия естественных рядов магматических горных пород и эволюция магмы Хибинского массива. - В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты. 1968.
- Геология СССР, т. XXII, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Сапрыкина Т.В., Балашов Ю.А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М., "Наука", 1966.
- Герасимовский В.И. Геохимия фосфора в нефелинсодержащих магматических породах. В кн.: Апатиты, М., 1968.
- Герасимовский В.И. Геохимия Илимауссакского щелочного массива (юго-западная Гренландия). М., "Наука", 1969.
- Герасимовский В.И., Кузнецова С.Я., Карпушина В.А., Несмеянова Л.И. Химический состав фельдшпатоидных пород островов Лос (Гвинея). - Геохимия, 1970, № 8.
- Гольдберг Ю.И. Об учете неоднородностей при статистическом анализе геохимических полей. - Геохимия, 1970, № 9.
- Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Померанцева Н.Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.-Л., "Наука", 1964.
- Егоров Л.С. Апатит в Маймеча-Катуйском комплексе ультраосновных-щелочных пород. - В кн.: Апатиты, М., "Наука", 1968.
- Елисеев Н.А., Федоров Э.Е. Ловозерский плутон и его месторождения. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, Л., Изд-во АН СССР, 1953.
- Еськова Е.М. Редкоземельный апатит щелочных пород Ловозерского массива. - В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса редких элементов, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1959а.
- Еськова Е.М. О минералах группы ломоносовит-мурманита. - В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса редких элементов. М., Изд-во АН СССР, вып. 2, 1959б.
- Иванов В.В., Родионов Д.А. Статистические оценки средних содержаний по совокупности наблюдений разной представительности. - Геохимия, 1967, № 1.
- Иванова Т.Н., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Поляков К.И. Ийолит-уртиты Хибинского массива. Л., "Наука", 1970.

- Корж В.П., Бутенко Г.А. Условия образования синего фосфорно-молибденового комплекса. - В кн.: Новые методы анализа на металлургических и металлообрабатывающих заводах. М., "Металлургия", 1964, 49-58.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская-Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Г.И., Сергеев А.М., Абакумова Н.Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии (геологии, петрология, минералогия и геохимия). М., "Недра", 1965.
- Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. - Тр. Ленингр. общ. естествоиспыт., 1971, 72, № 2.
- Налимов В.В. Применение математической статистики при анализе вещества. М., 1960.
- Никитина Е.И. фотоколориметрическое определение фосфора в присутствии вольфрама, титана и ниобия. - Заводская лаборатория, 1956, № 9.
- Резник Б.Е., Цыганок Л.П. О свойствах гетерополисина, получаемой при восстановлении ФМК тиомочевинной. - Аналитическая химия, 1964, вып. 5, стр. 584-587.
- Семенов Е.И. Минералы группы апатита в пегматитах Ловозерского щелочного массива. - Тр. ИМГРЭ АН СССР, М., 1962, вып. 9.
- Семенов Е.И. Минералогия редких земель. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Семенов Е.И., Органова Н.И., Кухарчик М.В. Новые данные о минералах группы ломоносовита-мурманита. - Кристаллография, 1961, т. 6, вып. 6.
- Шоу Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л., "Недра", 1969.
- Krubmein W.C., Slack H.A. The "Geological population" as a framework for analysing numerical data in geology. Liverpool and Manchester. - Geol. J., 1960, 2.
- Laffitte P. Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Paris, Masson et Cie, 1957.
- Pahalus P. Spectrophotometric determination of traces of phosphorous by an extraction method. - Analítica Química Acta, 1968, 40, 1-12.

А. С. Сахаров, Л. Я. Лапаева

#### РИТМИЧНОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АЛЮМИНИЯ, ЖЕЛЕЗА И ТИТАНА В КОМПЛЕКС-ПЛУТОНЕ ЛУЯВРИТОВ-ФОЙЯИТОВ-УРТИТОВ ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

При геологических исследованиях естествоиспытателю в большинстве случаев непосредственно доступно, как подчеркивал Амштутц (Amstutz, 1959), вещество (или его свойства, - А.С.) и распределение вещества (или его свойств, - А.С.) в пространстве. Уже распределение объектов во времени, т.е. геологическую последовательность событий, исследователь вынужден устанавливать при помощи рассуждения, привлекая известные ему свойства внешнего мира. Генетические построения - это лишь наиболее вероятное, при современном состоянии знаний объяснение причин (процессов), обусловивших возникновение наблюдаемых объектов.

Такие построения неизбежно противоречивы у различных авторов, поэтому главным в геологическом исследовании является описание объектов и их свойств по возможности с применением математических приемов. В геологических связях ведущими являются локальные, а не стохастические закономерности. Считается (Коллистов, 1956), что в геологических объектах существуют и координированное (направленное) изменение свойств, и случайные отклонения. Полагают также, что математически линия тенденции может быть представлена многочленом вида  $u_t = a_0 + a_1 t + a_2 t^2 - \dots + a_p = t^p$ , однако практически подбор такого многочлена в большинстве случаев невозможен (Петров, 1963). Поэтому приходится изыскивать иные способы количественного учета свойств объекта.

Примечательным случаем локальной закономерности в проявлении свойств объекта является ритмичность их измельчения. Ритмичность проявляется при многих явлениях природы, например при образовании волн в водных бассейнах и т. п. Для геологических объектов ритмичность распределения вещества выражается в слоистом их строении. В осадочных толщах ритмичность связана с одновременностью слоев и повторяемостью условий их возникновения во времени; в интрузивных массивах, наоборот, ритмичное сочетание слоев обусловлено геологической одновременностью их образования и сходством условий их возникновения. Ниже излагаются данные о ритмичном распределении атомов алюминия, железа и титана по нормальному разрезу комплекс-плутона луаявритов-фойяитов-уртитов третьей эруптивной фазы Ловозерского щелочного массива (Буссен, Сахаров, 1967, 1972).

Слово „ритм“ в буквальном переводе означает соразмерность. В ритмичной среде выделяются элементы ритмичности. Представление, что в геологических объектах длительность элементов ритмичности должна быть примерно одной и той же (Вистелиус, 1948), видимо, следует отвергнуть в большинстве случаев, кроме тех, где имеет место существование симметрии. Последняя представляет собой частный случай ритмичности, притом обладающий особыми свойствами. Поэтому приходится признать, что элементы ритмичности могут быть разновелики, но обязаны иметь сходство между собою — соразмерность свойств и повторяемость изменений этих свойств вдоль определяющего направления. Простой графический способ изображения ритмичности наиболее удобен для многих случаев. Именно этот способ и применен нами.

В первично-расслоенных массивах ритмичность устанавливается по колебаниям вещественного состава вдоль нормального разреза. Элементом ритмичности в первично-расслоенных массивах, по Уэджеру (Wager, 1953), является устойчиво повторяющееся сочетание двух (или нескольких) слоев пород. Каждый слой или каждая пластообразная залежь сложены одной и той же породой, состав и структура которой постоянны или очень постепенно изменяются по простиранию, несколько быстрее — по падению и значительно быстрее — по мощности слоев.

В комплекс-плутоне III эруптивной фазы Ловозерского щелочного массива завершенным элементом ритмичности является сочетание слоев массивной породы (вверху) и породы с ламинарной (трахитоидной) текстурой (внизу), причем эти два слоя или соединены между собой зоной быстрого перехода пород, или имеют отчетливую границу. Вверх и вниз (по разрезу) от этой границы состав и структура пород, образующих слои, изменяются более постепенно. В обычном типом элементе ритмичности массивные породы (сверху вниз): фойяиты, фойяит-ювиты, ювиты, уртиты, иногда ийолит-уртиты или такситовые ийолит-уртиты и полевошпатовые ийолиты. Ламинарные (трахитоидные) породы представлены различными луаявритами, луаяврит-ювитами, изредка трахитоидными фойяитами. При выделении элементов ритмичности обычно трахитоидные фойяиты присоединяют к фойяитам массивным. Возможно и другое деление на элементы ритмичности — от одной границы слоев массивных и трахитоидных пород до другой.

Строение комплекс-плутона III эруптивной фазы рассмотрено ранее (Буссен, Сахаров, 1967, 1972). Весь известный разрез разделен на 7 единиц ритма, каждая из которых, кроме седьмой, состоит из верхней более лейкократовой и нижней более меланократовой пачек. Число горизонтов и залежей, обогащенных фельдшпатоидами, равно 189 на 2200 м уже известного разреза. Общее число слоев, выделяемых при документации в масштабе 1:200, превышает 2000, но лежащий бок комплекс-плутона не достигнут. Доказательства геологической одновременности образования слоев рассмотрены особо (Буссен, Сахаров, 1967), нужно только дополнить их сведениями о направлениях отдельности в залежах такситовых пород, вскрытых в VII единице ритма пока только одной буровой скважиной.

Известно, что направления отдельности горных пород отражают скрытые напряжения, возникающие в твердом теле после его кристаллизации (Сахаров, 1969). Вещество в вязком состоянии не может сохранять не только следы прежних напряжений, но даже расколы: так, асфальт, разбитый ударом на куски, вновь слипается. Не могут сохраняться направления отдельности и при метасоматических превращениях горных пород, ибо исчезают носители прежних напряжений — кристаллы первичных минералов заменяются иными. Начальная и конечная горные породы в этом случае будут иметь различные направления отдельности. В направлениях отдельности пород комплекс-плутона, существующей в соседних слоях, сложенных различными разновидностями, всегда отмечаются небольшие различия, но в такситовых разновидностях, как правило, имеют одинаковые направления участки «матрицы» и «ключений», что видно даже в шлифах. Это и подтверждает геологическую одновременность такситовых пород в целом.

Для построения кривых распределения атомов алюминия, железа и титана по нормальному разрезу комплекс-плутона на оси абсцисс откладываются количества грамм-атомов элементов в  $1 \text{ см}^3$  вещества, на оси ординат — шкала нормальной мощности слоев. Так как наклонные буровые скважины при достаточной их глубине занимают положение, перпендикулярное границам слоев, то шкала глубин скважин может заменить шкалу нормальной мощности слоев. Геологические колонки по пересечениям строились в масштабе 1:200, но документировались детальнее, в масштабе от 1:20 до 1:5. Резких границ между слоями нет. На колонке границы проведены в местах перехода от одной породы к другой.

Провести непрерывное определение избранных нами компонентов по всему разрезу практически невозможно. Поэтому вычислены средние количества элементов для слоев каждой породы в данной части нормального разреза. Для этого использованы средние химические составы пород (Буссен, Сахаров, 1972) и частные определения. На графиках для алюминия, железа и титана построены ступенчатые линии, показывающие их количество по всем слоям разреза. Точки пересечения кривых распределения элементов и ступенчатых линий располагаются посередине горизонтальных отрезков последних, отвечающих границам соседних слоев. Направление наклона кривой у границ определяется из значений среднего количества элементов в двух рядом лежащих слоях. Площадь, ограниченная кривой распределения элементов, должна быть равна площади, ограниченной ступенчатой линией на данном интервале ординат. Положение точек перегиба кривой, т.е. минимумов и максимумов, получается графически и уточняется непосредственным наблюдением мест концентрации минералов при документации кернa.

Кривые распределения алюминия, железа и титана, построенные по разрезу комплекс-плутона III эруптивной фазы, ритмичны, имеют внутреннюю асимметрию и показывают резкие проявления локальных закономерностей. В частных пересечениях в зависимости от мощности слоев абсолютные величины минимумов и максимумов, а равно и площадь, ограниченная суммирующей

кривой, могут изменяться, но общая картина распределения элементов сохраняется. Усредненные значения удельного веса отдельных пород на графиках оставлены без генерализации.

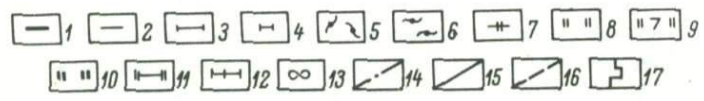
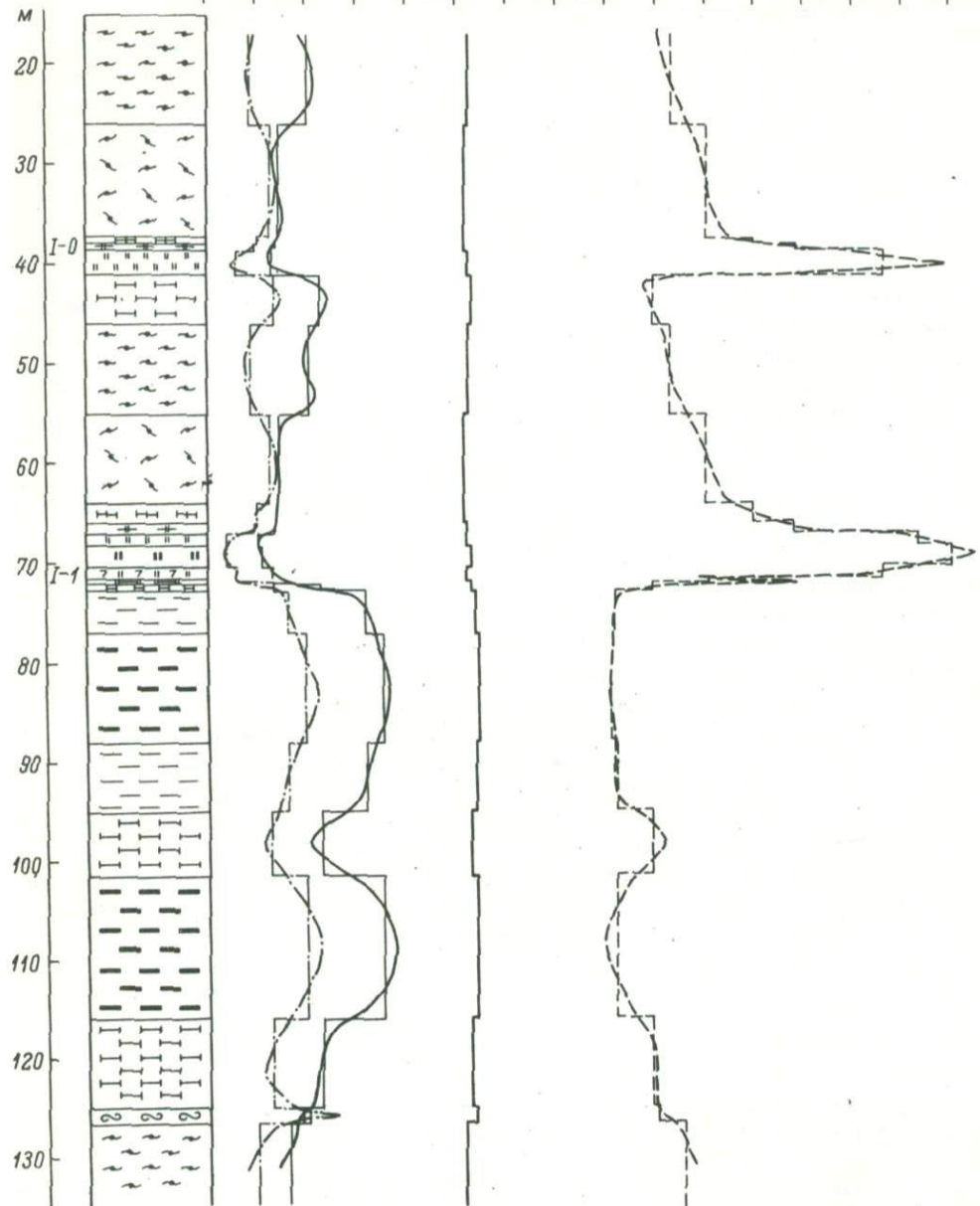
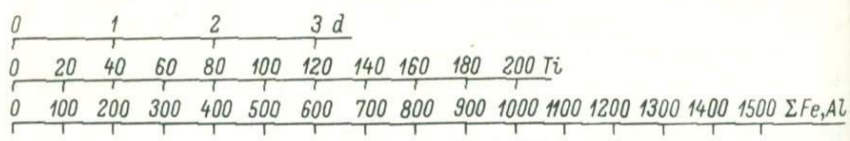
Из большого числа пересечений удобно выделить разрезы в пачках Iв + Iн, IIв + IIн, IIIв + IIIн (часть), IV в, часть пачки IV н, U1в и U1н и часть VII единицы ритма. Самые верхние по разрезу слои комплекс-плутона III эруптивной фазы сохранились на северном склоне горы Карнасург. Здесь в пачке Iв располагается два горизонта уртитов I-0 и I-1 (рис. 1). На остальной площади Ловозерского массива горизонт I-0 отсутствует (не проявился) или на этих местах разреза располагаются включения более ранних щелочных пород. Горизонт I-0 подстилается лейкократовыми **луявритами**, I-1 - обычными луювритами, ниже переходящими в меланократовые разновидности. В нем отчетливо проявились асимметрия кривых и обратная зависимость в распределении атомов алюминия и железа. Эта же особенность отмечается в пачках IIв + IIн (рис. 2).<sup>1</sup> По мере движения сверху вниз по разрезу в пачках Iв + Iн и IIв + IIн увеличивается концентрация титана, расположенная на самой границе массивных и трахитоидных пород. Такое же положение существует и в горизонте III-1 (рис. 3), где, однако, количество атомов железа в трахитоидных породах сравнительно невелико. Накопление титана здесь очень значительное, гораздо большее, чем в нижележащем мощном горизонте III-2, сложенном уртитом и ийолит-уртитом. Распределение атомов рассматриваемых элементов в пачке IIIн, там, где в ней находятся горизонты уртитов, подобно распределению в пачке IIн. В местах, где уртиты (или ювиты) отсутствуют, колебания кривой распределения атомов алюминия и железа подобны наблюдаемым на отрезке пачки Iн ниже горизонта I-1. Графическое изображение их не приводится. В пачке IVв + IVн (рис. 4), где в горизонте U1-1 находится слой анхимономинерального нефелинолита, форма кривой распределения атомов алюминия сложная; положения максимумов и минимумов алюминия и железа связаны обратной зависимостью. Особенно ясно это видно ниже горизонта IV-1, где в разрезе появляются луювриты. Максимумы для атомов титана отмечены лишь у висячего и лежащего бока горизонта IV-1. В этом же горизонте отмечен и минимум количества титана. Прочие максимумы и минимумы на этом отрезке разреза четко не устанавливаются.

Обратное положение минимумов и максимумов на кривых распределения атомов алюминия и железа наблюдается и внутри пачки IVн (рис. 5). Положение резкого максимума на кривой распределения атомов титана в горизонте IV-20 связано со слоем мелкозернистых луюврит-ювитов. Этот максимум располагается вблизи нижней границы интервала с повышенным количеством алюминия, но не совпадает с наибольшим накоплением алюминия в толще чередующихся слоев. Распределение атомов избранных нами элементов в верхней части U единицы ритма похоже на их распределение в пачке IVв (рис. 4) с той разницей, что здесь есть более резкий максимум титана (внизу пачки Uв, в горизонте IV-9). В пачке Uн форма кривых распределения алюминия и железа сходна с кривыми пачки IVн, хотя мелкозернистые луюврит-ювиты и не выступают здесь в роли преимущественных концентраторов титана.

Для U1 единицы ритма (рис. 6) отмечается как совпадение положения максимумов и минимумов железа, так и совпадение повышенного количества железа и алюминия. Это связано с содержанием указанных элементов в луюврит-ювите - породе, роль которой в разрезе возрастает: луюврит-ювит в элементах ритмичности U1 и VII единицы ритма занимает место луювритов верхней части разреза. В низах разреза не наблюдаются приуроченности максимумов титана к границе слоев массивных и трахитоидных пород и вместе с тем ни один из максимумов титана не достигает высоких значений.

1

Рис. 2, 4-7 см. на вкладках.



В низах пачки У1н в одном из двух известных пересечений отмечались высокие концентрации титана, подобно горизонту III-1, в другом — такой максимум отсутствовал. Кривые распределения алюминия, железа, титана в большей части разреза подобны изображенным на рис. 6. В VII единице ритма (рис. 7) распределение алюминия и титана обычно полярное. Распределение титана подобно распределению алюминия, но полного совпадения нет. Общим для кривых распределения алюминия в У1 и VII единицах ритма является меньшая величина размаха колебания сравнительно с верхами разреза (рис. 1, 2, 3), а максимумы сближены, так как слои тоньше.

Полученные нами кривые связаны с минеральным составом пород и отражают его изменения. Алюминий входит преимущественно в алюмосиликаты, в незначительной степени — в метасиликаты; железо входит в состав метасиликатов, частично — в состав цирконосиликатов. Титаносиликаты также обычно содержат железо, но их количество в породах незначительно. Там, где максимумы титана не зависят от положения максимумов железа, преобладающая часть титана входит в титанаты, а не в силикаты. Почти везде заметна связь между количеством железа и величиной удельного веса пород. На рис. 7 эта зависимость нарушается повышенным удельным весом более лейкократовых пород, обогащенных титанатами. Сравнение графиков показывает, что все элементы ритмичности уникальны — имеются подобные, но идентичных нет, так же как нет и одинаковых слоев даже одноименных пород и абсолютно одинаковых минералов в разных слоях (Буссен, Сахаров, 1972). Эта особенность должна быть свойственна всем первично-расслоенным массивам.

Ритмичность строения лучше всего проявляется на кривых распределения алюминия, имеющих и наибольший размах колебания. Плавность кривых распределения атомов алюминия по разрезу особенно отчетливо видна на рис. 1, 2 и 7. Вероятно, в этих местах разреза причина образования слоев, какая бы она ни была, проявилась единообразно на расстояниях, равных и даже больших, чем величина элемента ритмичности. В ряде случаев ритмичность строения улавливается не сразу; на кривой распределения алюминия соседствуют, чередуясь, подъемы и спады без видимой закономерности. Однако и в этом случае колебания количества атомов отражают слоистое строение комплекс-плутона и чередование интервалов с более и менее мощными слоями. Именно к зонам быстрой смены (перехода) слоев приурочены места накопления титана. В целом для всех случаев большие количества атомов титана в 1 см<sup>3</sup> породы располагаются близ нижних границ интервалов, обогащенных алюминием. Обратной зависимости не наблюдается, но очень часто вдоль нижней границы уртитовых (или ювитовых) слоев проходит прослой мощностью от 1 мм до 1 см, обогащенный титанатами, порою совместно с эвдиалитом и апатитом. По составу этот слой отвечает своеобразному ийолиту, в котором пироксен наполовину заменен рудными минералами.

На всех рисунках можно видеть отражение главной закономерности строения комплекс-плутона III эруптивной фазы, т.е. его первичную расслоенность. Интерпретация полученных результатов связана, таким образом, с выяснением способа образования слоев в первично-расслоенных интрузивных

Рис. 1. Распределение атомов Al, Fe и Ti по элементам ритмичности комплекс-плутона III эруптивной фазы в пачках Iв + In. Данные усредненного состава отнесены к колонке скв. 109 и 2.

1 — луаврит меланократовый, среднезернистый; 2 — луаврит среднезернистый; 3 — луаврит лейкократовый, среднезернистый; 4 — луаврит лейкократовый, мелкозернистый; 5 — фойяит массивный, среднезернистый; 6 — фойяит трахитоидный, среднезернистый; 7 — ювит среднезернистый; 8 — уртит; 9 — уртит полевошчатовый; 10 — уртит меланократовый; 11 — луаврит-ювит среднезернистый; 12 — фойяит-ювит среднезернистый; 13 — пегматоид; 14 — распределение атомов Ti; 15 — распределение атомов Fe; 16 — распределение атомов Al; 17 — распределение удельного веса ( $d$ ).

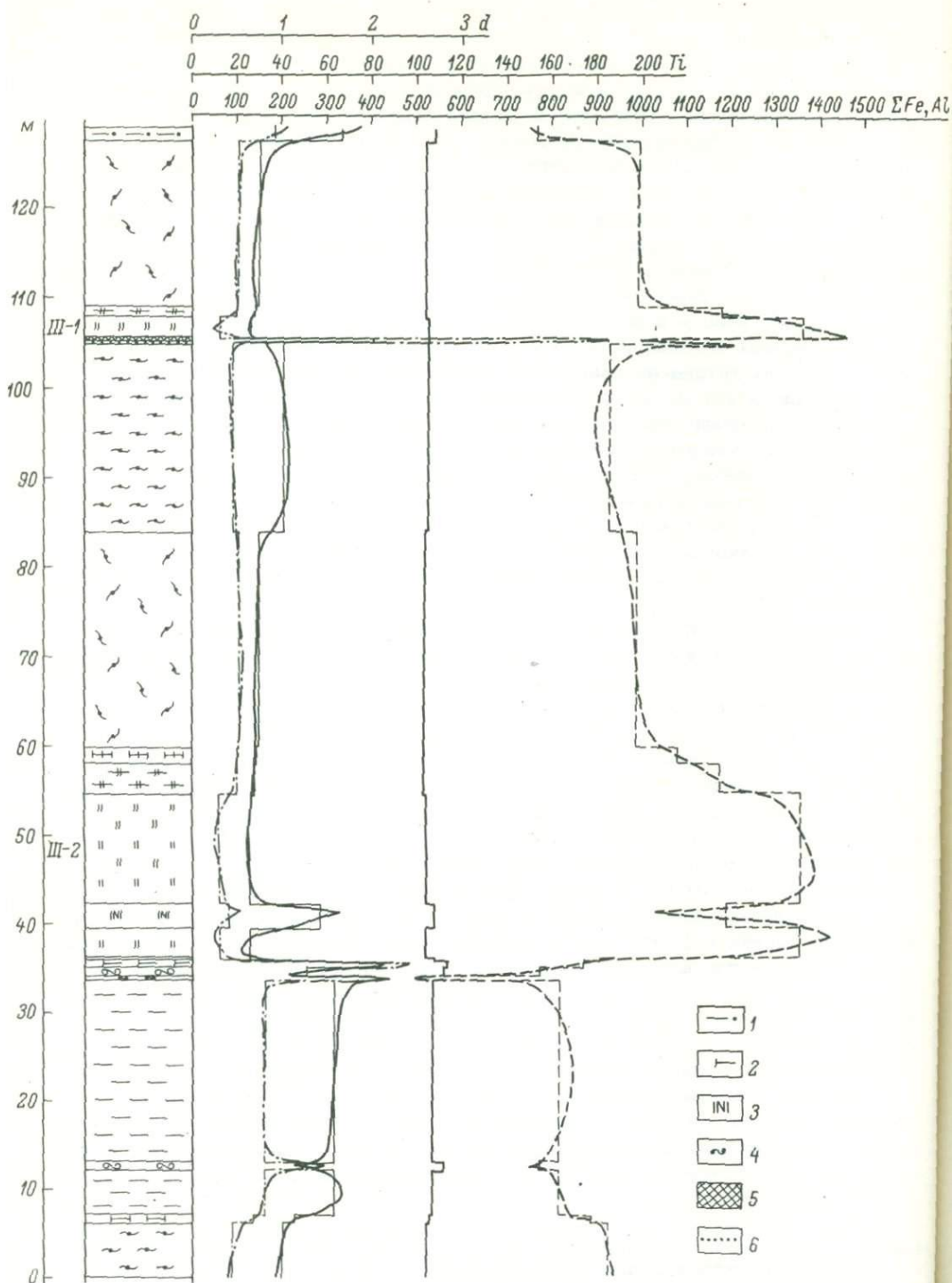


Рис. 3. Распределение атомов  $Al$ ,  $Fe$  и  $Ti$  по элементам ритмичности комплекс-плутона III эруптивной фазы в пачке IIIв + IIIн (часть). Данные усредненного состава отнесены к колонке скв. 1 и 2.

1 - луаврит амфиболовый, среднезернистый; 2 - луаврит, обогащенный нефелином (переход к луаврит-ювиту); 3 - ийолит-уртит; 4 - пегматоид меланократовый; 5 - малиньит; 6 - сиенит. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

массивах. Краткий обзор существующих гипотез по этому вопросу был опубликован ранее (Буссен, Сахаров, 1972). Большинство петрографов считает, что наблюдаемые соотношения слоев разного состава и структуры представляют собой результат механического перемещения (всплывания и погружения) кристаллов в затвердевающем субстрате. Предполагается, что такое разделение совершается или в покое, или в движении. Часть петрографов полагает, что слоистость обусловлена повторным внедрением по параллельным расколам расплавов, обогащенных, по мнению одних, алюминием, других – железом. Некоторые исследователи усматривают в расслоенности результат зонной плавки, не детализируя ход процесса. Существуют мнения, что слои являются результатом метасоматоза; иные думают, что слоистое строение интрузивных массивов возникает при перераспределении вещества под влиянием динамических воздействий в процессе внедрения. Многие геологи утверждают, что слоистое строение присуще только осадочным образованиям, и поэтому расслоенным массивам полнокристаллических горных пород они приписывают первично-осадочное происхождение. Видимо, проведенные до настоящего времени эксперименты и результаты полевых исследований еще недостаточны для окончательных выводов.

Нам представляется наиболее вероятным высказанное в 1900 г. Ф.Ю. Левинсон-Лессингом предположение о том, что разделение на слои с разным содержанием элементов происходило еще в расплавленном состоянии. Тогда полученные нами кривые отражают распределение атомов различных элементов в эруптивном субстрате до его затвердевания. Изображенные на рисунках пересечения в природе наклонены к горизонту под углами  $85-35^{\circ}$  соответственно наклону слоев  $5-55^{\circ}$ . Из принятого предположения следует, что в момент своего возникновения слои должны были располагаться субперпендикулярно воздействию гравитационного поля.

Очевидно, что генезис первичной расслоенности не может быть выяснен при изучении единичных интрузивов. Для решения этого вопроса требуются широкие обобщения и эксперименты. Необходимой ступенью является получение данных для различных массивов в сравнимом виде. Полагаем, что исползуемый нами прием для выявления распределения атомов различных элементов по разрезу первично-расслоенных массивов пригоден для изображения результатов исследования интрузивов различного состава вне зависимости от генетических концепций авторов.

## Л и т е р а т у р а

- Буссен И.В., Сахаров А.С. Первичная расслоенность интрузивных массивов как проявление магматической дифференциации. – В кн.: Магматические образования Кольского полуострова, М.-Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Геология Ловозерских тундр. Л., „Наука“, 1967.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л., „Наука“, 1972.
- Вистелиус А.В. О некоторых аналитических методах исследования ритмичности. – Сов. геология, 1948, № 28.
- Каллистов П.Л. Изменчивость оруденения и плотность наблюдений при разведке и опробовании. – Сов. геология, 1956, № 53.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Геологический очерк Южно-Заозерной дачи и Денежкина Камня на Северном Урале. – Избр. тр., т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1949 (первая публикация 1900).

- Петров А. А. Применение математической статистики для решения основных вопросов разведки месторождений. - Сов. геология, 1963, № 8.
- Сахаров А. С. Трещины отдельности в кристаллических горных породах как отражение механических напряжений, испытанных породами. - В кн.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы (материалы к совещанию 13-17 октября 1969). Л., ВСЕГЕИ, 1969.
- Amstutz G. C. Time criteria in ore genesis: a revision. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, vol. 70, N 12.
- Wager Z. R. Layered Intrusions (notes of three lectures given to Danish Geological Society in November, 1952). - Medd. Dansk. Geol. fören, 1953, vol. XII.

В. К. Каржавин

### УГЛЕВОДОРОДНЫЕ ГАЗЫ ХИБИНСКОГО МАССИВА И ИХ СВЯЗЬ С ЩЕЛОЧНЫМ КОМПОНЕНТОМ МИНЕРАЛОВ И ПОРОД

Термодинамический метод исследования геохимических процессов может способствовать решению ряда вопросов, связанных с выяснением генезиса горных пород и порядка кристаллизации минералов из расплава, состава магматической газовой фазы и возможных реакций с ее участием в зависимости от изменения физико-химической обстановки. Любая природная газовая система, содержащая в своем составе равновесные продукты превращения на основе С, Н, О, S и др. элементов, является не конечной, а постоянно изменяющейся из-за своей специфичности в зависимости от Р-Т-условий среды. Состав газовой фазы включений позволяет решать и обратные задачи - определение термодинамической обстановки в момент кристаллизации.

Для данной цели значительный интерес представляют проведенные исследования газовой фазы изверженных горных пород и минералов ряда интрузивных щелочных массивов. Присутствие в них углеводородных газов и дисперсного битуминозного вещества наряду с водородом, аморфным углеродом и другими позволяет предполагать существование определенной (восстановительной) обстановки, способствующей их синтезу и сохранению при определенных Р и Т. Условия нахождения и изотопные исследования позволили сделать вывод об абиогенной их природе при условии глубинной генерации щелочной магмы и последующего процесса формирования Хибинского массива с соответствующей кристаллизационной дифференциацией пород и породообразующих минералов (Петерсилье, 1964; Лебедев, Петерсилье, 1964; Галимов, Петерсилье, 1967).

Проведенные Л. Н. Когарко (1970) термодинамические исследования активностей и фугитивностей ряда компонентов агапитовых нефелиновых сиенитов позволили выявить некоторые особенности в их распределении и теоретически оценить состав магматической газовой фазы в предкристаллизационном процессе. Было установлено, что формирование щелочных пород и минералов могло осуществляться только при сравнительно низкой величине парциального давления кислорода. Вероятно, этим и объясняется появление ряда особенностей в процессе их кристаллизации. Характерные условия данной среды и наличие необходимых компонентов, т.е. водорода и углерода, позволяют счи-

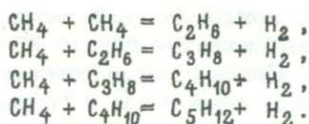
тать, что углеводородные соединения могли не только синтезироваться, но и сохраняться в равновесии с твердой фазой при высоких температуре и давлении. Это хорошо показано Л. Н. Когарко на примере сосуществования метана в равновесии с аморфным углеродом.

#### Логарифмы летучестей газообразных компонентов

$T, ^\circ\text{C}$	$\lg f [\text{H}_2]$	$\lg f [\text{CH}_4]$	$\lg f [\text{C}_2\text{H}_6]$	$\lg f [\text{C}_3\text{H}_8]$	$\lg f [\text{C}_4\text{H}_{10}]$	$\lg f [\text{C}_5\text{H}_{12}]$	$\lg f [\text{CO}]$	$\lg f [\text{CO}_2]$	$\lg f [\text{O}_2]$
525	1.27 <sup>x</sup>	2.67 <sup>x</sup>	-1.192	-4.675	-7.619	-11.345	-0.02 <sup>x</sup>	1.99 <sup>x</sup>	-23.79 <sup>x</sup>
400	0.94 <sup>x</sup>	3.07 <sup>x</sup>	-0.835	-4.237	-7.148	-10.817	-1.81 <sup>x</sup>	0.51 <sup>x</sup>	-30.12 <sup>x</sup>
300	0.82 <sup>x</sup>	3.96 <sup>x</sup>	0.236	-2.841	-5.489	-8.854	-3.90 <sup>x</sup>	-1.28 <sup>x</sup>	-37.18 <sup>x</sup>
25	-1.452	5.999	1.408	-1.691	-4.254	-7.247	-61.477	-11.912	-81.050

<sup>x</sup> Данные Л. Н. Когарко (1970).

Мы позволили себе продолжить расчеты летучестей, проведенных Л. Н. Когарко (1970), для более сложных углеводородных соединений, синтез которых оказался термодинамически возможным на основе метана по схеме, рассчитанной нами для случая высоких температур и давлений (Каржавин, Вендилло, 1970):



Полученные расчетные данные распределения гомологов метана (см. таблицу) подтверждают вывод Л. Н. Когарко (1970) о том, что с падением температуры и давления летучесть газовой фазы, содержащей углеводородные соединения, значительно возрастает по сравнению с летучестью  $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}$  и  $\text{CO}_2$ . Следует отметить, что полученная летучесть кислорода при  $T = 25^\circ\text{C}$  хорошо совпадает с данными Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста (1968), исследовавших устойчивость воды для этих условий. Из таблицы видно, что снижение температуры и величины парциального давления кислорода заметно сказывается на компонентном составе газовой фазы. По нашему мнению, полученный материал и данные Л. Н. Когарко (1970) можно считать верными только для газовой фазы магматического этапа, а в области низких температур — для включений, не измененных гидротермальными растворами. Гидротермальная стадия, характерная более окислительными условиями, благоприятна скорее для преобразования существующих (синтезированных в области высоких  $P$  и  $T$ ) предельных углеводородов и простейших соединений углерода в новые, более сложного химического состава с захватом  $S$ ,  $O$ ,  $N$ ,  $Cl$  и других элементов из окружающей среды. Действительно, в породах, подверженных постмагматическим воздействиям, битуминозное вещество в своем составе уже имеет кислород (спирто-бензольные смолы преобладают над бензольными), метано-нафтеновая фракция отсутствует (Петерсилье, Яшина, 1970).

Рядом исследователей (Петерсилье, 1964, и др.) была установлена сингенетичность газов и битуминозного вещества с породами и минералами, в которых они находятся и куда могли попасть только в процессе кристаллизации магматического расплава. Кроме того, подмечено, что содержание газов и битуминозного вещества зависит от минерального состава пород. Наибольшее количество газа содержится в нефелинсодержащих породах — хибините и ийолит-уртите (до  $238 \text{ см}^3/\text{кг}$  породы). Содержание щелочей в минералах данных пород (в виде  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ ) составляет от 6 до 13,5%, в то время как в исходной магме (по Куплетскому, 1937) их концентрация ниже — от 4,9 до 5,8%. Следовательно, с самим фактом концентрирования избыточного количества щелочей по сравнению с теоретически исходной магмой каким-то образом связано присутствие углеводородных соединений. Вместе с тем роль щелочей может быть интересна тем, что при высокой температуре они могут быть ингибиторами, препятствующими развитию цепных реакций разложения углеводородных соединений при резком снижении давления. Как было показано экспериментальными работами, присутствие щелочных металлов и их гидроксидов почти полностью подавляет крекинг и деструкцию парафиновых и нафтеновых углеводородов как при атмосферном, так и при высоком давлении в температурном интервале  $600\text{--}800^\circ\text{C}$  (Паушкин и др., 1969). Подавление крекинга углеводородных соединений эти авторы объясняют взаимодействием щелочей с образовавшимися свободными радикалами органических соединений, в результате чего нарушается развитие цепей и крекинг не наступает, что наблюдалось бы без ингибитора при высокой температуре. Подобное взаимодействие между щелочными ионами и углеводородными молекулами вполне возможно в щелочной магме. Необходимая для этого щелочь находится уже в ионной форме (не в связанном состоянии), и обособлена в расплаве от структурно-упорядоченных анионных группировок (сиботаксических). Мысль о возможном существовании минералоорганических комплексов (клатратных) в щелочных породах Хибинского массива высказывалась Р. Б. Зезиным (1968) на основании изученного им битуминозного вещества, выделенного из гакманита.

Таким образом, исходя из изложенного выше можно заключить, что условия, при которых были образованы щелочные породы и минералы в процессе кристаллизации магматического расплава, могли способствовать не только синтезу, но и сохранению углеводородных газов и битуминозного вещества.

Углеводородные вещества пород щелочных массивов характеризуются первичностью взаимоотношения с сопутствующим комплексом минералов и являются полноправными парагенетическими членами последовательно развивающихся процессов минералообразования. В связи с этим летучие компоненты высокотемпературного расплава щелочной магмы, вероятно, уже в глубинных зонах земной коры могли содержать в своем составе некоторые предельные углеводороды и ряд соединений на основе углерода, что подтверждается термодинамическими расчетами. Последующие этапы кристаллизации магмы и постмагматические процессы могли способствовать распределению углеводородных соединений между породами и минералами в зависимости от их „щелоченасыщенности“.

По данным Л. Н. Когарко (1970), летучесть кислорода в буфере QFM значительно меняется с понижением температуры. Поэтому можно полагать, что по мере остывания магматического расплава в процессе кристаллизационной дифференциации с изменением величины парциального давления кислорода в равновесной системе твердое тело  $\rightleftharpoons$  расплав + летучие будет меняться количество щелочей одновременно с содержанием углеводородных соединений в остаточном расплаве. При этом более богатые щелочами породы и минералы (низкая величина парциального давления кислорода) будут содержать значительное количество углеводородных газов магматического происхождения по сравнению с теми, которые бедны щелочами (Каржавин, 1971). Проведен-

ный анализ соотношения углеводородных газов с концентрацией щелочей (в виде  $\text{Na}_2\text{O}$ ) в щелочных минералах Хибинского массива позволил выявить определенную зависимость (см. рисунок). Из приведенных данных видно, что минералы четко разбиваются на две группы как по содержанию метана, так и по распределению в них щелочей:

1) I группа: апатит, нефелин, эгирин, полевой шпат и сфен – минералы магматической стадии;

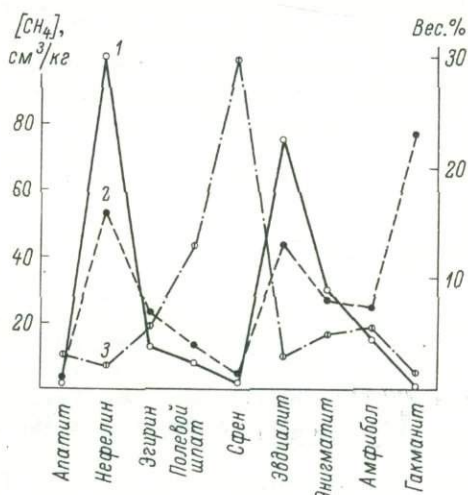
2) II группа: эвдиалит, энigmatит, амфибол и гакманит – по времени выделения эти минералы отвечают эпимагматической и пегматоидной стадиям.

Высокие концентрации щелочи соответствуют повышенному содержанию метана. Наибольшее количество щелочи (соответственно углеводородных газов) было захвачено в процессе кристаллизации нефелином и эвдиалитом. По мере „снижения“ температуры хорошо устанавливается, что содержание щелочей явно зависит от химического состава каждого выкристаллизованного минерала. С другой стороны, изменение щелочности, соотношения и концентраций компонентов в остаточном расплаве–растворе вызывает и предопределяет выделение следующего минерала.

Следует отметить, что в щелочных породах Хибинского массива встречается ряд минералов, содержащих значительное количество щелочей как в своем составе, так и в виде примесей, имеющих довольно низкую величину отношения  $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$  и низкое содержание метана (до  $1 \text{ см}^3/\text{кг}$ ). К таким минералам следует отнести гакманит (содалит), натролит, уссингит и рамзаит.<sup>1</sup> Кроме последнего, по генезису эти минералы вторичные, образовавшиеся на постмагматической гидротермальной стадии из породообразующих минералов (первые три из нефелина под воздействием растворов). По-видимому, низкое содержание газа в них объясняется тем, что в процессе переработки гидротермальными растворами нефелина и формирования нового минерала происходило либо почти полное удаление всевозможных примесей и углеводородных соединений, либо шел процесс преобразования их в нелетучую фракцию сложных органических веществ за счет повышения окислительной обстановки на данном этапе (Винклер, 1969). Это предположение подтверждается проведенными исследованиями В.Н. Флоровской с сотрудниками (1968), в результате которых установлено, что с переходом от магматического к пегматоидному и гидротермальному процессам падает содержание углеводородных газов и возрастает доля сложных органических соединений (ароматических).

Рамзаит в отличие от описанных выше минералов имеет магматическое происхождение (рамзаит I генерации) и при содержании в нем значительного количества щелочей может иметь в своем составе большое количество углеводородных газов.

Таким образом, причина существования углеводородных соединений в щелочных породах и минералах становится более ясной, если учитывать об-



Зависимость между содержанием метана (1),  $\text{Na}_2\text{O}$  (2) и отношением  $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$  (3) в некоторых минералах Хибинского щелочного массива.

<sup>1</sup> Уссингит и рамзаит редко встречаются в щелочных породах Хибин, поэтому исследованиям на содержание углеводородных газов они не подвергались.

щую эволюцию щелочной магмы при ее внедрении в интрузию, роль щелочей как ингибиторов, прелятствующих процессу крекинга предельных углеводородов, синтезированных в области высоких  $P$  и  $T$ , и определенную термодинамическую обстановку, характеризующуюся низкой величиной парциального давления кислорода.

Изложенное выше объяснение физико-химической природы образования и существования углеводородных газов не может претендовать на исчерпывающий ответ о их генезисе. Предлагаемая гипотеза скорее позволяет объяснить возможную причину сохранения и неравномерного содержания углеводородных газов в породах и минералах щелочных массивов. Кроме того, приведенные данные дополняют возможность решить спорный вопрос о происхождении и причине существования углеводородных соединений в магматическом расплаве и на различных стадиях минералообразования (на примере щелочных пород и минералов Хибинского массива).

## Л и т е р а т у р а

- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., „Мир“, 1969.
- Галимов Э.М., Петерсилье И.А. Об изотопном составе углерода углеводородных газов и  $CO_2$ , содержащихся в изверженных породах Ловозерского, Хибинского и Илимауссакского массивов. - Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 4.
- Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М. „Мир“, 1968.
- Зезин Р.Б. Углеродистые вещества Хибинского щелочного массива (минералогия, геохимия, генезис). - Автореф. дисс., М., МГУ, 1968.
- Каржавин В.К., Вендилло В.П. Термодинамическое равновесие и условия существования углеводородных газов в магматическом процессе. - Геохимия, 1970, № 10.
- Каржавин В.К. Влияние окислительной обстановки минералообразующей среды на существование в ней углеводородных газов. - Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, Апатиты, Изд-во КФ АН СССР, 1971, вып. 2.
- Когарко Л.Н. Термодинамические активности компонентов агпайтовых нефелиновых сиенитов и их использование для решения задач геохимии. - Геохимия, 1970, № 4.
- Куплетский Б.М. Петрографический очерк Хибинских тундр. - В кн.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Лебедев В.С., Петерсилье И.А. Об изотопном составе углерода углеводородных газов и битумов изверженных пород Кольского полуострова. - Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 5.
- Паушкин Я.М., Лосев Ю.П., Ананьев П.Г. Подавление термической деструкции (крекинга) углеводородов щелочными металлами и их гидроокисями при 400-800°. - Нефтехимия, 1969, IX, № 1.
- Паушкин Я.М., Лосев Ю.П., Ананьев П.Г. Подавление крекинга низкомолекулярных ( $C_7-C_{18}$ ) и высокомолекулярных углеводородов (полиолефинов) щелочными металлами и их гидроокисями. - Изв. АН СССР, 1969, сер. хим., № 6.
- Петерсилье И.А. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. М.-Л., „Наука“, 1964.

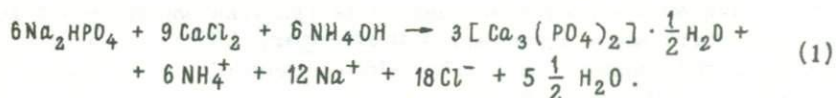
- Петерсилье И. А., Яшина Р. М. Использование газовой составляющей для познания генезиса тувинских щелочных пород. - Изв. АН СССР, 1970, сер. геол., № 2.
- Ферсман А. Е. Общая характеристика Хибинских минералов. - В кн.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Флоровская В. Н., Зезин Р. Б., Овчинникова Л. И., Пиковский Ю. И., Теплицкая Т. А. Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. М., "Наука", 1968.

В. И. Скиба, А. П. Денисов,  
В. М. Кудряшов

### СИНТЕЗ КАЛЬЦИЕВОГО ФТОРАПАТИТА

Вопросам синтеза соединений со структурой апатита посвящено много публикаций, но интерес к ним до сих пор не ослабевает. Различные способы синтеза апатита и трудности, встречающиеся при этом, описаны в ряде статей и обзоров (Делицын, Мелентьев, 1966; Akavan-Niaki, 1961; Monseni-Koutchesfehanis, 1961; Wallaey, 1952; Winand, 1961). Как правило, синтез апатита проводится в две стадии: 1) получение гидратов щелочноземельных ортофосфатов; 2) получение апатита спеканием ортофосфата с соответствующим галогенидом.

Для синтеза трикальцийфосфата используется реакция

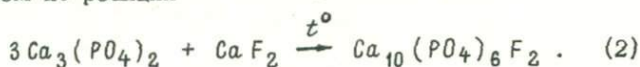


Нами проводилось изучение паровой фазы кальциевого фторапатита, синтезированного по вышеописанной схеме. В кварцевую ампулу длиной 500 мм, эвакуированную до  $10^{-7}$  мм рт. ст., помещался платиновый микротигель с навеской исследуемого вещества  $\approx 1$  г. Нижняя часть ампулы с микротиглем устанавливалась в печь, а верхняя часть охлаждалась водой и являлась конденсатором паров. Продолжительность опыта при температуре  $1200^\circ\text{C}$  составляла 30 час. Было установлено, что в продуктах конденсации паров присутствует в основном фторид натрия.

Вероятно, при протекании реакции (1) ионы натрия входят в структуру трикальцийфосфата. Чтобы исключить возможность вхождения натрия в структуру апатита, синтез его был проведен нами следующим образом. Трикальцийфосфат был получен методом двойного разложения в растворе между растворимыми солями кальция и фосфата (Heughebart, Montel, 1970).

Раствор кальциевой соли (47 г  $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  на 550 мл дистиллированной воды, в которую добавляется 40 мл  $\text{NH}_4\text{OH}$ ,  $d = 0.92$ ), быстро сливают при комнатной температуре в раствор фосфата (26 г  $(\text{NH}_4)_2\text{PO}_4$  на 1300 мл дистиллированной воды, в которую добавляется 40 мл  $\text{NH}_4\text{OH}$ ,  $d = 0.92$ ). Образующийся осадок отделяют от раствора фильтрацией и промывают водой, содержащей 5 мл  $\text{NH}_4\text{OH}$  на 1 л, до исчезновения ионов нитрата. Непременным условием при этом является большая поверхность фильтрации (Heughe-

bart, Mouél, 1970). В нашем случае поверхность фильтрации составляла 0,07 м<sup>2</sup>. Осадок высушивался при 70°C и прокаливался в муфельной печи в течение трех часов при 900°C. Прокаленный трикальцийфосфат спекался с фтористым кальцием по реакции



Для получения однородной смеси по всему объему шихта из трикальцийфосфата и фторида кальция общим весом не более 5 г перемешивалась в бюксе, а затем перетиралась в агатовой ступке. Продолжительность реакции (2) на воздухе 1 час. Дилатометрическим изучением установлено, что твердофазный синтез кальциевого фторапатита начинается с 550°C (Wallaeys, 1952), однако для более быстрого и полного протекания реакции ее следует проводить при температуре  $\approx 800^\circ\text{C}$ .

Рентгеноструктурное изучение синтетического фторапатита проводилось одновременно на дифрактометре ДРОН-1,  $\text{Cu}$ ,  $\lambda = 1,54178\text{Å}$  и в камере РКУ-114 М,  $D_K = 114,59\text{ мм}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\lambda = 1,93728\text{Å}$ . В обоих случаях в качестве эталона использовался  $\text{NaCl}$ .

Углы отражения на дифрактометре промерялись по середине пика на высоте 2/3 от основания. Окончательные углы отражения приняты средние между данными дифрактограммы и порошковой рентгенограммы, причем расхождения значений углов были незначительны.

Интенсивности отражений замерялись по дифрактограмме за вычетом фона. Максимальный пик принят за 100.

Результаты рентгеновского изучения синтетического фторапатита показали полное сходство его дифракционной картины с синтетическим фторапатитом (Bhatnagar, 1970) и природным фторапатитом (Михеев, 1957). Хорошее совпадение имеют и параметры элементарной ячейки (см. таблицу). Часть линий в области малых углов отражения при изучении природного фторапатита автору, вероятно, не удалось уловить (зафиксировать) из-за сильного фона, а в конце порошкограмма обрывается на  $d = 1,424\text{Å}$ . Но даже такое количество линий вполне достаточно для характеристики элементарной ячейки фторапатита. Отсутствие у Батнагара (Bhatnagar, 1970) очень характерной для фторапатита линии с  $d = 1,77$  (4150) можно объяснить только пропуском при переписывании таблицы.

Межплоскостные расстояния и параметры элементарной ячейки (Å)

№ п/п	hkl	Синтетический фторапатит авторов		Синтетический фторапатит (Bhatnagar, 1970)		Природный фторапатит (Михеев, 1957)		
		J/J <sub>1</sub>	d, Å (экспер.)	d, Å (рассчит.)	J/J <sub>1</sub>	d, Å (экспер.)	J/J <sub>1</sub>	d, Å
1	1000	10	8.10	8.11	11	8.08	-	-
2	10 $\bar{1}$ 1	7	5.24	5.24	2	5.25	-	-
3	20 $\bar{2}$ 0	12	4.06	4.06	8	4.053	-	-
4	11 $\bar{2}$ 1	10	3.870	3.872	7	3.873	-	-
5	0002 $\beta$	12	(3.82)	-	-	-	-	-
6	0002	44	3.443	3.443	19	3.440	3	3.432
7	10 $\bar{1}$ 2	12	3.168	3.169	7	3.167	-	-
8	21 $\bar{3}$ 1 $\beta$	24	(3.09)	-	-	-	-	-
9	21 $\bar{3}$ 0	24	3.065	3.065	24	3.063	3	3.060
10	30 $\bar{3}$ 0 $\beta$	13	(2.99)	-	-	-	1	(2.975)

Таблица (продолжение)

№ п/п	<i>hkl</i>	Синтетический фторапатит авторов			Синтетический фторапатит (Bhatnagar, 1970)		Природный фторапатит (Михеев, 1957)	
		<i>J/J<sub>1</sub></i>	<i>d</i> , Å (экспер.)	<i>d</i> , Å (рассчит.)	<i>J/J<sub>1</sub></i>	<i>d</i> , Å (экспер.)	<i>J/J<sub>1</sub></i>	<i>d</i> , Å
11	20 $\bar{2}$ 2 $\beta$	10	(2,89)	-	-	-	1	(2,884)
12	2 $\bar{1}$ 31	100	2,800	2,801	100	2,801	10	2,798
13	1 $\bar{1}$ 22	30	2,773	2,774	27	2,772	4	2,769
14	30 $\bar{3}$ 0	53	2,703	2,703	67	2,702	6	2,702
15	20 $\bar{2}$ 2	27	2,625	2,624	18	2,624	3	2,616
16	30 $\bar{3}$ 1	5	2,515	2,516	6	2,516	1	2,517
17	31 $\bar{4}$ 0	5	-	-	-	-	1	(2,477)
18	21 $\bar{3}$ 2	5	2,290	2,289	-	-	1	2,289
19	31 $\bar{4}$ 0	21	2,250	2,249	30	2,250	2	2,248
20	31 $\bar{4}$ 1	15	(2,139)	2,138	6	2,139	1	(2,135)
21	31 $\bar{4}$ 2 $\beta$	4	(2,080)	-	-	-	-	-
22	1 $\bar{1}$ 23	4	2,059	2,061	4	2,060	1	2,057
23	40 $\bar{4}$ 0	10	(2,028)	(2,028)	4	2,029	1	(2,026)
24	22 $\bar{4}$ 2	31	1,9361	1,9360	22	1,935	3	1,937
25	31 $\bar{4}$ 2	12	1,8820	1,8830	12	1,881	1	1,883
26	21 $\bar{3}$ 3	28	1,8362	1,8373	24	1,835	6	1,838
27	32 $\bar{5}$ 1	10	1,7959	1,7963	17	1,796	3	1,795
28	41 $\bar{5}$ 0	10	1,7690	1,7696	-	-	3	1,769
29	40 $\bar{4}$ 2	10	1,7470	1,7472	12	1,747	3	1,745
30	0004	11	1,7215	1,7216	7	1,720	3	1,720
31	22 $\bar{4}$ 3	8	1,6387	1,6391	8	1,639	1	1,637
32	32 $\bar{5}$ 2	3	1,6369	1,6370	5	1,634	-	-
33	31 $\bar{4}$ 3	5	1,6062	1,6066	2	1,607	1	1,605
34	42 $\bar{6}$ 0	5	1,5328	1,5329	5	1,534	1	1,533
35	40 $\bar{4}$ 3	5	1,5200	1,5196	4	1,520	1	1,521
36	21 $\bar{3}$ 4	4	1,5020	1,5010	2	1,501	1	1,498
37	42 $\bar{6}$ 1	6	1,4967	1,4960	2	1,497	-	-
38	50 $\bar{5}$ 2	7	1,4670	1,4674	7	1,469	2	1,468
39	30 $\bar{3}$ 4	6	1,4521	1,4520	4	1,453	1	1,452
40	32 $\bar{5}$ 3	6	1,4452	1,4455	4	1,446	1	1,445
41	51 $\bar{6}$ 1	5	1,4249	1,4252	7	1,426	1	1,424
42	43 $\bar{7}$ 0	2	1,3335	1,3334	1	1,335	-	-
43	43 $\bar{7}$ 1	3	1,3096	1,3090	7	1,311	-	-
44	52 $\bar{7}$ 0	4	1,2992	1,2990	4	1,300	-	-
45	52 $\bar{7}$ 1	5	1,2760	1,2762	4	1,276	-	-
46	43 $\bar{7}$ 2	3	1,2440	1,2434	2	1,247	-	-
47	61 $\bar{7}$ 0	-	-	-	-	-	-	-
48	41 $\bar{5}$ 4	5	1,2343	1,2340	6	1,235	-	-
49	51 $\bar{6}$ 3	5	1,2310	1,2300	5	1,231	-	-
50	61 $\bar{7}$ 1	6	1,2171	1,2174	7	1,217	-	-
51	44 $\bar{8}$ 0	4	1,1704	1,1706	2	1,172	-	-
	<i>a<sub>0</sub></i>		9,365 ± 0,001 Å			9,3680 Å		9,36±0,01 Å
	<i>c<sub>0</sub></i>		6,886 ± 0,001 Å			6,8868 Å		6,88±0,01 Å
	<i>c<sub>0</sub> : a<sub>0</sub></i>		0,7353			0,735		0,7350
	Объем		523,01 Å <sup>3</sup>			523,4Å <sup>3</sup>		522,0 Å <sup>3</sup>

## Литература

- Делицын Л.М., Мелентьев Б.Н. Синтез апатита (литературный обзор). - В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. М., „Наука“, 1966.
- Михеев В.Н. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Akaran-Niaki A.N. Contribution a l'étude des substitutions dans les apatites. - Ann. chim., ser. 13, 6, 1-2, 1961.
- Bhatnagar V.M. The cell parameters of synthetic fluorapatite,  $Ca_{10}(PO_4)_6F_2$  - Rev. roum. chim., 1970, 15, N 1.
- Heughebart L.C., Montel G. Preparation de l'orthophosphate tricalcique pur. - Bull. Soc. chim. France, 1970, N 8-9.
- Monseni-Kontchesfehani S. Contribution a l'etude des apatites barytiques. - Ann. chim., 1961, 6, N 5-6, 13 serie.
- Wallaey R. Contribution a l'etude des apatites phosphocalciques. - Ann. chim., 1952, 7, N 11-12, 12 serie.
- Winand L. Etude Physico-chimique du phosphate tricalcique hydrate et de l'hydroxyapatite. - Ann. chim., 1961, 6, N 9-10, 13 serie.

Л. В. Козырева, Р. А. Филатова

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ НЕФЕЛИНСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД  
МАССИВА ГРЕМЯХА-ВЫРМЕС

Массив Гремяха-Вырмес, расположенный в северо-западной части Кольского полуострова, хорошо известен по работе А. А. Полканова и Н. А. Елисеева (1941). Эти сведения были обобщены и дополнены в более поздних монографиях (Полканов и др., 1967; Кухаренко и др., 1971). Массив занимает площадь около 100 км<sup>2</sup> и является сложным многофазным первично-расслоенным плутоном. В строении массива принимают участие три комплекса пород: наиболее древний комплекс основных и ультраосновных пород (габбро-перидотиты), комплекс щелочных пород и комплекс щелочных гранитов. Возраст массива, по данным абсолютного геологического датирования, равен 1960-1970 млн лет.

Проведенные авторами исследования касались в основном пород щелочного комплекса. Эти породы распространены в центральной части массива, слагая на севере п-ов Эгириновы наволок, на юге - гору Вырмес. Обнажения щелочных пород занимают общую площадь около 3 км<sup>2</sup>, часть выходов задернована и заболочена.

Детально щелочные породы массива Гремяха-Вырмес (геологические взаимоотношения и петрографические особенности) были изучены Н. А. Елисеевым (Полканов, Елисеев, 1941; Полканов и др., 1967).

Среди щелочных пород массива А. А. Кухаренко и др. (1971) вслед за А. А. Полкановым и Н. А. Елисеевым (1941) выделяют две серии разновозрастных пород: а) мельтейгит-ийолит-уртиты и их полевошпатовые разновидности и б) нефелиновые сиениты. Эти серии пород встречаются совместно, реже порознь. Нефелиновые сиениты, по геолого-петрографическим данным, являются более молодыми породами по сравнению с мельтейгит-ийолит-уртитам.

Главной задачей предпринятых авторами исследований было изучение породообразующих минералов нефелинсодержащих пород.

О геологическом взаимоотношении нефелинсодержащих пород массива дают представление выходы пород по магистральной канаве длиной 65 м, пройденной в широтном направлении на северной сопке Вырмес-вараки. Канавой вскрыты различные щелочные породы, преимущественно нефелиновые и нефелинсодержащие.

При прослеживании разреза с запада на восток наблюдалось, что преобладающим развитием пользуются крупнозернистые светлые массивные биотитовые ювиты. Они неоднородны по составу: колебания соотношений поле-

вой шпат-нефелин и калиевый полевой шпат-альбит дают серию переходных пород от ювитов к полевошпатовым ийолитам, малиньитам и фойяитам. Из второстепенных минералов в ювитах встречается светло-желтый сфен. В интервалах 35-37, 41-42 и 53-55 м в ювитах отмечаются зоны альбитизации.

Ийолиты имеют значительно меньшее распространение. Это массивные среднезернистые породы, реже слегка трахитоидные. Интересно отметить, что выходы ийолитов сопряжены с появлением их меланократовых разновидностей - мельтейгитов и эгиринитов. Границы между ювитами и ийолитами постепенные, смена пород происходит в пределах 1-2 м. Контакты ийолитов с эгиринитами и мельтейгитами отчетливые, ровные и согласные, с иногда наблюдающейся трахитоидностью и полосчатостью. Нефелин ийолитов темно-зеленого цвета, пироксен - черного, часто присутствуют биотит и полевой шпат.

Наибольшим распространением после биотитовых ювитов пользуются полевошпатовые ийолиты-малиньиты, разноезернистые, массивные или слаболоосчатые породы. На выветрелой поверхности обнажений вблизи канавы отчетливо видно полосчатое строение малиньитов: в пределах 10 см чередуются полосы, богатые пироксеном, нефелином или полевым шпатом.

А. А. Полкановым и др. (1967) были составлены разрезы комплекса полосчатых нефелиновых пород Вырмес-вараки, с которыми сопоставляется и разрез по магистральной канаве.

Главными породообразующими минералами уртитов-ювитов и нефелиновых сиенитов являются нефелин и моноклинный пироксен; второстепенными - полевые шпаты, амфибол, биотит, реже сфен и кальцит, аксессуарными - апатит, магнетит, циркон. Вариации их содержаний в породах щелочной серии очень широки, что свидетельствует о тесных переходах пород друг в друга.

## Нефелин

Во всех породах ийолит-уртитовой группы нефелин является преобладающим минералом. Он распределен в породах неравномерно. Иногда он образует полосы, линзы и жилки до 1 см мощностью, реже встречаются отдельные порфириовидные вкрапления и скопления нескольких кристаллов этого минерала.

В шлифах основная масса нефелина представлена в виде очень неправильных округлой формы выделений, границы которых с окружающими минералами извилистые. Особенно неровные контуры зерен нефелина наблюдались в случае соприкосновения их друг с другом.

Вкрапления имеют относительно правильные кристаллографические очертания и ровные четкие границы с окружающими минералами, в том числе и с нефелином основной массы, размер их достигает 3 см в поперечнике.

Размер выделений нефелина основной массы варьирует от 0.01 до 2 мм. Большая часть ( $\approx 60\%$ ) выделений имеет размер от 0.01 до 1 мм; зерна с поперечником  $> 1$  мм составляют  $\approx 40\%$  от общего количества.

В нефелиновых сиенитах и полевошпатовых разновидностях ийолитов и уртитов нефелин содержится в количестве 15-20%, реже 50%. Крупные обособления его, имеющие прямоугольные очертания, характеризуются неровными границами с окружающими минералами - полевыми шпатами и биотитом. Размер их до 2 мм в поперечнике, подобные выделения нефелина характерны для ювитов. Мелкие обособления нефелина включены в крупные кристаллы полевых шпатов и имеют неправильную форму и неровные границы, размер их до 0.01 мм.

Нефелин всегда содержит большое количество включений. Преобладают включения тонких иголок пироксена, которые сосредоточены вдоль зон роста кристаллов нефелина или распределены пятнами по всему зерну, обус-

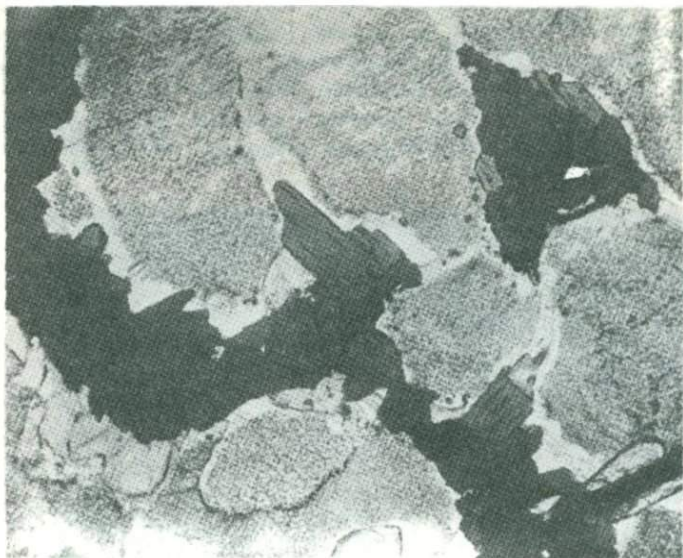


Рис. 1. Развитие свободной от включений каймы нефелина вокруг его же крупных кристаллов, переполненных включениями пироксена. Шлиф 270, увел. 30, николи параллельны.

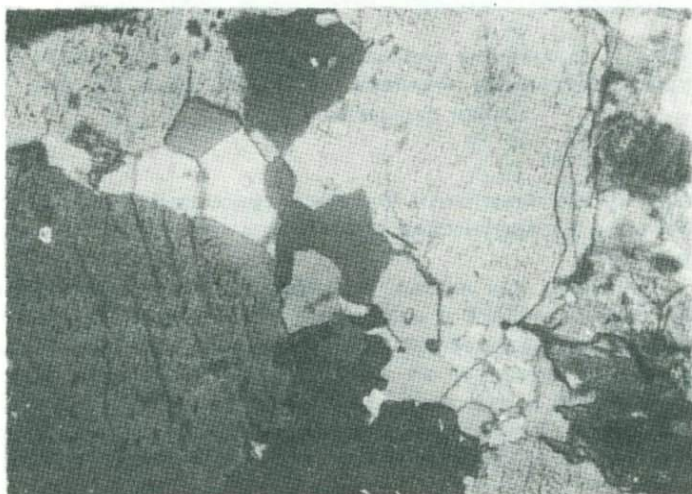


Рис. 2. Поздний нефелин, развитый в виде мелких чистых зерен между крупными кристаллами нефелина, содержащими включения пироксена. Шлиф 270, увел. 30, николи скрещены.

ловливая его зеленую окраску. В ряде шлифов наблюдалась четкая чистая кайма нефелина вокруг его же кристаллов, переполненных включениями пироксена (рис. 1).

На рис. 2 видно развитие нефелина, лишенного включений, который в виде мелких неправильной формы зерен обособляется между крупными кристаллами, на наш взгляд, более раннего нефелина, содержащего включения.

Реже, чем пироксен, в нефелине встречаются включения полевого шпата. Обычно это вытянутые таблички, но нередко округлые и каплевидные образования размером 0,03x0,15 мм. Они приурочены к относительно бедным включениям пироксена и участкам зерен нефелина (рис. 3). По показателю преломления эти включения представлены калиевым полевым шпатом. Показатели преломления нефелина изменяются в узких пределах:  $n_o = 1,538-1,536$ ;  $n_e = 1,534-1,529$ ,  $n_o - n_e = 0,004$ .

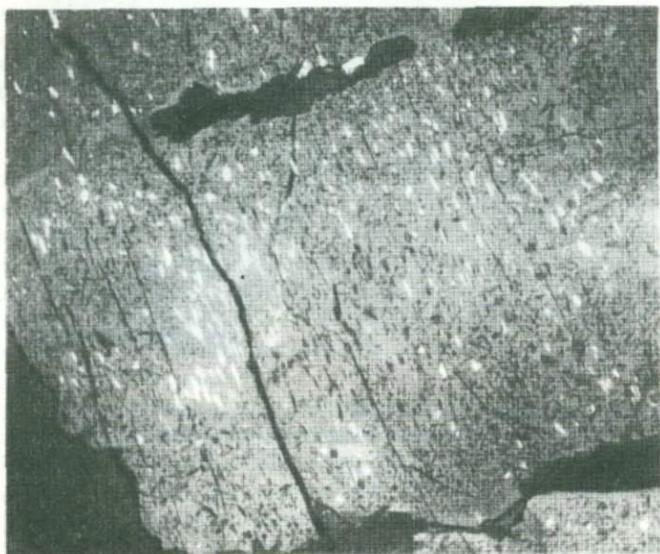


Рис. 3. Включения калиевого полевого шпата (белое) в крупных кристаллах нефелина. Шлиф 265, увел. 60, николи скрещены.

В нефелинах из ийолит-уртитов Вырмес-вараки предыдущими исследователями отмечалась призматическая спайность и пинакоидальная отдельность (Полканов и др., 1967).

В табл. 1 приведены два полных химических анализа нефелина из ийолитов (264 и 334) Вырмес-вараки и один анализ нефелина из ювита (336).

По содержанию ведущих компонентов нефелин из ийолитов Вырмес-вараки мало отличается от нефелинов из ийолитов других щелочных массивов. Содержание натрия и калия в нем довольно устойчиво и колеблется от 77,9 до 82,7 мол.% нефелинового компонента и от 15,0 до 20,1 мол.% кальсильитового компонента; избыток  $SiO_2$  достигает 4,6 мол.%. Нефелин из ювитов характеризуется более калиевым составом и содержит меньше избыточного  $SiO_2$ .

Нефелин, содержащий меньше включений и развивающийся вокруг кристаллов, переполненных включениями, или в интерстициях (рис. 1 и 2), отличается более калиевым составом. Так, в пробе 270/2 темно-зеленый нефелин содержит 5,19%  $K_2O$ , прозрачный бесцветный - 5,62%  $K_2O$ .

В работе А. А. Кухаренко и др. (1971) приведена кристаллохимическая формула нефелина массива Гремяха-Вырмес, рассчитанная по данным химического анализа:  $(Na_{0.74} K_{0.18})_{0.92} (Si_{1.04} Al_{0.96})_{2.00} O_{4.00}$ .

Эта формула очень близка к приводимым нами данным. Полуколичественным спектральным и пламенно-фотометрическим анализами в нефелинах установлены элементы-примеси: бериллий, ниобий, галлий, стронций, барий, рубидий и др. Ниже приводятся колебания и средние содержания (в %) элементов-примесей в нефелинах по 10 пробам (аналитики Е. А. Медникова, Е. П. Федотова):

Be ...	$\frac{0,0001 - 0,001}{0,0008}$	Ti ...	$\frac{0,006 - 0,03}{0,02}$
Mn ...	$\frac{0,003 - 0,03}{0,01}$	Ca ...	$\frac{0,02 - 1,25}{0,53}$
Mg ...	$\frac{0,04 - 0,3}{0,2}$	Sr ...	$\frac{0,03 - 0,20}{0,08}$
Nb ...	$\frac{0,00 - 0,0007}{0,002}$	Ba ...	$\frac{0,01 - 0,2}{0,08}$
Ga ...	$\frac{0,001 - 0,02}{0,009}$	Rb ...	$\frac{0,0046 - 0,0073}{0,0061}$

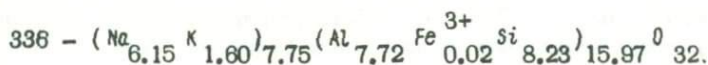
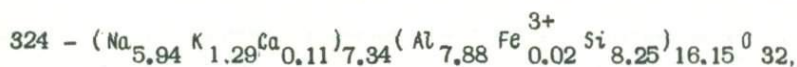
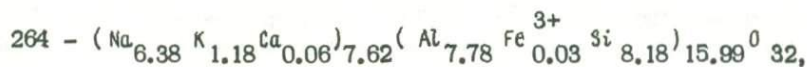
Примечание. В числителе – пределы колебания содержания, в знаменателе – средние содержания.

Таблица 1

Химический состав нефелинов

Оксиды	Ийолит		Ювит, ан. 336
	ан. 264	ан. 334	
SiO <sub>2</sub>	42.17	42.30	42.01
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.10	34.32	33.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.22	0.16	0.24
FeO	0.00	0.00	0.24
MgO	0.15	0.04	Не обн.
CaO	0.30	0.56	0.80
Na <sub>2</sub> O	16.93	15.73	16.22
K <sub>2</sub> O	4.85	5.21	6.37
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.28	0.30	0.29
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.85	0.64	0.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0.19
Сумма	99,85	99,26	100,52
Аналитик	К. М. Бабкина	К. М. Бабкина	Е. А. Кульчицкая
NaAlSiO <sub>4</sub> , %	82.7	78.5	77.9
KAlSiO <sub>4</sub> , %	15.1	17.0	20.1
SiO <sub>2</sub> , %	2.2	4.6	2.0
Na	1.536	1.538	1.540
Ne	1.529	1.532	1.536

Кристаллохимические формулы



Содержание указанных элементов-примесей в нефелинах массива Гремяха-Вырмес сопоставимо с содержанием этих элементов в нефелинах других массивов. По сравнению с нефелинами из ийолит-уртитов Хибинского и Ловозерского массивов нефелин массива Гремяха-Вырмес обеднен рубидием. В среднем по нефелинам ийолит-уртитов рубидий отмечается в количестве 0.0061%,  $K/Rb$  отношение для нефелинов из ийолитов равно 780, для нефелинов из нефелиновых и щелочных сиенитов оно снижается до 550.

## Пироксены

Сведения о пироксенах щелочных пород приведены в монографии А. А. Полканова и др. (1967). Однако они касаются в основном эгиринов из пород Эгиринового наволока, где А. А. Полкановым еще в 1927 г. были обнаружены и изучены крупные (до 1 м длиной) кристаллы эгирина. Позднее для пироксенов щелочных пород Эгиринового наволока Ю. М. Кириарским были сделаны несколько полных химических анализов и оптические измерения. Эти данные обобщены в работе А. А. Полканова и др. (1967). Все сведения о составе и свойствах пироксенов из щелочных пород были нами учтены при написании настоящей статьи.

Моноклинный пироксен встречается во всех щелочных породах массива в существенных количествах, вплоть до образования мономинеральных пород — эгиринов. Макроскопически цвет минерала от темно-зеленого до черного цвета. Пироксен образует в породе микроскопические призмочки в нефелине, крупные идиоморфные короткопризматические кристаллы размером до 2.8x6.0 мм, зерна неправильной формы, часто вытянутые, размером до 1.0x4.0 мм, но преимущественно 0.2x1.0 мм. Для пироксенов из уртитов и ийолитов характерно зональное строение, встречаются простые двойники.

В шлифах цвет пироксена зеленый или травяно-зеленый. Плеохроизм по  $Ng$  — желтовато-зеленый, зеленый, желтый; по  $Np$  — зеленый, темно-зеленый, травяно-зеленый. Оптические константы пироксенов представлены в табл. 2. Авторы придерживаются классификации пироксенов И. В. Гинзбург (1970), так как это единственная классификация, составленная на основе оптически, химически, кристаллохимически и рентгенометрически проанализированных пироксенов. По этой классификации, исследуемые пироксены относятся к диопсид-геденбергиту, эгирину, эгирин-диопсиду, эгирин-геденбергиту. Предыдущие исследователи определяли пироксены как эгирин, эгирин-авгит, эгирин-диопсид и титан-авгит (Полканов и др., 1967). А. А. Кухаренко и др. (1971) также определили пироксены щелочных пород как эгирин и эгирин-авгит, т.е. все эти авторы пользовались классификацией В. Е. Трегера (1968).

Оптические константы пироксенов из ийолитов:  $Ng = 1.708-1.780$ , среднее 1.750;  $Nm = 1.688-1.760$ , среднее 1.728;  $Np = 1.684 - 1.740$ , среднее 1.716;  $2V = (+66) - (-80)$ , среднее  $+82^\circ$ ;  $cNp = 10-48^\circ$ , среднее  $26^\circ$ . По оптическим данным пироксен из ийолитов изменяется от диопсид-геденбергита до эгирина, но главная масса его по составу соответствует эгирин-диопсиду и эгирин-геденбергиту, что подтверждается как средними значениями оптических констант, так и химическими анализами.

Оптические константы пироксенов из ювитов:  $Ng = 1.760-1.800$ ;  $Nm = 1.740-1.782$ ;  $Np = 1.725-1.758$ ;  $2V = -(70 - 89)^\circ$ , среднее  $-78^\circ$ ;  $cNp = 5-11^\circ$ , среднее  $7^\circ$ . По оптическим данным пироксен из ювитов соответствует эгирин-диопсиду, эгирин-геденбергиту и эгирину.

Оптические константы пироксенов из щелочных сиенитов:  $Ng = 1.748-1.788$ , среднее 1.772;  $Nm = 1.725-1.768$ , среднее 1.751;  $Np = 1.718-1.747$ , среднее 1.735;  $2V = -(70-82)^\circ$ , среднее  $-77^\circ$ ;  $cNp = 5-12^\circ$ , среднее  $9^\circ$ . Средние значения оптических констант пироксенов из щелочных сиенитов отвечают эгирину.

Таблица 2

Оптические свойства пироксенов

Порода	Номер пробы	2V	сNp	Ng	Nm	Np	Название минерала	
							по классификации В. Е. Трегера (1968)	по классификации И. В. Гинзбург (1970)
Ийолит	264	66	48	1.708	1.688	1.684	Эгиринсодержащий авгит	Диопсид-геденбергит
	265	-80	10	1.780	1.760	1.740	Эгирин-авгит	Эгирин
	266	78	30	1.742	1.713	1.706	Эгиринсодержащий авгит	Эгирин-диопсид, эгирин-геденбергит
	270	77	30	1.746	1.721	1.716	Эгирин-авгит	То же
	334	85	12	1.766	1.740	1.728	"	"
	335	85	22	1.756	1.738	1.720	"	"
	337	82	28	1.754	1.732	1.720	"	"
	Ювит	272	-	-	1.760	1.740	1.725	Эгирин-авгит
303		-70	5	1.800	1.782	1.758	Эгирин-авгит, близкий к эгирину	Эгирин
		-74	5	-	-	-	Эгирин-авгит	"
		-81	11	-	-	-	"	"
		-89	9	-	-	-	"	"
Щелочной сиенит	230	-	-	1.748	1.725	1.718	Эгиринсодержащий авгит	Эгирин-диопсид, эгирин-геденбергит
	301	-70	5	1.780	1.760	1.740	Эгирин-авгит	Эгирин
	305	-78	10	-	-	-	"	"
	344	-82	12	1.788	1.768	1.747	"	"
Нефелиновый сиенит		-73	3	-	-	-	Эгирин-авгит, близкий к эгирину	Эгирин

Примечание. Анализы из ювита и нефелинового сиенита без номеров взяты из работы А. А. Полканова и др. (1967).

В табл. 3 приведены химические анализы пироксенов и их молекулярный состав в виде суммы четырех компонентов: эгирина  $\text{NaFe}^{3+}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ , диопсида  $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ , геденбергита  $\text{CaFe}^{3+}(\text{Si}_2\text{O}_6)$  и силикатов Чермака типа  $\text{CaFe}^{3+}(\text{AlSiO}_6)$ ,  $\text{CaFe}^{3+}(\text{AlTiO}_6)$ ,  $\text{CaTi}(\text{Al}_2\text{O}_6)$  и др. Химический анализ пироксена из нефелинового сиенита взят по данным Ю.М. Кирнарского (Полканов и др., 1967). По содержанию главных компонентов ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ) приведенные анализы пироксенов в соответствии с классификацией И.В. Гинзбург (1970) можно назвать анализами эгирин-диопсидов (эгирин-геденбергитов) и эгиринов, т.е. по химическому составу пироксены щелочных пород представлены двумя разновидностями. В ийолитах пироксены содержат больше  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$ , в полевошпатовых породах — обогащены  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Спектральным полуколичественным анализом в пироксенах щелочных пород обнаружены элементы-примеси (в %): Ba — 0.1; Sr, Zr, Zr, V — 0.01; Ni, Ga, Sn, Sc — 0.001; Cr, Co, Yb, Ag, Cu, Be — 0.0001.

Таблица 3

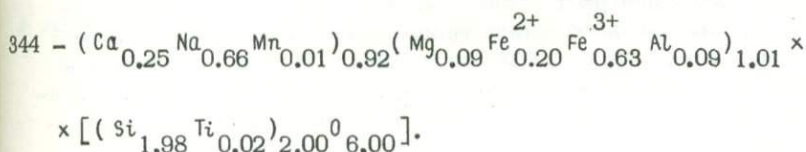
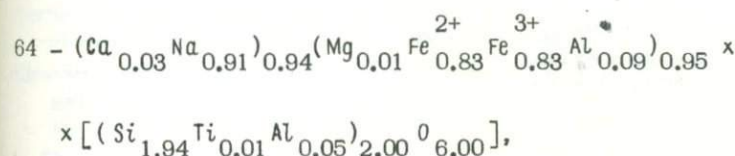
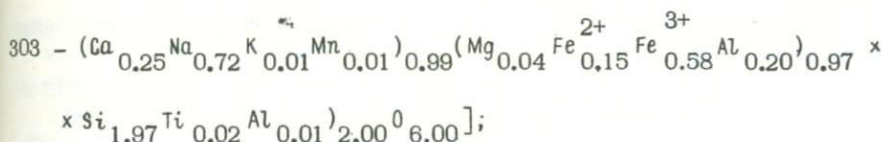
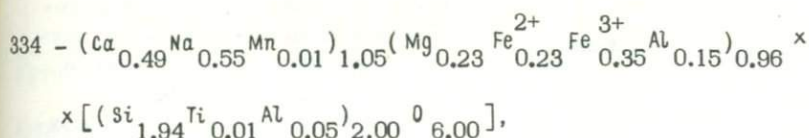
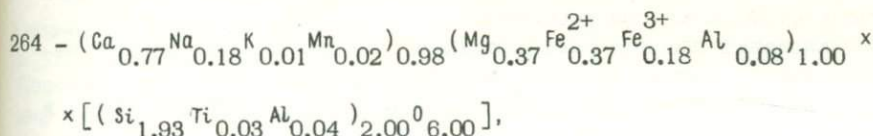
Химические анализы пироксенов

Окислы	Ийолит		Ювит, ан. 303	Нефелиновый сиенит (Пол- канов и др., 1967)	Щелоч- ной сиенит, ан. 344
	ан. 264	ан. 334			
$\text{SiO}_2$	50.23	51.30	51.73	52.01	51.48
$\text{TiO}_2$	0.95	0.30	0.89	0.30	0.94
$\text{Al}_2\text{O}_3$	2.71	4.59	4.64	3.12	1.92
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	6.43	12.34	20.30	29.52	21.77
$\text{FeO}$	11.53	7.26	4.87	0.70	6.22
$\text{MnO}$	0.46	0.41	0.40	0.04	0.46
$\text{MgO}$	6.54	4.04	0.73	0.25	1.65
$\text{CaO}$	18.79	12.20	6.16	0.70	6.09
$\text{Na}_2\text{O}$	2.39	7.50	9.74	12.58	8.85
$\text{K}_2\text{O}$	0.27	0.04	0.16	0.04	0.08
$\text{H}_2\text{O}^-$	—	0.12	0.10	0.64	0.05
$\text{H}_2\text{O}^+$	0.34	0.24	0.31	0.26	0.15
$\text{P}_2\text{O}_5$	—	—	0.02	—	—
$\text{Rb}_2\text{O}$	—	—	0.001	—	—
Сумма	100.64	100.34	99.85	100.14	99.66
Аналитики	Т.С.Романо- ва	Е. А. Кульчицкая		Т.С.Романо- ва	К.М.Баб- кина
Уд. вес	—	3.54	3.52	3.53	3.55

Молекулярный состав, %

Диопсид	37	23	4	1	9
Геденбергит	37	23	15	2	20
Эгирин	15	44	71	83	66
Компоненты Чермака и др.	11	8	10	14	5

Примечание. Удельный вес замерен по методу М.М. Василевско-го Ф.Н. Тюшевой.



Для наглядности молекулярный состав пироксенов нанесен на диаграмму (рис. 4), предложенную А. А. Кухаренко и др. (1965). Из рассмотрения диаграммы видно, что составы пироксенов ювитов и сиенитов тяготеют к „эгириновой“ вершине дополнительного треугольника. Внутри основного треугольника пироксены из ийолитов тяготеют к „диопсид-геденбергитовой“ стороне, почти рядом с ними расположена точка анализа пироксена из щелочного сиенита. Анализы пироксенов из ювитов и нефелиновых сиенитов стремятся к „чермакитовой“ вершине треугольника.

Таким образом, при переходе от ийолитов к более молодым полевошпатовым разновидностям пород в составе пироксенов отмечается рост содержания эгириновой молекулы за счет уменьшения содержания диопсидовой и геденбергитовой, а состав пироксенов ювитов и сиенитов очень близок. Это свидетельствует о том, что при образовании щелочных пород массива Гремяха-Вырмес в расплаве постепенно уменьшалось содержание кальция, магния и двухвалентного железа и увеличивалось содержание трехвалентного железа, глинозема и щелочей, что характерно для общей эволюции щелочно-ультраосновного магматического расплава.

При постмагматических процессах пироксены замещаются амфиболом и биотитом.

#### Полевые шпаты

Из этой группы минералов в щелочных породах массива Гремяха-Вырмес встречаются калиевые полевые шпаты (микроклин, ортоклаз) и плагиоклазы (альбит). Калиевые полевые шпаты в большинстве нефелиновых пород мас-

сива Гремяха-Вьрмес присутствуют в подчиненном количестве по отношению к альбиту и нефелину. Содержание их достигает 30%. Лишь в фойяитах они количественно преобладают над альбитом.

Обычно калиевый полевой шпат выделяется в виде широких изометричных таблиц, имеющих четкие, но очень неровные границы с окружающими минералами. Размер выделений калиевого полевого шпата достигает 3 мм в

поперечнике. Зерна калиевого полевого шпата содержат включения нефелина, пироксена, слюды. Последние обычно в этом случае более идиоморфны и меньших размеров, чем в окружающей массе породы.

По-видимому, наиболее ранними в основной массе полевых шпатов являются мелкие точечные и каплевидные включения его в нефелине. Такие включения были отмечены предшествующими исследователями и определены как альбит (Полканов и др., 1967). По нашим данным, они относятся к калиевым полевым шпатам. Две пробы нефелина из

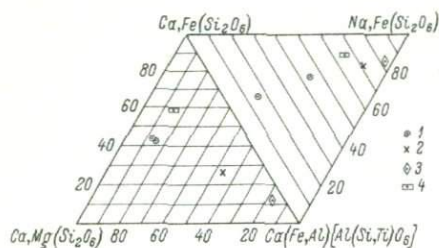


Рис. 4. Состав пироксенов щелочных пород массива Гремяха-Вьрмес.

1 - из ийолитов; 2 - из ювитов; 3 - из нефелиновых сиенитов; 4 - из щелочных сиенитов.

ювитов (336 и 338) нами были растворены в слабой HCl, оставшиеся нерастворенными включения полевого шпата просматривались и определялись в иммерсионных препаратах ( $N_g = 1.527$ ,  $N_p = 1.521$ ). Внутреннее строение выделений калиевых полевых шпатов очень однообразно для ийолитов и уртитов и их полевошпатовых разновидностей. Они представлены тонкопрожилковыми или пятнистыми пертитами. Пертитовая структура в полевом шпате огрубляется у границ его с кристаллами других минералов, часто видна микроклиновая решетка. Спайность в шлифах выражена слабо, двойники по карлсбадскому закону наблюдались в фойяитах (Полканов и др., 1967).

Макроскопически калиевый полевой шпат имеет белый цвет, реже слабо-коричневатый, еще реже осколки зерен прозрачны и бесцветны. Блеск стеклянный, спайность в протолочках отчетливая.

По оптическим свойствам (табл. 4) среди калиевых полевых шпатов есть микроклины и ортоклазы ( $N_g = 1.524 - 1.526$ ,  $N_p = 1.520 - 1.518$ ).

По химическому составу выделения калиевого полевого шпата не представляют собой гомогенную фазу. В табл. 5 приведены сведения о содержании  $K_2O$  и  $Na_2O$  в этом минерале. Они показывают, что валовое содержание альбитовой фазы достигает 71.0%, что согласуется с микроскопическими наблюдениями о развитии пертитовой структуры и позднего альбита в калиевых полевых шпатах.

Из элементов-примесей в калиевых полевых шпатах спектральным анализом обнаружены (в %): магний, лантан, цинк - 0.01-0.05; галлий, марганец, олово, медь, цирконий - 0.00л; бериллий, никель - 0.0001 и следы серебра. Методом фотометрии пламени в них установлены: рубидий - 0.01% и литий - 0.0001%.

В ийолитах, урритах, малиньитах, ювитах и нефелиновых сиенитах всегда присутствует небольшое количество кислых плагиоклазов. Наиболее ранний альбит находится в пертитовых вростках в таблицах микроклина. Реже в таблитчатых кристаллах микроклин-пертита появляются отдельные редкие неправильной формы зерна альбита, имеющего „шахматную“ структуру. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован по альбитовому закону. Иногда наряду с полисинтетическими двойниками присутствуют и простые двойники по периклиновому закону с плоскостью срастания по ромбическому сечению.

Таблица 4

Оптические свойства полевых шпатов

Порода и номер пробы	Координаты полюса плоскости спайности (001), град.			-2V	Ng	Np	Названия минералов
	Ng	Nm	Np				
Уртит, 265	80	16	76	84	1,526	1,519	Микроклин-пертит, тонко-сдвойникованный
Ювит	5-7			63-67			Ортоклаз
	15			70			Микроклин
Ювит, 333	51	41	85	62	1,526	1,519	Между микроклином и ортоклазом, (021)
Нефелиновый сиенит, 261	89	3	89	68	1,524	1,518	Ортоклаз, (001)
	89	6	90	44			Ортоклаз, (001)
То же, 301	82	9	83	84			Микроклин, (001)
	59	73	37	84			Микроклин, (021)
Щелочной сиенит, 304	79	81	19		1,526	1,520	Микроклин, (15.02)

Примечание. Анализ из ювита без номера взят из работы А. А. Полканова и др. (1967).

Таблица 5

Содержание  $K_2O$  и  $Na_2O$  в микроклиновой части полевошпатовой фракции

Номер пробы	Порода и место взятия	$Na_2O$	$K_2O$	Альбит	Ортоклаз
272	Ювит, Вырмес-варака	4.34	9.66	40.0	60.0
333	Ювит, канава на Вырмес-вараке	6.43	6.89	58.5	41.5
338	Ювит, канава на Вырмес-вараке	7.99	4.96	71.0	29.0
261	Нефелиновый сиенит, Вырмес-варака	3.11	10.98	30.0	70.0
213	Нефелиновый меланократовый трахитоидный сиенит, Вырмес-варака	5.43	9.35	47.0	53.0
301	Нефелиновый сиенит, Эгириновый наволок	2.76	12.96	25.3	74.7

Примечание. Аналитики Е. П. Федотова и А. И. Дубровская.

Основная масса плагиоклаза в большинстве полевошпатовых пород обособляется в виде многоугольных, почти изометричных зерен, выполняющих промежутки между другими минералами и являющихся более поздними по сравнению с ними. Зерна позднего альбита часто не двойникованы, реже наблюдаются простые двойники по карлсбадскому и альбитовому законам. Такой поздний плагиоклаз группируется в прожилки и пересекает выделения калиевого полевого шпата и нефелина. В породах магистральной канавы Вырмес-вараки крупные скопления альбита образуют зоны альбитизации мощностью до 2 м.

В протолочках альбит бесцветный водяно-прозрачный минерал, зерна его изометричные, округлой формы.

По оптическим свойствам плагиоклаз щелочных пород отвечает № 0-5, причем плагиоклаз пертитов представлен № 3-5 ( $N_g = 1.539$ ,  $N_p = 1.530$ ), альбит № 0-3 ( $N_g = 1.535-1.537$ ,  $N_p = 1.526-1.529$ ,  $2V = +76-80^\circ$ ) развит в зонах альбитизации.

Химический состав плагиоклазов не изучался. Единичные определения содержания  $Na_2O$  и  $K_2O$  (табл. 6) в плагиоклазовой части легкой фракции показывают, что она на 80-99% сложена альбитом.

Полевые шпаты в щелочных породах массива Гремяха-Вырмес являются наиболее поздними минералами, кристаллизующимися в магматическую стадию. Они почти не образуют включений в других минералах, но выделения калиевого полевого шпата часто переполнены включениями нефелина и моноклинного пироксена без заметного резорбирующего воздействия со стороны калиевых полевых шпатов. Альбит наряду с первичной кристаллизацией имеет и позднее постмагматическое развитие. В этом случае он развивается по калиевым пертитизированным полевым шпатам, реже по нефелину или концентрируется в ослабленных зонах, где нередко возникают анхимономинеральные породы.

## Амфиболы

Минералы этой группы в основном являются вторичными, развивающимися по пироксену, реже они образуют самостоятельные выделения. Сведения о свойствах амфиболов, приведенных в монографии А. А. Полканова и др. (1967), представлены в табл. 7. Они охарактеризованы только оптически. По оптическим константам амфиболы, по А. А. Полканову и др. (1967), относятся к рибекиту, керсутиту и гастингситу.

При изучении породообразующих минералов щелочных пород массива Гремяха-Вырмес нами амфибол был встречен только в щелочных сиенитах Эгириновского наволока. Он образует короткопризматические кристаллы и зерна неправильной формы между кристаллами полевого шпата, нефелина и пироксена. Иногда он замещает пироксен с краев зерен. Цвет амфибола зеленый. Размер зерен до 0.6x0.8 мм, плеохроизм по  $N_g$  - сине-зеленый, по  $N_p$  - желто-зеленый. Оптические константы:  $N_g = 1.701$ ,  $N_m = 1.695$ ,  $N_p = 1.684$ ,  $N_g - N_p = 0.017$ ,  $-2V = 83^\circ$ ,  $cNg = 16^\circ$ .

Химический состав амфибола из щелочных сиенитов Эгириновского наволока (канавка 22):  $SiO_2 - 40.97$ ,  $TiO_2 - 0.89$ ,  $Al_2O_3 - 12.34$ ,  $Fe_2O_3 - 8.43$ ,  $FeO - 13.73$ ,  $MnO - 0.58$ ,  $MgO - 7.34$ ,  $CaO - 11.21$ ,  $Na_2O - 1.56$ ,  $K_2O - 1.46$ ,  $H_2O^- - 0.19$ ,  $H_2O^+ - 1.60$ ,  $F - 0.15$ , сумма = 100.45 (аналитик Т. С. Романова, уд. вес 3.22)

Кристаллохимическая формула амфибола:

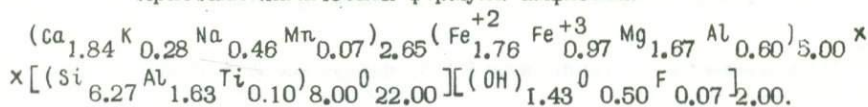


Таблица 6

Содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в плагиоклазовой части полевошпатовой фракции

Номер пробы	Порода и место взятия	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	Альбит	Орто-клаз
261	Нефелиновый сиенит, Вырмес-варака	10.50	0.87	94.4	5.6
263	То же	9.56	3.51	80.6	19.4
301	Нефелиновый сиенит, Эгириновый наволок	11.09	0.73	96.2	3.8
333	Ювит, Вырмес-варака	10.93	0.49	97.2	2.8
336	То же	11.66	0.19	98.8	1.2
338	"	10.99	3.74	81.6	18.4
304	Щелочной сиенит, Эгириновый наволок	10.08	2.03	88.4	11.6

Примечание. Аналитики Е. П. Федотова и А. И. Дубровская.

Таблица 7

Оптические свойства амфиболов

	Щелочной амфибол, близкий к рибекиту, из ийолитов, ювитов, нефелиновых и щелочных сиенитов	Керсутит из нефелиновых пород	Гастингсит из нефелиновых и щелочных сиенитов	Гастингсит из щелочных сиенитов
-2V	25	70-85	63-65	83
cNg	0-11 (сNr)	5.10	18-29	16
Ng	1.700	1.710	1.675	1.701
Nm	1.690	-	1.666	1.695
Np	1.688	1.673	1.651	1.684
Плеохроизм	Ng - зелено-вато-синий, Nm - синевато-фиолетовый, Np - светло-зеленый	Ng - красно-бурый, Nm - желтовато-бурый, Np - светло-желтый	Ng - бледно-голубоватый, Nm - бледно-фиолетовый, Np - бледно-желтый	Ng - синезеленый, Np - желто-зеленый

Источник

А. А. Полканов и др. (1967)

Данные авторов

По оптическим свойствам и химическому анализу исследованный амфибол относится к гастингситу, по классификации У. А. Дира и др. (1965).

Спектральным полуколичественным анализом в гастингсита обнаружены примеси Cr (0.1%); Zn, Zr, Sr (0.01%); Sc, Ga, V, Y, Ni, Co (0.001%); Be, Cu, Ag, Yb (0.0001%).

По данным А. А. Полканова и др. (1967), именно гастингсит и является самым распространенным амфиболом в нефелиновых и щелочных сиенитах.

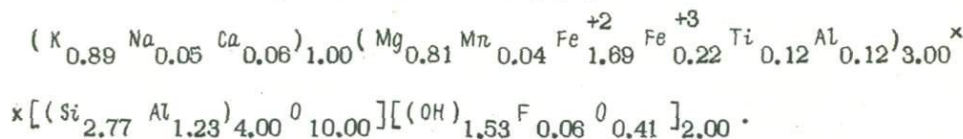
Указанные А. А. Полкановым и др. (1967) рибекит и керсутит в щелочных породах нами обнаружены не были. При постмагматических процессах гасдингсит замещается слюдой.

## Слюды

Слюды хорошо охарактеризованы химически и оптически по данным Ю. М. Кирнарского в монографии А. А. Полканова и др. (1967). Ю. М. Кирнарским изучены флогопиты и биотиты из сиенита и мельтейгита. При характеристике породообразующих минералов в монографии А. А. Полканова и др. (1967) слюды причислены к постериорным минералам, а при обсуждении порядка кристаллизации минералов в породах слюды отнесены к первичным минералам и выделяются совместно с пироксеном или нефелином.

Нами биотит был встречен в ийолитах, ювитах и щелочных сиенитах, где он образует длиннопризматические кристаллы и зерна неправильной формы, являясь, по всей вероятности, первичным минералом. В небольшом количестве биотит развивается по пироксену и амфиболу. Флогопит обнаружен только в ийолитах. Размеры зерен слюды достигают до 1,2x4,8 м. Плеохроизм биотита по  $N_g$  - темно-коричневый, черный; по  $N_p$  - желтый;  $N_g = N_m = 1,646$ . Плеохроизм флогопита по  $N_g$  - желтый; по  $N_p$  - бесцветный;  $N_g \approx N_m = 1,573$ . Химический состав (в %) биотита из ийолита (Вырмес-варака, магистральная канава):  $SiO_2$  - 34,42,  $TiO_2$  - 1,94,  $Al_2O_3$  - 14,32,  $Fe_2O_3$  - 3,54,  $FeO$  - 25,04,  $MnO$  - 0,60,  $MgO$  - 6,75,  $CaO$  - 0,75,  $Na_2O$  - 0,39,  $K_2O$  - 8,79,  $H_2O^-$  - 0,32,  $H_2O^+$  - 2,37,  $Zr_2O$  - 0,0025,  $Rb_2O$  - 0,054, F - 0,24, сумма - 99,52,  $-O = F = 0,10$ , сумма - 99,42 (аналитик Е. И. Успенская)

### Кристаллохимическая формула биотита



Дополнительные сведения о содержании щелочей в биотитах из ийолитов, ювитов и щелочных сиенитов приведены в табл. 8. Из рассмотрения данных таблицы видно, что при переходе от ийолитов к щелочным сиенитам содержание  $Na_2O$  в биотитах уменьшается, а содержание  $K_2O$ ,  $Zr_2O$ ,  $Rb_2O$ ,  $Cr_2O$  увеличивается. Содержание  $Rb_2O$  и  $Cs_2O$  в биотитах из ювитов и щелочных сиенитов примерно одинаковое. Отношение  $K/Rb$  в при- переходе от ийолитов к щелочным сиенитам в биотитах уменьшается от 198 до 149, а в биотитах из ювитов и щелочных сиенитов значения этого отношения близки.

Спектральным полуколичественным анализом в биотитах разных пород обнаружены элементы-примеси (в %): Ba - 0,1; Nb, Zr - 0,1-0,01; Ga, V, Cu, Sn, Co, Mo, Ni, Nd, Sr, Zr, Sc, Cr - 0,01-0,001; Be, Yb, Ag - 0,0001. По набору и содержанию элементов-примесей биотиты из ийолитов отличаются повышенным содержанием никеля, циркония и кобальта и отсутствием скандия, ниобия и олова. В биотитах из ювитов также не установлен скандий.

Таким образом, составы и свойства изученных слюд щелочных пород массива очень сходны, что свидетельствует об их первичном происхождении.

Проведенное изучение породообразующих минералов щелочных нефелин-содержащих пород массива Гремяха-Вырмес показывает, с одной стороны, однотипность их свойств и состава с подобными минералами из пород других щелочных массивов Кольского полуострова (Кухаренко и др., 1967), с дру-

гой — характеризует специфичность этих минералов именно для массива Гремяха-Вырмес. Эта специфика может быть обусловлена тем, что щелочные породы массива — самые древние из известных нефелинсодержащих пород на Кольском полуострове. Йеолит-уртиты, их полевошпатовые разновидности и сиениты явились производными одного самостоятельного этапа формирования массива и сингенетичны более раннему комплексу габбро-пуласкитов.

По данным А. А. Кухаренко и др. (1971), породы массива Гремяха-Вырмес характеризуются высоким градиентом дифференциации, т.е. они явились результатом кристаллизации довольно полно разделенных порций первоначально единой массы вещества. Поэтому состав и свойства породообразующих минералов должны быть довольно постоянными для отдельных типов пород и в то же время закономерно изменяться при переходе от одних типов пород к другим. Так, при общей стабильности состава нефелина и его близости с нефелинами других массивов в массиве Гремяха-Вырмес от йеолитов к ювитам наблюдается постепенное обогащение нефелина калием и закономерное увеличение  $K/Rb$  отношения. Пироксены, представленные в основном двумя разновидностями, в более поздних породах заметно обогащаются эгриновой составляющей; в первичных слюдах от йеолитов к ювитам накапливается рубидий и литий, снижается  $K/Rb$  отношение.

О длительности процессов кристаллизации отдельных пород свидетельствует, например, зональность пироксенов и наличие позднего лишнего включений нефелина (особенно характерного для пород йеолит-уртитовой группы).

Таблица 8

Содержание щелочей в биотитах (в %)

Компоненты	Йеолиты		Ювиты		Щелочные сиениты	
	пределы	среднее из 4-х	пределы	среднее из 3-х	пределы	среднее из 3-х
$Na_2O$	0.16-0.42	0.29	0.14-0.37	0.23	0.13-0.21	0.18
$K_2O$	8.03-9.14	8.70	8.77-9.16	8.92	8.75-9.33	9.03
$Zr_2O_3$	0.0016-0.0034	0.0022	0.0024-0.0061	0.0041	0.0067-0.0116	0.0089
$Rb_2O$	0.29-0.049	0.041	0.041-0.087	0.060	0.043-0.073	0.059
$Cs_2O$	-	-	0.00-0.0026	0.0012	0.00-0.0018	0.0011
$K/Rb$	160-246	188	92-205	152	118-198	149

Примечание. Аналитик А. И. Дубровская.

- Гинзбург И.В. Обзор систематики пироксенов. — В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., „Наука“, 1970.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 2, 3. М., „Мир“, 1965.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская-Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б. Каледонский комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., „Недра“, 1965.
- Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А., Шинкарев Н.Ф., Орлова М.П. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. — Тр. Ленингр. общ. естествоисп., Л., „Недра“, 1971, т. 72, вып. 2.
- Полканов А.А., Елисеев Н.А. Петрология плутона Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров). Л., ЛГУ, 1941.
- Полканов А.А., Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Кавардин Г.И. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. М.-Л., „Наука“, 1967.
- Трегер В.Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М., „Недра“, 1968.

Л. В. Козырева, Р. А. Филатова

#### ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ МАССИВА МАЛЫЙ КОВДОР

Массив Малый Ковдор был открыт в 1941 г. и закартирован в 1949 г. Н.А.Волотовской. Географически он расположен в 800 м к северо-востоку от Ковдорского массива и залегает среди гнейсов и гнейсо-гранитов архея. По форме это трещинная линзовидная интрузия размером 80-120x400 м, ориентированная в направлении СВ 65°. Геологическое строение и петрография слагающих массивов пород подробно изложены Н.А.Волотовской (1957).

Среди пород массива выделяются три разновидности, возникшие в три интрузивные фазы (от древних к более молодым): трахитоидные ийолиты, трахитоидные нефелиновые сиениты и пойкилитовые нефелиновые сиениты. Число минералов, слагающих породы массива Малый Ковдор, относительно невелико. Главными из них являются полевые шпаты, нефелин, пироксены и слюда. Ниже приводится их подробная характеристика.

#### Полевые шпаты

Содержание полевого шпата в нефелиновых сиенитах Малого Ковдора достигает 40%. В ийолитах полевой шпат встречается спорадически. Среди полевых шпатов пород массива четко различаются микроклин и альбит.

Микроклин распространен в нефелиновых сиенитах, где он выделяется в виде крупных неправильных или таблитчатых обособлений, иногда образующих

Таблица 1

## Оптические свойства полевых шпатов

Порода и номер пробы	Координаты полюса спайности (001), град			2V	Наименование плоскости спайности или срастания	Примечание
	<i>N<sub>g</sub></i>	<i>N<sub>m</sub></i>	<i>N<sub>p</sub></i>			
Крупнозернистый трахитоидный ийолит, проба 253	Спайность не проявлена			-84		Микроклин-пертит, пертитов мало, <i>N<sub>g</sub></i> = 1.527, <i>N<sub>p</sub></i> = 1.522
Трахитоидный нефелиновый сиенит, проба 251	85 89	21 20	71 70	-82 -81	⊥ (001) ⊥ (001)	
Трахитоидный нефелиновый сиенит, проба 458а (Волотовская, 1957)	82	17	76	-80		Микроклин
Пойкилитовый нефелиновый сиенит, проба 257	89	24	67	-86	⊥ (001)	Крупное зерно, с краев замещается альбитом
Пойкилитовый нефелиновый сиенит, проба 462 (Волотовская, 1957)	85	16	78	-76		Микроклин
Трахитоидный нефелиновый сиенит, по трем шлифам (Волотовская, 1957)	15-17	74-76	88-89	76-80	⊥ (010)	Альбит № 5-6
Пойкилитовый нефелиновый сиенит, (Волотовская, 1957): крупные таблитчатые кристаллы, проба 40	89	78	13	-	⊥ (100)	Плагиоклаз № 17
то же, проба 462	1	90	89	-	⊥ (010)	То же
шахматный альбит, проба 27	16	75	89	75	⊥ (010)	Альбит № 6

простые двойники. Таблицы микроклина имеют размер 1-1.5 мм, границы их с окружающими минералами очень неровные. Часто в кристаллах микроклина наблюдаются веретенообразные пертиты распада, микроклиновая решетка и многочисленные пойкилитовые вростки пироксена, амфибола, измененного нефелина и биотита. Микроклин с краев зерен и по трещинкам спайности замещается шахматным альбитом.

Альбит преимущественно распространен в нефелиновых сиенитах, причем в пойкилитовых он преобладает над микроклином; единичные неправильные обособления его встречаются в ийолитах. Альбит развит в виде крупных грубодвойникованных кристаллов, местами содержащих антипертитовые вростки микроклина. Во всех породах альбит встречается также в виде пертитов, иногда имеющих шахматную структуру.

Т а б л и ц а 2

Химический состав полевых шпатов

Окислы	Проба 257	Проба 251	Окислы	Проба 257	Проба 251
SiO <sub>2</sub>	65.17	65.66	CaO	0.19	0.28
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.03	BaO	0.37	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.96	18.70	Na <sub>2</sub> O	7.20	7.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.50	0.63	K <sub>2</sub> O	6.55	6.17
FeO	0.00	0.00	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.10	0.01
MnO	0.00	0.00	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.48	0.20
MgO	0.00	0.00	ZrO <sub>2</sub>	0.00	0.00
			Сумма	99.55	99.48

	Проба 257	Проба 251
Альбит	62.4	63.6
Ортоклаз	36.1	34.8
Анортит	1.0	1.3
Цельзиан	0.5	0.3

Примечание. 257 - полевой шпат из пойкилитового нефелинового сиенита; 251 - полевой шпат из трахитоидного нефелинового сиенита. Аналитик С. М. Мишина.

Судя по взаимоотношениям с окружающими минералами, калинатровные полевые шпаты полевошпатовых нефелиновых пород кристаллизовались позднее нефелина и пироксена.

Полевые шпаты при измерении их на федоровском столике показали результаты, приведенные в табл. 1.

Крупные зерна калиевых полевых шпатов по ориентировке полюса плоскости их спайности (001) с осями оптической индикатрисы отвечают микроклину; угол 2V их варьирует от +76 до +86°. Альбит пертитов и шахматный альбит по замерам соответствуют плагиоклазу № 5-6; крупные таблитчатые кристаллы полевого шпата по составу отвечают плагиоклазу № 17.

Химические анализы полевых шпатов приведены в табл. 2. В составе полевых шпатов (микроклин-пертитов) преобладает альбитовый компонент (62-64%), содержание ортоклазового компонента достигает 34-36%, анортитового - 1-1.5% и цельзианового - 0.3-0.5%. По молекулярному составу полевых шпатов состав пертитовых вростков плагиоклаза отвечает № 2.

Таблица 3

## Химический состав нефелина

Окислы	251	257	253	255
SiO <sub>2</sub>	43.71	43.77	42.60	40.06
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.58	31.73	33.68	31.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.10	0.88	0.54	1.39
FeO	0.00	0.00	0.00	0.25
MgO	0.22	0.07	0.00	1.00
CaO	0.96	0.66	0.46	1.75
Na <sub>2</sub> O	16.91	16.36	18.34	17.80
K <sub>2</sub> O	4.27	4.00	5.19	4.70
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.31	0.49	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.05	1.43	-	2.12
Rb <sub>2</sub> O	-	-	0.004	0.007
Сумма	100.11	99.39	100.81	100.00
Аналитик	К. М. Бабкина		Т.С.Романова	К.А.Кульчицкая
	Молекулярный состав, %			
NaAlSiO <sub>4</sub>	81.8	81.4	86.3	83.6
KAlSiO <sub>4</sub>	13.8	12.8	12.0	14.7
SiO <sub>2</sub>	4.4	5.8	1.7	1.7
Na	1.532	1.531	1.533	1.537
Ne	1.528	1.527	1.529	1.533

Примечание. 251 - нефелин из трахитоидного нефелинового сиенита; 257 - нефелин из пойкилитового нефелинового сиенита; 253 - нефелин из трахитоидного крупнозернистого ийолита; 255 - нефелин из среднезернистого массивного ийолита.

Характерными элементами-примесями в полевых шпатах Малого Ковдора является (в %): лантан, цинк - 0.01-0.05; бериллий, никель - 0.0001 и следы серебра.

## Нефелин

В породах массива Малый Ковдор нефелин встречается повсеместно. Особенно характерен он для пород I фазы - трахитоидных ийолитов, где содержание его достигает 45%, в нефелиновых сиенитах содержание нефелина снижается до 15%.

В ийолитах нефелин обособляется в виде идиоморфных, полудиоморфных и ксеноморфных выделений. Размер их достигает 0.1 мм, обычно 0.02-0.07 мм. Цвет серый, зеленовато-серый. Минерал часто содержит большое количество точечных включений пироксена, которые располагаются по зонам роста нефелина.

Судя по форме развития и характеру взаимоотношения минералов, нефелин в ийолитах кристаллизовался почти одновременно с главной массой диопсид-геденбергита.

В трахитоидных и пойкилитовых сиенитах нефелин образует мелкие (2-3 мм) короткопризматические кристаллы. Часть их включена в краевые

зоны кристаллов микроклина, большая часть (менее идиоморфные зерна) располагается между зёрнами полевых шпатов.

Нефелин местами превращен в агрегат веерообразных зерен двуосного оптически положительного гидронефелита, нередко содержит пылевидные включения рудного минерала, располагающегося по зонам роста нефелина.

Показатели преломления нефелина изменяются в пределах:  $n_g = 1.531-1.537$ ,  $n_e = 1.528-1.533$ .

О химическом составе нефелинов массива можно судить по данным табл. 3. Содержание нефелиновой составляющей варьирует в узких пределах - 81.4-86.3, калиофиллитовой - 12.0-14.7%. Для нефелинов этого массива характерно относительно низкое содержание  $K_2O$ , одновременно „избыток“  $Si_2O$  достигает 4.4-5.8 мол.% в нефелинах из полевошпатовых пород и 1.7 мол.% из ийолитов.

По химическому составу нефелины пород Малого Ковдора сходны с нефелинами из уртитов массива у р. Песочной и значительно отличаются от нефелинов из пород Ковдорского массива.

Из элементов-примесей для нефелинов массива наиболее характерными являются (в %): барий - 0.1, стронций - 0.05, рубидий, галлий и бериллий - 0.003-0.0003.

Содержание рубидия (0.0037) и  $K/Rb$  отношение, равное 910, являются самыми крайними из имеющихся значений для нефелинов из ийолит-уртитов Кольского полуострова.

## Пироксены

Пироксены щелочных пород Малого Ковдора оптически изучены Н. А. Волотовой (1957) и определены как авгит, эгирин-авгит и эгирин. Содержание пироксена в различных породах массива варьирует от 45 до 15%.

Макроскопически пироксен от зеленого до черного цвета, он образует столбчатые кристаллы размером до 1.5 см и ксеноморфные зерна. В проходящем свете пироксен зеленовато-бурый и буровато-зеленый. В трахитоидных нефелиновых сиенитах он образует удлиненопризматические кристаллы и игольчатые без четко выраженных концевых граней. В ийолитах и пойкилитовых нефелиновых сиенитах он выделяется в виде призматических кристаллов, достигающих размера 1.2 x 4.0 мм; для ийолитов более характерны зерна неправильной формы.

Во всех породах, кроме массивных ийолитов, пироксен зональный, центральная часть светло-зеленая, краевая густо окрашена в травяно-зеленый цвет. По Н. А. Волотовой (1957), ядро пироксена всегда сложено авгитом, а кайма - эгирин-авгитом или эгирином. Согласно классификации И. В. Гинзбург (1970), которой мы руководствуемся при систематике пироксенов, и оптическим свойствам пироксены Малого Ковдора нами названы диопсид-геденбергитами, эгирин-диопсидами, эгирин-геденбергитами и эгиринами. Оптические свойства пироксенов приведены в табл. 4. Плеохроизм диопсид-геденбергита по  $N_g$  - желтовато-зеленый, зеленовато-желтый; по  $N_p$  - зеленовато-желтый, желтый. Плеохроизм эгирина по  $N_g$  - желтовато-зеленый, по  $N_p$  - травяно-зеленый.

Из табл. 4 видно, что центральная часть зональных кристаллов пироксена всегда сложена диопсид-геденбергитом, а краевая - может быть и диопсид-геденбергитом, и эгирином. Незональные кристаллы пироксенов являются как диопсид-геденбергитами, так и эгиринами.

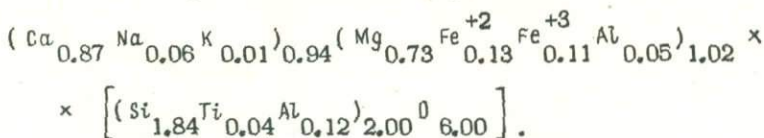
Химический состав пироксена из массивного среднезернистого ийолита (проба 255):  $SiO_2$  - 50.08,  $TiO_2$  - 1.62,  $Al_2O_3$  - 3.92,  $Fe_2O_3$  - 4.08,  $MnO$  - 0.11,  $MgO$  - 13.23,  $CaO$  - 21.96,  $Na_2O$  - 0.86,  $K_2O$  - 0.14,  $H_2O^+$  - 0.03,  $Li_2O$  - 0.028, сумма 100.34 (аналитик К. М. Бабкина, уд. вес 3.40).

Таблица 4

Оптические свойства пироксенов

Порода и номер пробы	2V	сNg	Ng	Nm	Np	Зона кристалла	Название минерала	
							по классификации В.Е.Трегера (1968)	по классификации И.В.Гинзбург (1970)
Трахитоидный ийолит, проба 253	58	44	1.720	1.698	1.690	Центральная часть	Салит	Диопсид-геденбергит
	60	48	-	-	-	Краевая часть	Эгириносодержащий авгит	"
Массивный среднезернистый ийолит, проба 255	58	46	1.721	1.700	1.692	Незональный кристалл	Салит	"
Трахитоидный нефелиновый сиенит, проба 251	63	43	1.715	1.693	1.686	Центральная часть	Эгириносодержащий авгит	"
	(-)83	77	-	-	-	Незональный игольчатый кристалл	Эгирин-авгит	Эгирин
Пойкилитовый нефелиновый сиенит, проба 257	60	38	1.702	1.682	1.675	Центральная часть	Эгириносодержащий авгит	Диопсид-геденбергит
	-	-	1.711	1.679	1.674	Краевая часть	То же	"
	(-)73	82	-	-	-	То же	Эгирин-авгит	Эгирин
	(-)83	78	-	-	-	Незональный кристалл	"	"
	87	70	-	-	-	То же	"	Эгирин-диопсид, эгирин-геденбергит

Кристаллохимическая формула пироксена



Молекулярный состав пироксена (в %): диопсида - 73, геденбергита - 13, эгирина - 6, компонентов Чермака - 8.

По химическому составу проанализированный пироксен можно назвать диопсид-геденбергитом.

Кроме окислов, определенных химическим анализом, в пироксенах щелочных пород спектральным полуколичественным анализом установлены следующие элементы-примеси (в %): V, Zr, Cu, Zn, Ni, Sr, Cr, Ba - 0.1-0.08; Sc, Sn, Ga, Mo, Y, Co, - 0.01-0.006; Be, Pb, Yb - 0.001-0.0005.

При постмагматических процессах пироксен замещается биотитом.

Биотит

Слюда в щелочных породах Малого Ковдора представлена биотитом, который присутствует во всех породах в небольшом количестве, содержание его в нефелиновых сиенитах достигает 6%. Биотит образует отдельные удлиненные пластины, в которых находятся мелкие включения пироксена и нефелина. Обычно биотит первичный, он развивается между зернами пироксена и нефелина, и только в пойкилитовых нефелиновых сиенитах отмечалось развитие позднего вторичного биотита по пироксену. Пластины биотита достигают размера 1.2x2.4 мм,  $N_g \approx N_m = 1.646$ . Плеохроизм биотита по  $N_g$  - темно-коричневый, почти черный; по  $N_p$  - желтый, оранжево-желтый. Для суждения о химическом составе биотитов приведем содержание в них щелочей:

Окислы	Биотит из трахитоидного крупнозернистого ийолита, проба 253	Биотит из трахитоидного нефелиново-го сиенита, проба 251
Na <sub>2</sub> O	0.50	0.71
K <sub>2</sub> O	8.84	8.87
Li <sub>2</sub> O	0.01	0.05
Rb <sub>2</sub> O	0.03	0.04
K/Rb	271	204

Примечание. Аналитик Тарасова М. П.

Приведенные данные показывают, что по содержанию K<sub>2</sub>O биотиты из ийолита и сиенита очень близки. По В. А. Кононовой (1971), количество калия в биотитах из этих пород соответственно 7.02-8.00%. Содержание Na<sub>2</sub>O, Li<sub>2</sub>O и Rb<sub>2</sub>O несколько повышено в биотитах из сиенитов. Отношение K/Rb изменяется от 271 в биотитах из ийолитов до 204 в биотитах из сиенитов, что говорит о закономерном накоплении Rb в позднее кристаллизующихся сиенитах.

Спектральным полуколичественным анализом в биотитах обнаружены элементы-примеси (в %): Ba - 0.2; Sr, Ni, Zn, V - 0.01-0.05; Cr, Zr, Co, Cu, Ga, Nb - 0.001-0.004; Be - 0.0003.

Сравнение геолого-петрографических особенностей Малого Ковдора с Ковдорским массивом позволило Н. А. Волотовской (1957) говорить о том, что Малый Ковдор является, по-видимому, либо позднекаледонской, либо раннегерцинской интрузией, несколько более поздней, чем массив Ковдор. К аналогичному выводу пришли В. А. Кононова и Е. В. Свешникова (1971), данные которых по измерению  $Ar/K$  отношения в нефелинах пород Ковдорской структуры показали более молодой возраст пород Малого Ковдора по сравнению с породами Ковдорского массива, хотя к абсолютным цифрам, приводимым указанными исследователями, следует относиться с осторожностью, принимая во внимание присутствие избыточного аргона в нефелинах (Батиева и др., 1970).

Состав и свойства породообразующих минералов массива являются довольно специфичными. По сравнению с породообразующими минералами из ийолитов Ковдорского массива (Кононова, Свешникова, 1971) нефелины и пироксены Малого Ковдора характеризуются небольшим содержанием калия (нефелин) и эгириновой составляющей (пироксен). Минералы щелочных сиенитов — полевые шпаты, нефелин, пироксены — также обнаруживают в составе значительную долю натрия и кальция. Эти особенности породообразующих минералов проявляются в специфическом составе пород — умеренно щелочных ийолитах и богатых кальцием нефелиновых сиенитах с коэффициентом агпаитности больше единицы (Кононова, Свешникова, 1971). При рассмотрении последовательности формирования пород Ковдорской структуры породы массива Малый Ковдор, по данным В. А. Кононовой и Е. В. Свешниковой (1971), относятся к заключительному этапу. В таком случае можно было бы ожидать встретить в породах Малого Ковдора богатый калием нефелин и более щелочной пироксен, чем в щелочных породах Ковдорского массива.

Такая „обратная“ эволюция вещества, приведшая к образованию щелочных пород Малого Ковдора, может быть связана с изменением во времени состава питающего источника (Кононова, Свешникова, 1971). С другой стороны, породы Малого Ковдора могут быть производными самых ранних порций вещества, давших умеренно щелочные породы типа пегматоидного ийолита Ковдорского массива.

## Л и т е р а т у р а

- Батиева И. Д., Бельков И. В., Жиров К. К., Кравченко М. П. Материалы изучения радиологического возраста Сахарийокского щелочного массива. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1970.
- Волотовская Н. А. Щелочной комплекс Малого массива. — Петрографический сборник, № 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Гинзбург И. В. Обзор систематики пироксенов. — В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами парагенезиса. М., „Наука“, 1970.
- Кононова В. А., Свешникова Е. В. О связи щелочного магматизма с историей развития центральной структуры Ковдорского типа (Кольский полуостров). Проблемы магматизма Балтийского щита. — Материалы регионального петрографического совещания. Л., „Наука“, 1971.
- Трегер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М., „Недра“, 1968.

ВЕЛЕРИТ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД  
ТУРЬЕГО МЫСА  
(КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Силикат циркония и ниобия — вёлерит принадлежит к числу редких диортосиликатов из группы вёлерита-ловенита и имеет типовую форму  $\text{NaCa}_2\text{Zr}_{0.5}\text{Nb}_{0.5}\text{O}_7\text{Si}_2\text{F}_2\text{OH}$ . Спорадические находки вёлерита связаны исключительно с щелочными (агпайтовыми) породами.

Эталонным образцом является норвежский вёлерит из нефелиновых сиенитов Лангезундфьорда (Brögger, 1890), описание которого имеется во всех минералогических справочниках. У нас в стране этот минерал обнаружен в нефелиновых сиенитах Хибинского массива (Черник, 1923), в альбитизированных пегматитах нефелиновых сиенитов массива Бий-Хем в Восточном Саяне (Тихоненков, Казакова, 1962). Вёлерит отмечался также петрографами в шлифах: в контакте пегматоидных нефелиновых сиенитов и альбитизированных эвдиалит-микроклиновых фенитов Ловозерского массива (Тихоненков, Тихоненкова, 1962), в нефелиновых сиенитах Хибинского массива (Куплетский, 1924), в фенитах Ковдорского массива (предположительно, Кухаренко и др., 1965).

В щелочных породах Турьего мыса автором были обнаружены две разновидности вёлерита. Первая разновидность встречена в протолочке мелкозернистого ийолита с о-ва Кидеречь. Плотная, темного серо-зеленого цвета порода относится по составу к шорломитовым ийолитам и аналогична многим разновидностям ийолитов этого района. Состоит она из нефелина (41.1%), эгирин-диопсида (43.8%), шорломита (10%), биотита, волластонита, канкринита, кальцита (1.5%). В качестве аксессуарных минералов присутствуют сфен (1.1%), апатит (0.8%), турит (1.3%), пирротин (0.3%), вёлерит ( $2 \times 10^{-3}\%$ ) и единичные зерна перовскита.

Вёлерит обнаруживается в породе в виде мелких ( $< 0.15$  мм) довольно хорошо образованных кристаллов, имеющих вид квадратных или прямоугольных пластинок. Кристаллы сильно уплощены по (100), коэффициент уплощенности 8–10. Грани пинакоида (100) обычно ровные и блестящие. Индексы других граней из зоны [001], которые наблюдаются в виде отчетливой штриховки, не удается определить из-за малых размеров кристаллов.

Цвет минерала желтоватый, светло-желтый, плеохроизм отсутствует, в большинстве случаев прозрачен. Слегка замутненные кристаллы окрашены менее интенсивно и не так блестящи. Двуосный, оптически отрицательный,  $2V = 72^\circ$ ,  $N_g = b$ ,  $n_g = 1.728$ . Хорошо растворяется в соляной кислоте. Порошковая проба минерала показала принадлежность его к вёлериту.

Из навески 20 мг были определены  $\text{ZrO}_2 = 9.80\%$ ,  $\text{Nb}_2\text{O}_5 = 9.93$ ,  $\text{Ta}_2\text{O}_5 = 0.56$ . По содержанию  $\text{Nb}_2\text{O}_5 + \text{Ta}_2\text{O}_5$  описываемая разновидность вёлерита близка к известным. Содержание  $\text{ZrO}_2$  ниже, чем в норвежском (16.11%) или в вёлерите из массива Бий-Хем (13.91%). Возможно, что эта разновидность вёлерита обогащена Ti, замещающим Nb, но недостаток материала не позволил этого выяснить.

В шлифах минерал не наблюдался, кристаллы его в протолочках свободны от сростков, поэтому выявить взаимоотношения вёлерита с другими минералами не представилось возможным.

Вторая разновидность вёлерита, была найдена в апатито-кальцито-эгириновой породе, образующей прожилки, линзы, гнезда в упомянутом выше мелкозернистом ийолите. Минеральный состав апатито-кальцито-эгириновой породы: эгирин-диопсид — 55%, кальцит — 35%, апатит — 7%, нефелин — 4%, вёлерит — 0.1% и единичные зерна биотита и сфена.

Гнездо карбонатита (около 10 см в диаметре), где был встречен вёлерит, имеет неоднородное строение. В нем наблюдаются две четко выраженные, различные по составу зоны. Внешняя зона, контактирующая с вмещающим ийолитом, состоит из шестоватых кристаллов эгирин-диопсида размером до 15 мм, ориентированных по направлению к центру гнезда карбонатита. Вторая, центральная зона сложена кальцитом. На границе этих зон располагаются разрозненные скопления призматических кристаллов апатита и нефелина.

Вёлерит приурочен в основном к кальцитовой зоне, где образует одиночные кристаллы и реже сростки, состоящие из 2-4 индивидов. При растворении кальцита в соляной кислоте

эти кристаллы и их сростки легко извлекаются не нарушая своего вида, в каком они находились в агрегате зерен кальцита. Небольшая часть кристаллов вёлерита находится в сростках с эгирин-диопсидом, биотитом, сфеном. Как показывают взаимоотношения этих минералов и вёлерита, последний является одним из поздних минералов.

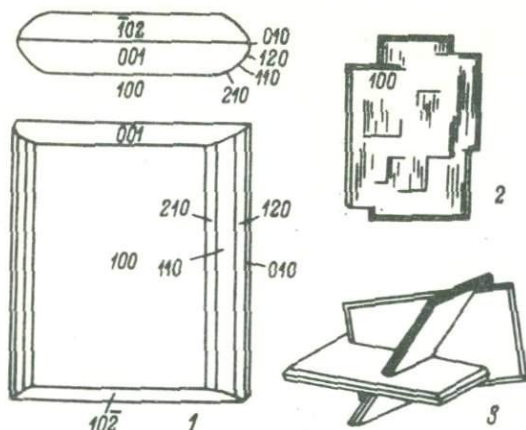
Кристаллы вёлерита размером до 3 мм имеют таблитчатую форму, уплощены по (100) и немного вытянуты по [001]. Отношение высоты к ширине 1.2-1.0. Коэффициент

уплощенности равен 6-7. Габитусная форма (100), менее развитые формы (рис. 1) - пинакоиды (010), (001), (10 $\bar{2}$ ) и призмы (210), (110), (120). Грани пинакоида (100) блестящие, ровные, иногда покрыты прерывистой штриховкой, параллельной (001), имеют мозаичное, блоковое строение (см. рисунок). Грани пинакоидов (001), (10 $\bar{2}$ ) узкие, плохо образованы, с многочисленными углублениями, немного вытянутыми в направлении (010), матовые, дают очень плохой отблеск. Все кристаллы вёлерита однотипны и представлены полным набором указанных граней. Отдельные кристаллы отличаются друг от друга лишь различным развитием граней призм.

Цвет светло-желтый, прозрачен, блеск стеклянный. Оптическая ориентировка обычная:  $N_g = b$ ,  $c$ ;  $N_m = 45^\circ$ ; оптически отрицательный,  $2V = 73^\circ$ . Дисперсия слабая,  $r < v$ , погасание местами пятнистое. Показатели преломления:  $n_g = 1.724$ ,  $n_m = 1.717$ ,  $n_p = 1.705$ ;  $2V_{\text{выч}} = 74^\circ 45'$ . В отличие от вёлерита из ийолита данная разновидность не растворяется в соляной кислоте. Удельный вес 3.42.

Небольшое количество минерала не позволило нам выполнить полное химическое исследование. Частные определения, выполненные рентгеноспектральным и пламенно-фотометрическим методами приведены в табл. 1, где для сравнения даны анализы вёлерита из других месторождений. Обращает на себя внимание повышенное содержание  $\text{CaO}$  в вёлерите с Турьего мыса. Вероятно, это объясняется кристаллизацией вёлерита в карбонатите, среде с высокой концентрацией  $\text{CaO}$ . На возможность этого указывает находка в карбонатитах Канады диорито-смикаата кальция и ниобия - ниокалита, принадлежащего также к группе минералов вёлерита-ловенита (Nickel, 1956).

Межплоскостные расстояния вёлерита приведены в табл. 2. Там же даны межплоскостные расстояния норвежского образца из Лангезундфюрда (Ni-



Формы кристаллов вёлерита и их сростков.

Таблица 1

Химический состав вёлерита

Компоненты	Турий мыс	Восточный Саян (Тихоненков, Казакова, 1962)	Норвегия (Brögger, 1890)
SiO <sub>2</sub>	Не опр.	35,93	30,12
TiO <sub>2</sub>	1,65	0,72	0,42
ZrO <sub>2</sub>	16,07	13,91	16,11
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	13,55	10,33	12,85
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	2,47	-
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21	-	0,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,68	1,11	0,48
FeO	-	-	1,26
MnO	0,27	1,80	1,00
MgO	-	0,46	0,12
CaO	30,40	20,00	26,85
Na <sub>2</sub> O	7,75	8,30	7,50
K <sub>2</sub> O	0,23	1,08	-
H <sub>2</sub> O	Не опр.	0,09	0,74
F	" "	1,60	2,98
П.п.п.	" "	1,61	-
Сумма - O=F <sub>2</sub>		98,74	99,05

Таблица 2

Межплоскостные расстояния вёлерита

№ п/п	Турий мыс			Лангезундфьорд (Brögger, 1890)		
	<i>l</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i>
1	1	100	10,0			
2	3	110	7,3	30	110	7,26
3	2	101	6,9	20	001, 101	6,82
4	1	011, 111	5,8	10	011, 111	5,75
5	2	200, 020	5,14	20	200, 020	5,15
6	3	101, 201	5,04	30	101, 201	5,02
7	3	210, 120	4,60	30	210, 120	4,60
8	2	111	4,53	30	111, 211	4,50
9	1	121	4,11	30	021, 121	4,11
10	1	102	3,68	-	-	-
11	3	301, 221	3,58	30	201, 121	3,58
12	1	002, 112	3,47	10	022, 112	3,45
13				10	211, 311	3,35
14	6	310, 130	3,25	60	212, 310	3,25
15	1	131, 031	3,06	30	031, 131	3,07
16	5	102	2,998	70	102	2,998
17	4	302	2,950	50	302	2,965
18	10	320, 230, 222, 312	2,853	100	131	2,839
19				10	111	2,625
20	2	400, 040	2,570	20	040, 400	2,570

Таблица 2 (продолжение)

№ п/п	Турий мыс			Лангезундфьорд (Brögger, 1890)		
	<i>l</i>	<i>λλλ</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>λλλ</i>	<i>d</i>
21	4	410, 140, 132, 402	2,496	30	140	2,494
22	3	330, 412, 203	2,421	30	330	2,422
23				10		2,358
24	1	240, 420	2,296	10		2,297
25	3	222, 132	2,262	20		2,259
26	2	313	2,216	20		2,232
27				10		2,103
28	1	500, 430, 340	2,054	10		2,050
29	6	510, 150, 432	2,012	40		2,014
30	2	233, 051	1,973	10		1,969
31	3p	342	1,941	10		1,945
32				10		1,932
33				10		1,903
34				10		1,879
35	1p	441	1,862	10		1,852
36	4	204	1,825	30		1,826
37	3	242	1,796	30		1,795
38	3	602, 433, 521	1,783	30		1,779
39	3	143, 252	1,763			
40				30		1,750
41	5	324	1,697			
42	7	610, 160, 352	1,687	40		1,689
43				10		1,652
44	5	620, 260, 104	1,618			
45	1	540, 450, 114	1,601			
46	4	514	1,587			
47	1	701	1,541			
48	8	630, 360, 611	1,531			
49	4	710, 170, 550	1,453			
50	1	640, 460, 624	1,424			
51	5	720, 270, 631	1,411			
52	2p	072	1,350			
53	2	650, 560	1,316			
54	1	740, 470, 810	1,276			
55	2p	462, 364	1,239			
56	2	902, 381, 824	1,208			
57	2	603, 842, 912	1,200			
58	2	426	1,178			
59	4	840, 480, 661	1,148			
60	2	904, 652, 164	1,139			
61	3	852, 662, 633	1,132			
62	1	091, 264, 181	1,126			
63	2p	083, 664, 383	1,121			
64	2p	706, 382, 183	1,0964			
65	3p	930, 390, 851	1,0822			
66	2p	822	1,0697			
67	3p	10, 1, 1, 815	1,0622			
68	2p	544, 614	1,0500			

Таблица 2 (продолжение)

№№ п/п	Турый мыс			Лангезундфьорд (Brögger, 1890)		
	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i>
69	3p	663, 832, 852	1,0404			
70	1	084, 216, 851	1,0301			
71	2	10.0.0, 0.10.0	1,0271			

Примечание. Fe -излучение, без фильтра, напряжение 40 кв, сила тока 12 ма, экспозиция 16 час.,  $D_k=114$  мм,  $D_{обр}=0.3$  мм, исправлен по снимку с NaCl. Расчет произвели Ю. П. Меньшиков и А. Ю. Бахчисарайцев.

skel a, oth., 1958). Порошкограмма проиндцирована на ЭВМ „Минск-22“ по программе, составленной Э. М. Медведевой с использованием параметров норвежского вёлерита (Nickel a, oth., 1958). Параметры, полученные в результате расчета индцированной порошкограммы, дали следующие результаты:  $a_0 = 10.87 \pm 0.003 \text{ \AA}$ ,  $b_0 = 10.27 \pm 0.01 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 7.30 \pm 0.003 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 109^\circ 3'$ .

Некоторая часть кристаллов вёлерита, преимущественно из участков, примыкающих к эгирин-диопсидовой зоне карбонатита, изменена. Измененные кристаллы становятся матовыми, непрозрачными, розовато-кремового цвета с мелкими сиреневыми и фиолетовыми пятнами. Под микроскопом устанавливается, что это непросвечивающий тонкозернистый агрегат минералов, среди которых удалось определить лишь флюорит.

Порошкограмма полностью измененного вёлерита показала присутствие смеси катаплевита, флюорита и минерала с сильной линией  $d_1 = 2.98$ . Эта линия принадлежит, вероятно, минералу из группы пирохлора, так как при разложении вёлерита и образовании катаплевита и флюорита в избытке остается Ca и Nb, а линия с  $d = 2.98$  является характерной линией в минералах этой группы.

Как было уже сказано, вёлерит генетически связан исключительно со щелочными породами. Кроме этой связи, необходимо отметить ярко выраженную приуроченность данного минерала к постмагматическим этапам становления массивов щелочных пород. Так, норвежский и восточно-саянский вёлериты обнаружены в пегматитах нефелиновых сиенитов, в Ловозерском массиве – в альбитизированных и флюоритизированных участках пегматоидных нефелиновых сиенитов. Во многих случаях отмечается вторичный характер вёлерита: в Ловозере и в массиве Бий-Хем он замещает эвдиалит, в Ковдорском массиве – сфен. Поскольку вёлерит является водным и фторсодержащим минералом, нахождение его в породах постмагматической стадии легко объяснимо.

Разновидности вёлерита, обнаруженные нами в щелочных породах Турьего мыса, образовались также в постмагматическую стадию формирования массива. Относительно второй разновидности, присутствующей в апатито-кальцито-эгириновой породе, это несомненно. Что касается первой разновидности, найденной в ийолите, то, вероятно, и она обязана своим происхождением позднемагматическим процессам. Ийолиты этого района пронизаны многочисленными жилами: эгирин-нефелиновыми с апатитом, меланитом, флюоритом, кальцитом; нефелиновыми с кальцитом, волластонитом, пирротином; нефелин-волластонитовыми с волокнистым сфеном и др. Эти жилы имеют незначительную мощность вплоть до волосовидных. По-видимому, в пробу ийолита попали минералы из этих прожилков. Это подтверждается наличием в пробе заметных количеств волластонита, канкринита, волокнистого сфена и значительных количеств туррита и пирротина.

Отличительной особенностью вёлерита с Турьего мыса является его нахождение в парагенезисе с существенно кальциевыми и менее щелочными минералами, чем в других известных его проявлениях. Так, кроме нефелина и эгириносодержащего диопсида, все ассоциирующие с ним минералы существенно кальциевые: апатит, сфен, кальцит, волластонит, турит, меланит, шорломит и флюорит. Отсутствуют такие характерные, обычно ассоциирующие с вёлеритом в агапитовых породах щелочные минералы, как микроклин, альбит, эвдиалит, эгирин, арфведсонит и др. Нахождение в такой ассоциации и вызвало, вероятно, повышенное содержание  $\text{CaO}$  в вёлерите из апатито-кальцитово-эгириновой породы. Возможно, из-за высокого содержания  $\text{CaO}$  данная разновидность не растворима в кислоте, что является необычным для вёлерита.

## Л и т е р а т у р а

- Костылева Е.Е. Цирконосиликаты. М., Изд-во АН СССР, сер. А, вып. 6, 1936.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.Л., Римская-Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965.
- Куплетский Б.М. Породы юго-западного Умптека. - Тр. Геол. - мин. музея АН СССР, 1924, 1У, вып. 3.
- Мамедов Х.С., Симонов В.И., Белов Н.В. О группах вёлериталовенита и ринкита-мозандрита. - Докл. АН СССР, 1959, т.126, № 2.
- Семенов В.И., Казакова М.Е., Симонов В.И. Новый циркониевый минерал сейдозерит и другие минералы группы вёлерита в щелочных пегматитах. - Зап. ВМО, 1958, ч. 87, вып. 5.
- Тихоненков И.П., Казакова М.Е. Вёлерит из щелочных пегматитов Восточного Саяна. - В кн.: Редкие элементы в массивах щелочных пород. - Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9.
- Тихоненков И.П., Тихоненкова Р.П. К минералогии контактной щелочных пород, Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 9.
- Черник Г. Химическое исследование вёлерита из Хибинских тундр. - Докл. АН СССР, 1923, сер. А.
- Brögger W. Die mineralien der Syenitpegmatitgänge der Südnorwegischen Augit-und Nephelinsyenite. - Zeits. Krist., 1890, 16.
- Nickel E.H. Niocalite - a new calcium niobium silicate mineral. - Amer. Miner. 1956, v. 41, 9-10.
- Nickel E.H., Powlanr J.E., Maxwell J.F. The composition and crystallography of niocalite. - Can. Miner., 1958, 2.

НЕОДНОРОДНОСТЬ ОКРАСКИ И ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ  
МОНОМИНЕРАЛЬНЫХ ВЫДЕЛЕНИЙ АПАТИТА  
В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Мономинеральные поликристаллические выделения характерны для апатита в самых различных геологических образованиях. В щелочных и щелочно-ультраосновных массивах Кольского полуострова скопления апатита слагают крупнейшие месторождения фосфорного сырья (Хибины, Ковдор, Себлявр и др.). Мономинеральные агрегаты апатита этих месторождений обнаруживают неоднородность формы монокристаллов апатита, неоднородность размера зерна (Дудкин и др., 1964), в некоторых случаях – неоднородность химизма (Дудкин, Полежаева, 1971). Не все мономинеральные выделения апатита отличаются и однородностью окраски (Дудкин, 1967). Различный характер люминесценции приписывается апатиту разных геологических образований (Портнов, Горобец, 1969; Горобец, Портнов, 1971). В Хибинах же разнотипные по спектрам люминесценции апатиты (Горобец, Портнов, 1971; Тарашан, Марфунин, 1969; Гарбер и др., 1970) тесно сосуществуют. Таким образом, все свидетельствует в пользу длительной и сложной истории формирования апатитовых месторождений.

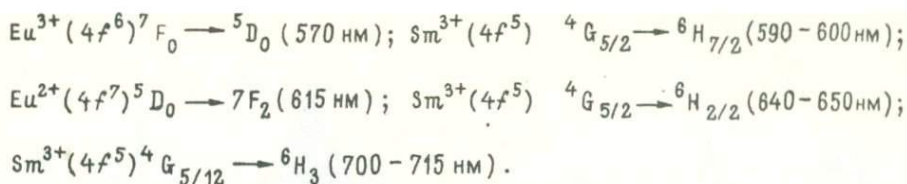
Спектры люминесценции и поглощения минерала определяются не только его химическим составом, но и валентностью примесей-парамагнетиков, концентрацией термодинамически равновесных дефектов, упорядоченностью структуры, концентрацией макродефектов. Спектральные характеристики люминесценции и окраски представляют несомненный интерес при тонком геохимическом анализе мономинеральных выделений апатита при выяснении генетических особенностей апатитовых месторождений.

В коллекцию образцов для исследования люминесценции и поглощения в видимой области спектра были включены все возможные разновидности апатита щелочных массивов Кольского полуострова, а также разновидности акцессорного апатита из других магматических пород, из гранитных пегматитов и различных гидротермальных жил. В общей сложности изучалось более 200 образцов.

Спектры люминесценции записывались при  $T = 77^{\circ}\text{K}$ , источником служила лампа СВД-120 с фильтром ФС-3 и жидкостным фильтром медного купороса. Для записи в фиолетовой части спектра использовался видоизмененный монохроматор СФ-4, ФЭУ-39А и нестандартный усилитель (Львов, 1966); для записи в длинноволновой части видимого спектра – видоизмененный монохроматор ИСП-51, ФЭУ-22, нестандартный катодный повторитель (Орлов и др., 1971). Изучавшиеся образцы подвергались низкотемпературному нагреву ( $350^{\circ}\text{C}$ , 40 мин.) и отжигу ( $1000^{\circ}\text{C}$ , 2 часа и 4 часа).

Выполненные записи в основном повторили опубликованные материалы. Мы кратко остановимся на наших дополнениях и принятой нами интерпретации спектров, что необходимо, в частности, в связи с работой А. И. Бахтина и В. П. Машонкина (1971).

Спектры люминесценции апатита представлены узкими и широкими полосами свечения. Узкие полосы люминесценции редкоземельных апатитов, обусловленные внутриорбитальными электронными переходами лантаноидов, с наибольшим разрешением зарегистрированы А. Н. Тарашаном и А. С. Марфуниным (1969). Уровни переходов определены на активированных отдельными элементами искусственных кристаллах А. М. Морозовым и др. (1970). В естественных кристаллах наложение спектров люминесценции разных элементов усложняет картину и затрудняет расшифровку спектров. Наиболее существенными, на наш взгляд, следует считать переходы:



Отжиг в вакууме в присутствии графита увеличивает интенсивность полосы, приписываемой  $\text{Eu}^{2+}$  (Горобец, 1968) и уменьшает интенсивность полосы  $\text{Eu}^{3+}$  (рис. 1, обр. 1 и 6). Оптимальное содержание  $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3 = 1.0 - 1.5$  вес.%. При повышении содержания  $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$  до 4% имеет место концентрационное тушение люминесценции.

Широкие полосы люминесценции в области 400–415 нм (край полосы) и 420–510 нм некоторые авторы связывают исключительно с присутствием ионов  $\text{Ce}^{3+}$  и  $\text{Eu}^{2+}$  (Горобец, Портнов, 1971; Бахтин, Мошонкин, 1971). Но подобные центры свечения были получены в чистых от примесей искусственных кристаллах фторапатита и усилены воздействием рентгеновских лучей (Swank, 1964). Ряд исследователей считает, что ширина и положение широких максимумов свечения обусловлены самой кристаллической основой апатита (Морозов и др., 1970). Полученные нами записи спектров показывают, что число и положение широких полос люминесценции определяются структурными особенностями соединения (апатит-франколит), а абсолютная и относительная интенсивность максимумов зависит уже от содержания лантаноидов, марганца, от валентности ионов-активаторов (рис. 1, обр. 1, 6, 7, 8, 10).

П. Р. Гарбер и др. (1970) определили для гидроксил-фторапатита три широкие полосы свечения (край полосы 400–415, 420–520 и 540–600 нм). В карбонатфторгидроксилapatите-франколите, по нашим данным, имеется одна широкая полоса свечения 400–550 нм с двумя максимумами (рис. 1, обр. 10).

Установлена одна неустойчивая к низкотемпературному нагреву широкая полоса свечения (400–500 нм; рис. 1, обр. 3), которая наблюдается только у бесцветного редкоземельного апатита;

Спектры поглощения апатита записывались при  $T=77^\circ\text{K}$  на спектрофотометре СФ-10. Записывалось отражение порошков, что позволило проанализировать самые различные по зернистости образцы (Кравченко-Бережной, 1963).

Узкие полосы поглощения лантаноидов практически не влияют на воспринимаемую глазом окраску (Дудкин, 1967). Как и узкие полосы люминесценции, они обнаруживают постоянство формы и положения (рис. 1), что объясняется устойчивым составом лантаноидов (Денисов и др., 1961). В исследованных образцах апатита вариации в соотношении отдельных элементов (в % к  $\Sigma \text{TR}$ ) не намного превысили воспроизводимость определений:  $\text{La} - 24.2 \pm 3.1$ ,  $\text{Ce} - 38.3 \pm 4.0$ ,  $\text{Pr} - 2.7 \pm 0.5$ ,  $\text{Nd} - 14.2 \pm 0.8$ ,  $\text{Sm} - 1.8 \pm 0.4$ ,  $\text{Dy} - 0.8 \pm 0.2$  (аналитики Л. И. Полежаева, Н. А. Елина).

В синтетическом апатите, активированном только ионами  $\text{Nd}^{3+}$  узких полос поглощения оказывается намного больше (Бахтин, 1970), чем полос поглощения  $\text{Nd}^{3+}$  и  $\text{Pr}^{3+}$  в естественных образцах (Кравченко-Бережной, 1963). В последнем случае сказывается, по-видимому, интерференция полос. На наш взгляд, наиболее интенсивные узкие полосы поглощения обусловлены переходами:  $\text{Nd}^{3+}(4f^3) {}^4 J_{9/2} \longrightarrow {}^2 G_{9/2}$  (490; 510; 525 нм);  $\text{Nd}^{3+}(4f^3) {}^4 J_{9/2} \longrightarrow {}^2 G_{7/2}$  (580 нм);  $\text{Pr}^{3+}(4f^2) {}^3 H_4 \longrightarrow {}^1 D_0$  (580 нм). Менее интенсивны полосы, определяемые ионами  $\text{Eu}^{3+}(4f^6)$ ,  $\text{Sm}^{3+}(4f^5)$ . В светлых образцах интенсивность полос прямо пропорциональна содержанию лантаноидов. Узкие полосы забиваются широкими максимумами поглощения, связанными с переходами  $\text{Fe}^{2+} \longrightarrow \text{Fe}^{3+}$  (Дудкин, 1965), теряют они четкость и интенсивность в мутных и непрозрачных образцах.

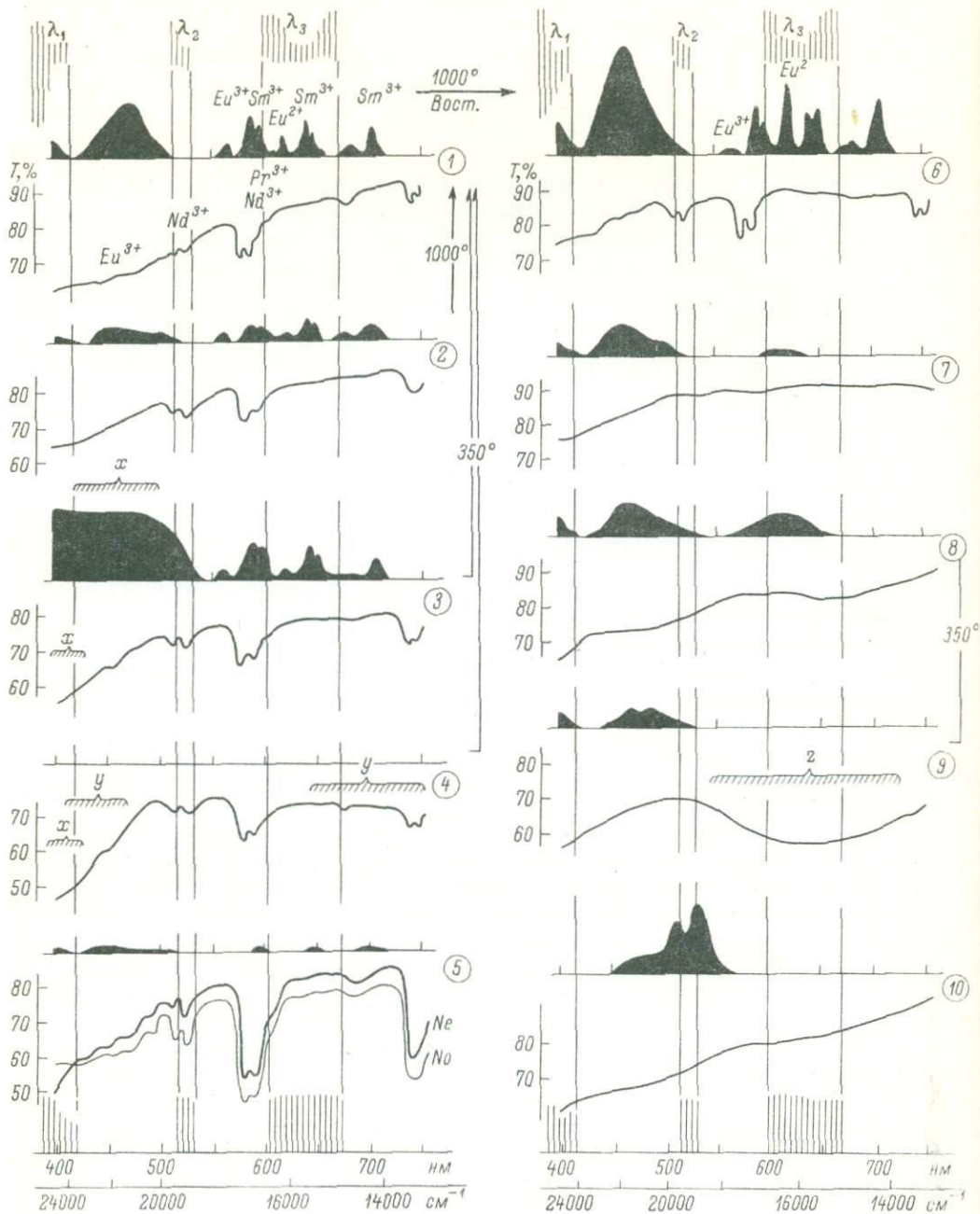


Рис. 1. Спектры люминесценции (верхние) и спектры поглощения (Т, %) образцов апатита.

Штриховкой показаны основные линии ( $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ ) комплексного источника в видимой области. Цвет разновидностей под комплексным источником (цифры в кружках): 1 - бесцветный (ярко-розовый) редкоземельно-стронциевый апатит Хибин после отжига при  $1000^\circ\text{C}$  в воздушной среде; 2 - бесцветный (бледно-розовый) частично неупорядоченный мелкозернистый апатит Хибин; 3 - бесцветный (синий) апатит Хибин, ассоциирующий с эгирином и гакманитом; 4 - желтовато-зеленый (тускло-зеленый) апатит Хибинских месторождений; 5 - бледно-зеленый (тускло-розовый) апатит Ловозера; 6 - бесцветный (ярко-голубой) редкоземельно-стронциевый апатит Хибин после отжига с графитом.

Широкие полосы поглощения, определяющие воспринимаемую глазом окраску, обусловлены как устойчивыми, так и неустойчивыми к нагреву ( $350^{\circ}\text{C}$ ) центрами. Среди причин устойчивой к нагреву окраски прежде всего следует отметить дисперсионное поглощение кристаллов в фиолетовой части спектра. Дисперсионное поглощение придает апатиту бледный голубоватый оттенок. Поглощение в области 400–450 и 550–750 нм (зеленые, желто-зеленые, желтые окраски) обусловлено переходами  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$  (Марфунин и др., 1967; Гауе, 1968). На полосы железа могут накладываться центры  $\text{Mn}^{2+}$  (Бахтин, 1967). Высокая оптическая плотность дымчатого и черного апатита объясняется рассеянием света включениями с последующими эффектами полного внутреннего отражения (Дудкин, 1967).

Наблюдается ряд полос поглощения, исчезающих при нагреве до  $350^{\circ}\text{C}$ . Неустойчиво дополнительное к дисперсионному поглощение в области 400–420 нм (рис. 1, x). Глазом этот эффект не воспринимается. Две широкие полосы поглощения (400–450 и 550–750 нм) снимаются нагревом одновременно, синевато-зеленая или голубая окраска апатита при этом исчезает полностью. Эти центры окраски (рис. 1, y) можно объяснить термодинамически равновесными дефектами, имеющими аддитивный характер и вызывающими понижение валентности  $\text{Fe}^{3+}$  до  $\text{Fe}^{2+}$  (Дудкин, 1967). Радиационный характер имеет темно-синяя (550–600 нм) неустойчивая окраска марганец-apatита, ассоциирующего с уранинитом (рис. 1, z).

Классификация изучавшихся образцов апатита одновременно по спектрам люминесценции и спектрам поглощения позволяет выделить значительное число реально существующих разновидностей. Но проследить каждую из них в пределах мономинеральных выделений, пользуясь только приборной регистрацией спектров, невозможно: необходимы визуальные наблюдения при разных увеличениях.

П. Р. Гарбер и др. (1970) обратили внимание на характерную цветность образцов апатита при фильтре, не запирающем полностью видимую область свечения ультрафиолетового источника. Цвет апатита при этом отличается как от видимого цвета люминесценции, так и от окраски образца при дневном освещении. Мы решили воспользоваться этим эффектом и подобрать источник, который, с одной стороны, возбуждал бы и не забивал собственным светом люминесценцию, а с другой — имел бы линии, совпадающие с основными полосами поглощения апатита в видимой области. Оптимальным источником оказалась лампа СВД-12 со стеклянным фильтром БС-8. В дальнейшем этот источник будем называть комплексным источником.

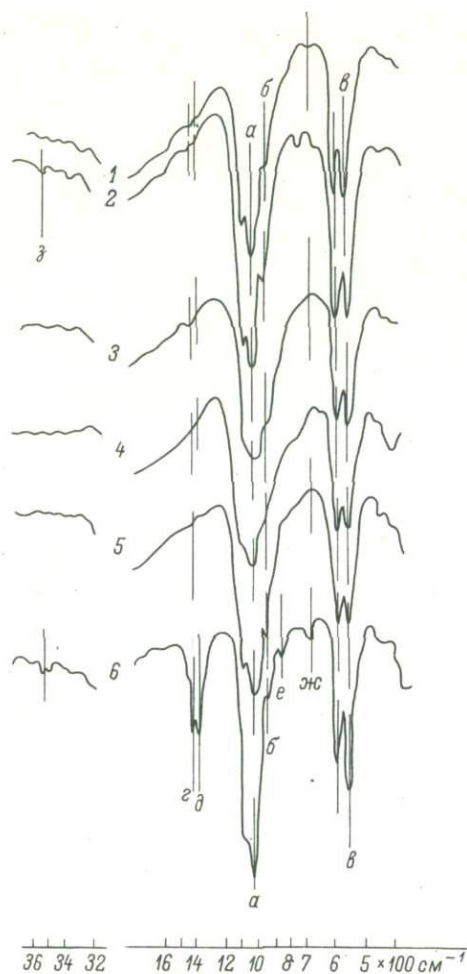
Возникающий под комплексным источником сложный оптический эффект нельзя считать эффектом простого суммирования поглощения и люминесценции. Известно, что добавление к ультрафиолетовому источнику красного света иногда усиливает люминесценцию (Ноке, 1966). Не исключены и явления частичного гашения люминесценции. В целом же цветность апатита в спектре комплексного источника оказалась весьма чувствительной как к характеру люминесценции, так и к характеру поглощения. В случае люминесценции апатита мало заметные различия соседних зерен под комплексным источником оказываются контрастными. На рис. 1 приведены характеристики разновидностей, четко различимых под комплексным источником.

Условным стандартом мономинерального выделения была принята совокупность 30 соприкасающихся зерен апатита (минимальная статистическая

Рис. 1. (продолжение)

том в вакууме при  $1000^{\circ}\text{C}$ ; 7 — бесцветный (бледно-голубой) апатит из карбоната; 8 — бледно-голубой (ярко-оранжевый) апатит с марганцем из гранитного пегматита; 9 — темно-синий (тускло-синий) марганец-apatит из участка пегматита с уранинитом; 10 — кремовый (ярко-желтый) франколит Ковдора. Стрелками показаны изменения при нагреве и отжиге; x, y, z — неустойчивые к нагреву ( $350^{\circ}\text{C}$ ) центры окраски и люминесценции.

Рис. 2. Инфракрасные спектры. Записывались порошки минерала (Е. С. Рудницкая, ИГЕМ).



1 - апатит из миаскитового пегматита Ильмен; 2 - апатит из Слюдянки; 3 - богатый редкими землями апатит Ловозера; 4 - мелкозернистый бесцветный апатит Хибинских месторождений; 5 - игольчатый неравнозернистый зеленый и темно-серый апатит Хибинских месторождений, а также мелкозернистый бесцветный (4) после отжига; 6 - франколит Ковдорского массива.

а - асимметричные валентные колебания  $\nu_3$  иона  $(PO_4)^{3-}$ ; б - полиосимметричные валентные колебания  $\nu_1$  иона  $(PO_4)^{3-}$ ; в - асимметричные деформационные колебания  $\nu_4$  иона  $(PO_4)^{3-}$ ; г - асимметричные валентные колебания  $\nu_4$  иона  $(CO_3)^{2-}$ ; д - симметричные валентные колебания  $\nu_1$  иона  $(CO_3)^{2-}$ ; е - деформационные колебания  $\nu_2$  иона  $(CO_3)^{2-}$ ; ж - предположительно-либрационные колебания  $OH^-$  - группы; з - валентные колебания  $OH^-$  групп.

представительность). Такие группы зерен исследовались в полировках под микроскопами МБС-1 и МЛ-2 при увеличениях до 400 раз. Использовались комплексный источник и обычная лампа накаливания. Полировки изучавшихся образцов готовились без люминесцирующих органических наполнителей (канифоль, лаки и т.п.).

Все изучавшиеся образцы мономинеральных выделений апатита прежде всего можно разделить на две большие группы: люминесцирующие и нелюминесцирующие.

Явления тушения люминесценции апатита распространены очень широко. Люминесценция полностью гасится поверхностными пленками и примазками. Различия соседних зерен по цветности в таком случае вторичны и не представляют особого интереса.

Люминесценция апатита оказалась потушена во всех монокристаллах апатита, минимальное сечение которых больше 1 см. Химизм апатита при этом не играет никакой роли. Апатит из гидротермальной жилы Слюдянки почти не содержит примесей (см. таблицу, ан. 1). И апатит из Слюдянки, и апатит из миаскитового пегматита Ильмен (см. таблицу, ан. 2) имеют четкие дифрактограммы, четкие ИК-спектры (рис. 2, обр. 1 и 2), характер которых не меняется при отжиге. С увеличением размера зерна при прочих равных условиях должно возрастать общее число их макродефектов, главным

Химический состав образцов апатита,  
отличающихся по люминесценции и окраске

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$P_2O_5$	40.87	40.80	40.97	41.00	40.94	39.03	41.68	41.52	38.74
$SiO_2$	0.05	0.00	0.16	0.05	0.19	0.22	0.05	0.09	0.09
$Al_2O_3$	0.18	0.20	0.16	0.08	0.15	0.14	0.07	0.07	0.10
$FeO + Fe_2O_3$	0.02	0.07	0.03	0.27	0.04	0.20	0.30	0.10	0.07
$TR_2O_3$	0.22	1.12	1.04	0.83	0.97	4.89	0.15	0.10	0.06
$MnO$	0.00	0.09	0.01	0.01	0.01	0.01	1.40	0.02	0.06
$MgO$	0.03	0.03	0.04	0.08	0.05	0.03	He обн.	0.22	0.00
$CaO$	55.13	54.32	52.47	52.99	52.91	43.97	54.28	55.41	54.32
$SrO$	0.40	0.67	2.84	2.24	2.58	9.12	0.00	0.25	0.15
$Na_2O$	0.23	0.24	} 0.12	0.06	} 0.13	0.68	0.03	0.23	0.04
$K_2O$	0.03	0.03		0.12		0.12		0.06	0.02
$H_2O^+$	} 0.95	} 0.44	0.39	0.29	0.42	0.36	0.34	0.38	1.51
$H_2O^-$			He опр.	0.14	He опр.	0.04	0.20	0.15	0.10
$F^-$	1.75	3.09	3.15	3.30	3.18	2.00	3.25	0.92	2.98
$Cl^-$	0.14	Сл.	He опр.	0.00	0.00	He опр.	He опр.	0.00	Сл.
$CO_2$	0.10	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	"	0.82	3.27
$-O \approx 2F$	0.73	1.30	1.32	1.38	1.33	0.84	1.37	0.38	1.25
$-O \approx 2Cl$	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.34	99.80	100.08	100.14	100.35	99.96	100.38	99.93	100.24

Примечание. 1 - бледно-голубой нелюминесцирующий крупнокристаллический апатит из гранитного пегматита Слюдянки, аналитик Л. Ф. Ганнибал; 2 - бледно-зеленый нелюминесцирующий крупнокристаллический апатит из миаскитового пегматита Ильмен, аналитик Л. Ф. Ганнибал; 3 - бесцветный мелкозернистый апатит (бледно-розовый под комплексным источником, рис. 1, обр. 2) из апатито-нефелиновой породы Хибин, аналитик Л. Д. Никитина; 4 - дымчатые (под комплексным источником зональные) игольчатые монокристаллы апатита из апатито-нефелиновой породы Хибин, аналитик А. В. Мокрецова; 5 - зеленовато-серый нелюминесцирующий апатит из апатито-нефелиновой породы Хибин, аналитик Л. Д. Никитина; 6 - бледно-зеленый слабо люминесцирующий апатит (рис. 1, обр. 5) из ядра натролитовой жилы горы Непха в Ловозере, аналитик З. И. Горошенко; 7 - голубой ярко люминесцирующий (ярко-оранжевый, рис. 1, обр. 8) апатит из гранитного пегматита, аналитик А. В. Мокрецова; 8 - бесцветный мелкозернистый апатит (под комплексным источником бледно-голубой, рис. 1, обр. 7) из карбоната Ковдора, аналитик А. В. Мокрецова; 9 - кремевый ярко люминесцирующий (желтый, рис. 1, обр. 10) франколит Ковдора, материалы Г. С. Курбатовой, аналитик Л. Ф. Ганнибал.

образом за счет границ механических блоков. Увеличение общего количества макродефектов на один монокристалл и ответственно, по-видимому, за тушение люминесценции. Интересно, что свечение таких образцов при температуре 1000° восстанавливается (ильменского по типу 1, слюдянского по типу 7; рис. 1), но только при условии предварительного измельчения их монокристаллов.

Нелюминесцирующие грубокристаллические скопления апатита однотипны по цвету: голубые, зеленые, бледно-желтые. Соседние кристаллы отличаются по интенсивности окраски, нередко интенсивность окраски неоднородна даже в пределах одного монокристалла.

Примером тушения люминесценции за счет химического состава является тушение люминесценции в редкоземельном апатите с содержанием  $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$  выше 4.0%. Концентрационное тушение люминесценции при увеличении содержания лантаноидов экспериментально доказано на искусственных кристаллах флюорита (Азаров, и др., 1971). В нашем распоряжении имелась серия редкоземельных образцов апатита (см. таблицу, ан. 6) из Ловозерского щелочного массива. Мелкозернистые мономинеральные выделения ловозерского апатита бесцветны, под комплексным источником — тускло-розовые (рис. 1, обр. 5). ИК-спектры такого апатита размыты (рис. 2, обр. 3) за счет повышенной анизотропии (Кисловский, Кнубовец, 1968). Отжиг не ведет к заметным структурным изменениям.

Интенсивно люминесцирующие разновидности апатита характерны для ряда геологических образований. Наибольшую информацию дают поглощение и люминесценция мелкозернистого апатита из различных пород Хибинского массива. Хибинский апатит содержит 0.5 — 4.3%  $\text{TR}_2\text{O}_3$ , 0.3—18.0%  $\text{SrO}$ , 0.03—0.21  $\text{MnO}$ , 0.03—0.23  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Самым высокотемпературным хибинским апатитом представляется акцессорный мелкозернистый бесцветный апатит (рис. 1, обр. 2), бледно-розовый либо бледно-фиолетовый под комплексным источником. Такой апатит характерен для всех хибинских пород с первичной магматической структурой. После отжига при 1000°C люминесценция этого апатита усиливается (рис. 1, обр. 1 и 2) и он становится под комплексным источником ярко-розовым. После прокаливания восстанавливается либо усиливается люминесценция многих апатитов, но только в этом случае одновременно повышается интенсивность отражений на рентгеновских дифрактограммах, становятся более четкими ИК-спектры (рис. 2, обр. 4, 5), четче регистрируются узкие полосы поглощения лантаноидов (рис. 1, обр. 2 и 1). Все эти явления можно объяснить первичной неупорядоченностью структуры апатита — неупорядоченностью распределения катионов-примесей редкоземельных элементов и стронция (см. таблицу, ан. 3).

В пределах апатито-нефелиновых месторождений Хибин встречаются мономинеральные выделения бледно-розового под комплексным источником мелкозернистого апатита с заметными признаками неупорядоченности структуры. Это удивительно монотонные по форме, размеру и плотности (термоградиентная трубка) выделения, свидетельствующие о высоком уровне энтропии процесса их образования (Дудкин, 1971). Появление игольчатых индивидов апатита в мелкозернистой массе обуславливает уже определенную неоднородность мономинерального выделения по форме и размеру зерна, хотя структура такого образования еще весьма регулярна. В подобных, широко распространенных выделениях под комплексным источником четко различаются кроме рассмотренной еще две разновидности.

Ядра иголок под комплексным источником темно-красные. Этот эффект обусловлен их повышенной оптической плотностью (дымчатостью), не всегда заметной при обычных наблюдениях. В остальном ядра иголок аналогичны мелкозернистой бледно-розовой массе апатита.

Бесцветные внешние зоны иголок (рис. 1, обр. 3) под комплексным источником синие. После нагрева до 350° интенсивная широкая полоса свечения (400—500 нм) исчезает (рис. 1, обр. 3 и 1). Общий вид под комплексным

источником мономинеральных хибинских выделений апатита с игольчатыми порфирированными зернами показан на рис. 3.

Синий под комплексным источником апатит не только образует внешние зоны игольчатых монокристаллов. Он закономерно располагается на границе мономинеральных выделений с силикатами, особенно характерно его присутствие вблизи эгирина и гакманита — минералов заключительной стадии высокотемпературного этапа минералообразования в апатито-нефелиновых телах Хибин (Дудкин и др., 1964).

Интересно, что при охлаждении от 800–1000° исчезающий при 350° центр свечения (рис. 1, х) в зернах, граничащих с силикатами, восстанавливается. В природных условиях в связи с этим закономерны каймы синего апатита шириной до 0,5 см на границах жильных сиенитов, секущих апатито-нефелиновую породу. При обычном освещении эти каймы незаметны.

• Центр свечения в области 400–500 нм исчезает одновременно с дополнительным поглощением в области 400–420 нм. Если эти оптические явления обусловлены одним точечным дефектом, то стоксов сдвиг невелик и равновесный дефект сравнительно прост по своей природе (Нокс, 1966). Можно предполагать, что он имеет аддитивный характер, определяется внедрением избыточных катионов, валентность которых уравнивается локализацией экситонов за счет центра типа  $F^{\cdot-}-O^{\cdot-}-F^{\cdot-}$ . Подобный центр предполагается М. Я. Щербаковой и др. (1968) именно в образцах апатита Хибин и Ковдора, где присутствует синяя разновидность.

При охлаждении от 1000°С первоначальная люминесценция во внешних зонах иголок (рис. 3) не восстанавливается. Синяя под комплексным источником разновидность, по-видимому, не только результат совместного охлаждения апатита и силикатов в окислительной среде, но и отражение определенного этапа минералообразования.

Рассмотренные разновидности апатита Хибинских месторождений не отличаются друг от друга существенно по химическому составу (см. таблицу, ан. 3,4). Сохраняется общий химизм апатита и в том случае, когда мономинеральные выделения сложены неравномернозернистым зеленым апатитом с дефектными центрами окраски (рис. 1, обр. 4). В неоднородной массе такого апатита сохраняются участки мелкозернистого (рис. 1, обр. 2), игольчатые индивиды, зерна с неустойчивым центром люминесценции (рис. 1, обр. 3). Наиболее поздними представляются грубо и в то же время неравномернозернистые мономинеральные выделения темно-зеленого и дымчатого нелюминесцирующего до отжига апатита. Подобные участки можно рассматривать как

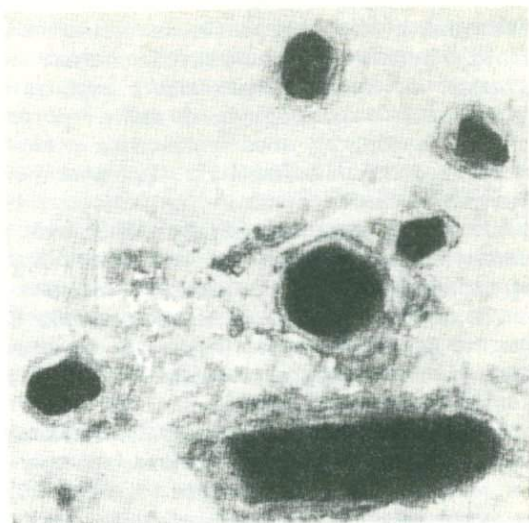


Рис. 3. Разновидности апатита, различимые под комплексным источником в мономинеральных участках апатито-нефелиновых пород Хибин. Увел. 20, лампа СВД-120, фильтр БС-8; контраст усилен при печати.

Черное — темно-красные ядра иголок апатита; серое — синие краевые зоны иголок, а также отдельные зерна того же цвета; светлое — масса мелких бледно-розовых зерен.

результат перекристаллизации апатита с увеличением механической блочности его монокристаллов. При этом состав апатита часто остается без изменения (см. таблицу, ан. 5).

В целом в пределах Хибинских месторождений прослеживается длительная и сложная история формирования мономинеральных выделений апатита, включающая и самые высокотемпературные этапы. В щелочных пегматитах Хибин иногда встречается апатит, аналогичный аксессуарному апатиту пород (рис. 1, обр. 2, 3), но чаще апатит пегматитов представлен нелюминесцирующими кристаллами. В случае слабой люминесценции апатита пегматитов интенсивность свечения заметно варьирует в пределах одного зерна.

Интересно сравнение мономинеральных участков апатита Хибинских месторождений с мономинеральными выделениями этого минерала в карбонат-силикатных фациях щелочно-ультраосновных массивов: флогопитовых, железорудных, апатит-форстеритовых с карбонатами и т.п. В этих образованиях не установлен мелкозернистый апатит со следами неупорядоченности структуры (рис. 1, обр. 2), хотя в ийолитах и пироксенитах он распространен в качестве аксессуарного минерала. Здесь встречается апатит (0,5-1,1%  $TR_2O_3$ ) с дефектной зеленой окраской (рис. 1, обр. 4), на границе с силикатами - с дефектным центром люминесценции (синий, рис. 1, обр. 3), но преобладает разнозернистый зеленоватый нелюминесцирующий до отжига при  $1000^{\circ}C$  апатит, характерный для щелочных пегматитов и гидротермальных жил.

В карбонатитах (Ковдор, Вуориярви, Себлявр, Озерная варака и др.) наряду с бледно-зеленым и желтым нелюминесцирующим апатитом (0,8-2,0%  $TR_2O_3$ ) распространен бесцветный (рис. 1, обр. 7) бледно-голубой под комплексным источником мелкозернистый апатит, чистый от примесей, за исключением  $CO_2$  (см. таблицу 1, ан.8). Бледно-голубая окраска под комплексным источником определяется широким максимумом свечения, устойчивым к нагреву и отжигу. Этот спектр (рис. 1, обр. 7) не имеет ничего общего со спектром люминесценции редкоземельного апатита, в котором искусственно восстановлен европий (рис. 1, обр. 6). Определить генетические особенности бледно-голубого апатита карбонатитов трудно: содержания примесей настолько низки, что едва ли могла возникнуть и сохраниться заметная неупорядоченность структуры.

Окраска и люминесценция марганецсодержащих апатитов детально изучены (Горобец, Портнов, 1971; Гарбер и др., 1970; Бахтин, 1970). По нашим наблюдениям, на спектре люминесценции сказывается содержание  $MnO$  выше 0,20% (прожилки мелкозернистого позднего апатита с содержанием 0,21%  $MnO$  в апатито-нефелиновой породе Коашвинского месторождения Хибин). Бледноокрашенный мелкозернистый манганатапатит (рис. 1, обр. 8) под комплексным источником выглядит ярко-оранжевым. Люминесценция апатита гасится при наличии дефектных центров окраски (рис. 1, обр. 9). В крупных кристаллах манганатапатита люминесценция восстанавливается только после их измельчения и отжига, но в некоторых случаях свечение отдельных участников крупных кристаллов восстановлено в природных условиях, например в виде каемок на границе с зернами кварца (гранитные пегматиты Чупы, Северная Карелия).

Франколит в отличие от манганатапатита под комплексным источником ярко-желтый, обычная окраска этого минерала кремовая (рис. 1, обр. 10). В случае голубой окраски франколита (Ковдор) люминесценция частично гасится. При  $520^{\circ}C$  корочки голубого франколита раесыпаются в порошок, теряя часть воды и  $CO_2$ . В результате этого превращения минерал становится светло-бурым и восстанавливает люминесценцию.

При наблюдениях мономинеральных выделений апатита под комплексным источником в ряде случаев обнаружено яркое желтое свечение по краям зерен (Ковдор - железорудное и флогопитовое месторождения; Хибины - трещинные зоны выветривания в апатито-нефелиновой породе). Структуры интенсивного замещения апатита франколитом неизвестны. Возможно, что при воздействии

на апатит агрессивных поверхностных вод зерна его покрываются тонким чехлом состава франколита, который предохраняет минерал от дальнейшего замещения.

Таким образом, люминесценция и поглощение в видимой области спектра позволяют в ряде случаев получить принципиально новый материал, дополняющий известные сведения о неоднородности анхимономинеральных выделений апатита. Использование комплексного источника дает возможность проследить в плоских срезах одновременно различия и по поглощению и по люминесценции, а сопоставление этих различий с другими физическими свойствами минерала и его химизмом помогают составить более полное представление о истории формирования однородных по фазовому составу образований.

Самыми высокотемпературными представляются мелкозернистые скопления апатита со следами неупорядоченности структуры монокристаллов. Следующий этап – появление разновидностей с упорядоченной в целом структурой, но высокой концентрацией точечных дефектов. При этом заметно увеличивается неоднородность поликристаллических выделений. Еще более неоднородны по форме, размеру зерна мономинеральные обособления грубозернистого (крупнокристаллического) нелюминесцирующего апатита, по-видимому, возникшего в результате длительной кристаллизации при несколько непостоянных условиях либо путем перекристаллизации с ростом размера зерна. Низкотемпературные мелкозернистые выделения апатита (например, манганопатит) вновь обнаруживают яркую люминесценцию, но признаков точечных дефектов по оптическим свойствам в них не устанавливается. Наконец, не исключено, что в приповерхностных условиях на зернах апатита появляется тонкий чехол состава франколита.

Наиболее высокотемпературные мономинеральные выделения апатита обнаружены в пределах Хибинских месторождений, что подтверждает гипотезу о связи их формирования с магматическим процессом. Вместе с тем в апатито-нефелиновых породах Хибин широко развита вся гамма перечисленных выше образований. Очевидно, чем выше температура возникновения анхимономинеральных обособлений, тем длительней вся история их конечной стабилизации и больше вероятность сосуществования в одних и тех же породах разных по характеру скоплений апатита.

## Л и т е р а т у р а

- Азаров В.В., Зиновьев П.В., Минков Б.И., Скоробогатов Б.С., Щербина Е.В. Концентрационное тушение люминесценции и входение ионов р.з.э. в монокристаллы  $\text{CaF}_2$ . – Оптика и спектроскопия, 1971, т. XXX, вып. 5.
- Бахтин А.И. Оптические спектры поглощения минералов. – В кн.: Физика минералов. Изд-во Казанск. ун-в., 1970, вып. 2.
- Бахтин А.И., Машонкин В.П. Люминесценция апатитов, – В кн.: Физика минералов. Изд-во Казанск. ун-в., 1971, вып. 3.
- Волкова М.И., Померанцева Н.Г. Химические анализы минералов Кольского полуострова. Апатиты, 1970.
- Гарбер П.Р., Никитина Е.И., Сотников В.И., Щербакова М.Я. Новые данные о характере люминесценции и парамагнитных свойствах ионов марганца в акцессорном апатите. – В кн.: Исследование структурных особенностей минералов современными физико-химическими методами. Новосибирск, „Наука“, 1970.

- Горобец Б.С. О люминесценции фторапатита, активированного редкоземельными элементами. - *Оптика и спектроскопия*, 1968, т. XXV, вып. 2.
- Горобец Б.С., Портнов А.М. Расшифровка спектров люминесценции апатитов из различных месторождений. - *Тр. Минер. музея АН СССР, М., "Наука"*, 1971, вып. 20.
- Денисов А.П., Дудкин О.Б., Елина Н.А., Кравченко-Бережной Р.А., Полежаева Л.И. О зависимости физических свойств апатита от примеси редких земель и стронция. - *Геохимия*, 1961, № 8.
- Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Померанцева Н.Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.-Л., "Наука", 1964.
- Дудкин О.Б. Об использовании поглощения лантаноидов в видимой области спектра при изучении редкоземельных минералов. - *Докл. АН СССР*, 1965, т. 165, № 5.
- Дудкин О.Б. О природе характерной окраски некоторых минералов в щелочных породах и пегматитах. - *Материалы по минералогии Кольского полуострова, Л.*, 1967, вып. 5.
- Дудкин О.Б. Неоднородность минерала и энтропия процесса его образования. - *Докл. АН СССР*, 1971, сер. геол., т. 199, № 1.
- Дудкин О.Б., Полежаева Л.И. Химизм и генетические разновидности апатита Коашвинского месторождения (Хибины). - *Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, Апатиты*, 1971, вып. 2.
- Кисловский Л.Д., Кнубовец Р.Г. О чувствительности инфракрасных спектров монокристаллов апатита к изоморфным замещениям. - *Докл. АН СССР*, 1968, 179, № 6.
- Кравченко-Бережной Р.А. Спектры пропускания лантаноидов в мелкокристаллических препаратах и их аналитическое применение. - *Заводская лаборатория*, 1963, № 6.
- Львов Б.В. Атомно-абсорбционный спектральный анализ. М., "Наука", 1966.
- Марфунин А.С., Минеева Р.М., Мкртчян А.Р., Нюссик Я.М., Федоров В.Е. Оптическая и мессбауэровская спектроскопия железа в породообразующих силикатах. - *Изв. АН СССР*, 1967, сер. геол., № 10.
- Морозов А.М., Морозова Л.Г., Трофимов А.К., Феофилов П.П. Спектральные и люминесцентные характеристики монокристаллов апатита, активированных редкоземельными ионами. - *Оптика и спектроскопия*, 1970, т. XXIХ, вып. 6.
- Нокс Р. Теория экситонов. М., "Мир", 1966.
- Орлов Н.А., Басков В.С., Парьяз А.А. Вариант комбинированного пламенного спектрофотометра. - В кн.: *Методы анализа минерального сырья. Апатиты*, 1971.
- Портнов А.М., Горобец Б.С. Люминесценция апатита из различных типов горных пород. - *Докл. АН СССР*, 1969, 184, № 1.
- Тарашан А.Н., Марфунин А.С. О природе люминесценции апатитов. - *Изв. АН СССР*, 1969, сер. геол., № 3.
- Щербакова М.Я., Гишинская Л.Г., Годовиков А.А. Исследование апатита различного генезиса методом электронного парамагнитного резонанса. - *Кристаллография*, 1968, 13, № 2.
- Faye G.H. The optical absorption spectra of iron in six - coordinate sites in chlorite, biotite, phlogopite and vivianite. - *Canad. Mineral.*, 1968, 9, 3.
- Swank R.K. Color Centers in X-irradiated Halophosphate Crystals. - *Physical. Review*, 1964, v, 135, Ser. Ser., N 1A.

## ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АПАТИТА КОВДОРСКОГО МАССИВА

Апатит — типичный минерал массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова. В ряде подобных массивов известны промышленные скопления апатита. Крупные промышленные месторождения апатита имеются в пределах Ковдорского массива. Как установлено предыдущими исследователями, апатит в пределах этих месторождений представлен различными генерациями, однако каких-либо существенных отличий в составе и физических свойствах в этих генерациях не установлено (Римская-Корсакова и др., 1968). В нашу задачу входил анализ типоморфных особенностей всех основных разновидностей апатита Ковдорского массива. Исследовались образцы из большинства разновидностей пород, в том числе акцессорный апатит магматических пород, перекристаллизованных магматических пород, апатит и франколит наиболее поздних стадий карбонатитового процесса. Особое внимание было уделено изучению физических свойств апатита.

Ковдорский массив представляет собой сложную многофазную интрузию. В формировании массива выделяют два этапа (Кухаренко и др., 1971): I — магматический в две фазы — ультраосновная (оливиниты и пироксениты) и щелочная (породы ийолит-мельтейгитовой серии); II — постмагматический, вызвавший образование контактово-реакционных и метасоматических образований: 1) метасоматиты экзоконтактовых ореолов: а) фениты; 2) метасоматиты внутренних зон массива: а) существенно меллитовые породы; б) диопсид-флогопитовые породы и слюдиты; в) породы „рудного комплекса” — апатит-форстеритовые (с магнетитом); флогопит-apatит-магнетитовые (с кальцитом); флогопит-магнетит-кальцитовые (с апатитом), являющиеся переходным звеном между магнетитовыми рудами и карбонатитами; г) карбонатиты; д) франколитовые образования.

Апатит присутствует во всех типах пород начиная от оливинитов и пироксенитов — пород ранних интрузивных фаз и кончая различными постмагматическими образованиями, завершающими процессы формирования массива (Кухаренко и др., 1965).

В собственно магматических породах апатит присутствует как акцессорный минерал: в оливинитах — 0,04%, в породах ийолит-мельтейгитового ряда — 0,08%. В малых количествах содержится апатит и в турьяитах — 0,04%. В породах акцессорный апатит присутствует в виде единичных мелких зерен.

В перекристаллизованных магматических породах количество апатита возрастает и нередко апатит приобретает значение породообразующего минерала. Перекристаллизованные и апатитизированные породы имеют гигантозернистое пегматоидное строение. Размер зерен варьирует в широких пределах (от 1–3 до 5–10 мм). В апатитизированных оливинитах апатит образует гнездообразные скопления, замещающие оливин, диопсид, флогопит. В ийолитах, обогащенных апатитом, последний образует радиально-лучистые агрегаты.

В диопсид-флогопитовых породах и слюдитах апатит образует зернистые скопления, часто радиально-лучистые агрегаты зерен вместе с кальцитом, красно-бурым феррифлогопитом, магнетитом, встречается также в ассоциации с реликтовыми минералами оливинитов. Участки, содержащие апатит, обычно перекристаллизованы, грубозернистого сложения.

Наибольшее количество апатита, имеющее промышленное значение, характерно для пород железорудного комплекса. Здесь апатит в виде мелких изометричных зерен неравномерно распределен между зернами форстерита,

ассоциирует с кальцитом, местами образует почти мономинеральные скопления. Изредка наблюдаются длиннопризматические кристаллы апатита и радиально-лучистые их агрегаты.

В карбонатитах количество апатита колеблется от 0,04 до 20%. Наблюдается он в виде округлых зерен или зернистых скоплений, располагающихся в карбонатите пятнами, линзами, прослоями или прожилками. Реже он образует радиально-лучистые агрегаты и игольчатые выделения, пронизывающие зерна кальцита и магнетита.

В карбонатитах участками наблюдается скрытокристаллический апатит, пронизанный бурыми пылевидными включениями. Он нередко образует тонкие оторочки вокруг обычного светлого апатита. Скопления бурого апатита часто пересекаются тонкими жилками франколита.

Франколитовые образования в незначительных размерах известны на железорудном месторождении, приурочены они к зоне дробления. Крупные скопления франколита известны в зоне развития карбонатитов среди фенитов южнее Ковдорского массива (франколитовая брекчия). Франколит находится в ассоциации как с первичными минералами пород — кальцитом, апатитом, магнетитом, за счет которых он образуется, так и со вторичными образованиями — гидрослюдами, скрытокристаллическим апатитом, гидроокислами железа.

Изучалась морфология поверхности зерен апатита. Поверхность зерен апатита напылилась под вакуумной установкой серебром, после чего просматривалась при разных увеличениях, в том числе и при увеличении рудного микроскопа (12х). Аксессуарный апатит магматических пород имеет гладкие правильные грани, свидетельствующие об отсутствии относительно грубой блочности. Преобладают грани гексагональной призмы (1010), грани дипирамиды развиты плохо. В метасоматически измененных породах для апатита характерна грубая блочность, которая проявляется повернутыми относительно друг друга ступеньками роста. В отдельных случаях наблюдается тонкая слоистость поверхности граней (рис. 1; Фекличев, 1966).

Своеобразное строение имеют франколитовые натечные корочки, в основании которых нередко располагаются мелкие длиннопризматические зерна апатита, расщепленные на концах (рис. 2). По цвету и интенсивности люминесценции франколитовые корочки обнаруживают резкую ритмичность с неравномерным развитием чередующихся ритмов.

При рассмотрении химизма апатита из разных образований можно отметить, что состав их близкий (табл. 1). Наблюдается повышенное содержание редких земель (1,01%) и стронция (0,58%) у аксессуарного апатита ийолитов по сравнению с апатитом из измененных оливин-пироксеновых пород (флогопит-вермикулитовыми), где соответственно редких земель — 0,36%, стронция — 0,26%. В апатите пород рудного комплекса еще более низкое содержание редких земель — 0,18% и стронция — 0,23%. Очень невыдержанными по содержанию этих компонентов являются апатиты из карбонатитов, содержание редких земель в которых меняется от 0,30 до 1,38%, а стронция — от 0,19 до 0,68%. Совсем в незначительных количествах содержатся редкие земли — 0,09% и стронция — 0,15% в скрытокристаллической разновидности гидроксилфтор-apatита, которая генетически представляется переходной разностью между апатитом и франколитом. Во франколите содержится редких земель — 0,08% и стронция — 0,16%.

Имеются некоторые различия в содержании углекислоты в апатите. Минимальное содержание ее в апатите магматических пород (0,34%) с последовательным увеличением в апатите оливин-флогопит-вермикулитовых пород (0,55%) и апатите пород рудного комплекса (0,62%). Апатит карбонатитов имеет наиболее невыдержанное содержание углекислоты (ИК-спектры). Скрытокристаллический апатит также характеризуется повышенным содержанием

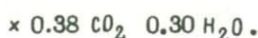
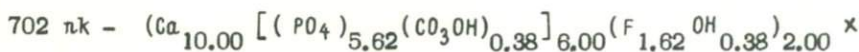
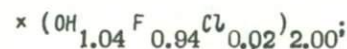
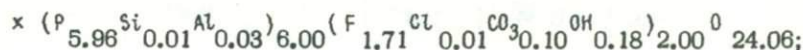
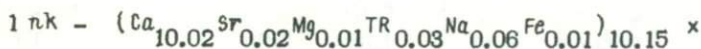
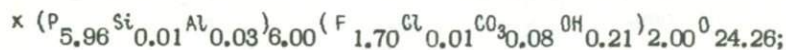
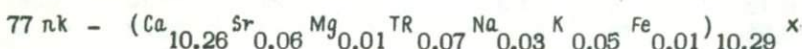
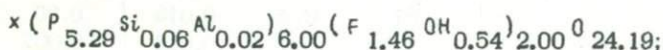
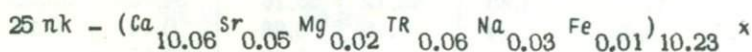
углекислоты (1.03%). Во франколите уже принципиально иное содержание углекислоты (3.10%).

Содержание фтора в апатите магматических пород - 2.90%, в апатите оливин-флогопит-вермикулитовых породах оно снижается до 1.49%, в апатите пород рудного комплекса еще ниже - 1.41%. В апатите карбонатитов опять же невыдержанное содержание фтора - 0.73-2.76%. Франколит отличается повышенным содержанием фтора, т.е. в отличие от апатита метасоматически измененных пород он меньше содержит гидроксила. В ассоциирующей с франколитом скрытокристаллической разновидности апатита содержание фтора значительно ниже, чем во франколите (табл. 1).

Расчитанные на основании приведенных в табл. 1 анализов кристаллохимические формулы апатита имеют следующий вид:



Рис. 1. Тонкая слоистость поверхности граней кристалла апатита.



Апатиты Ковдора можно отнести к оксигидроксилфторапатитам. Франколиты классифицируются как гидроксил-фторкарбонатапатиты с очевидным вхождением карбонат-ионов на место фосфат-комплексов. Франколит отличается малым содержанием катионов, замещающих кальций.

Данные хроматографического анализа показывают, что среди элементов редкоземельной группы преобладают Ce (44.4-49.6% от суммы  $\text{R}_2\text{O}_3$ ), La (18.0-23.7%), Pr (4.5-5.8%). Каких-либо закономерных изменений в содержа-

Таблица 1

Химический состав апатита, вес. %

Компо- ненты	Апатит из магматических и перекристаллизо- ванных магматических пород					Апатит из пород	
	25 пк, из ийолитов	77 пк, из апатит- ийолитов	1 пк, из апатити- зированных оливи- нитов	к-28, из флогопити- зированной оливин- диопсидовой породы	249, из апатитового прожилка в пирок- сен-оливиновой породе	к-26, из флогопит- оливин-диопсидовой породы	4012 из флогопит- диопсидовой поро- ды
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	0,33	0,10	0,10	-	0,05	-	-
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,06	0,15	0,002	0,10	0,002	0,002
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,06	0,05	0,10	0,11	0,01	0,04
FeO	-	-	-	-	-	-	-
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	1,02	0,52	0,88	0,21	0,55	0,22
CaO	54,56	54,45	54,83	55,12	55,18	54,75	55,26
SrO	0,52	0,65	0,24	0,25	0,38	0,14	0,23
MgO	0,08	0,05	0,07	-	0,12	0,23	-
MnO	-	-	0,01	0,20	0,015	0,20	0,25
K <sub>2</sub> O	0,006	0,02	-	0,02	0,013	0,002	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,08	0,20	0,15	0,25	0,15	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	40,63	40,78	41,21	41,10	41,70	38,62	41,69
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,10	0,10	-	0,25	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	He опр.	0,25	0,30	0,51	0,16	0,70	0,75
Cl	" "	0,038	0,047	-	-	-	-
SO <sub>3</sub>	" "	-	-	0,10	-	-	-
F	2,68	3,12	3,17	1,08	2,06	1,02	1,45
CO <sub>2</sub>	He опр.	0,34	0,45	-	0,47	-	0,55
Нер.ост.	-	-	-	0,80	-	3,09	0,05
Сумма	-	100,21	101,45	100,24	101,06	99,46	100,70
-O = F <sub>2</sub> , Cl <sub>2</sub>	-	1,31	1,35	0,45	0,86	0,43	0,61
Сумма	100,22	99,90	100,10	99,79	100,20	99,03	100,09

нии редкоземельной группы у апатитов из различных разновидностей пород не наблюдается.

На рис. 3 даны инфракрасные спектры апатитов из основных типов пород массива. Спектры сняты Е. С. Рудницкой (ИГЕМ АН СССР) на спектрографе ИР-10.

Инфракрасные спектры апатита детально исследовались В. М. Батнагаром (Батнагар, 1968).

Предлагается следующая их расшифровка:

587 см<sup>-1</sup> сильные } ν<sub>4</sub> PO<sub>4</sub>  
605 см<sup>-1</sup> сильные }

флогопитового комплекса		Апатит из пород вермикулитовой зоны				
из флогопит-диопсидо- вой породы		270, из апатит-фло- гопитовой породы	148 пк, из вермику- литовой породы	к-11, из апатит-маг- нетитовой жилы (вермикулитовый карьер)	к-12, из кальцит- апатитовой жилы (вермикулитовый карьер)	к-13, из апатит- магнетитовой жилы (вермикулитовый карьер)
4052	к-24					
9	10	11	12	13	14	15
-	-	-	0,05	-	-	-
0,002	0,002	0,002	0,10	0,004	0,002	0,002
-	0,04	0,09	0,08	0,03	0,03	0,02
-	-	-	-	-	-	-
0,65	0,30	0,05	0,22	0,24	0,24	0,26
55,18	56,00	54,81	55,34	55,63	55,50	55,53
0,22	0,19	0,18	0,27	0,30	0,35	0,32
0,06	0,03	0,25	0,19	0,32	0,14	0,25
0,25	0,20	0,25	0,03	0,03	0,03	0,03
-	0,01	0,008	0,005	0,01	0,002	0,002
0,18	0,22	0,19	0,17	0,23	0,01	0,02
40,97	38,41	41,33	41,43	41,75	41,53	41,74
-	-	-	0,10	-	-	-
0,51	0,34	0,44	0,17	0,70	0,79	0,50
-	-	-	-	-	-	-
-	0,05	-	-	0,19	0,19	0,03
1,32	1,08	1,18	2,62	1,56	1,14	1,23
-	4,00	0,69	0,49	-	-	-
0,20	-	0,35	-	0,01	-	0,25
99,54	100,87	99,81	101,24	100,01	101,11	100,18
0,55	0,45	0,50	1,10	0,65	0,55	0,52
98,99	100,42	99,31	100,14	100,36	99,56	99,36

750 см<sup>-1</sup> деформированные плоские CO<sub>2</sub>

965 см<sup>-1</sup> ν<sub>1</sub> PO<sub>4</sub>

1045 см<sup>-1</sup> сильные

1095 см<sup>-1</sup> сильные

1430 см<sup>-1</sup> антисимметричные валентные } CO<sub>2</sub> плоские

1458 см<sup>-1</sup> симметричные валентные }

Полоса поглощения 3560-3570 см<sup>-1</sup> обусловлена валентными колебаниями группы (ОН).

Инфракрасные спектры апатитов свидетельствуют о близости общего состава и структуры апатитов. Все апатиты содержат гид-

Таблица 1 (продолжение)

Компоненты	Апатит из пород железорудного комплекса								Апатит
	133 пк, из апатитовой жилы (вермикулитовый карьер)	248, из апатит-магнетитовой породы с кальцитом	250	123пк	4315	1255	к-31	8	
			из апатит-форстерит-магнетитовой породы		из апатит-форстерит-магнетитовых руд				
	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO <sub>2</sub>	0.05	0.09	0.08	0.95	-	-	-	0.08	-
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	Сл.	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.07	0.03	0.12	0.007	-	0.16	1.81	0.002
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.10	0.41	0.15	0.07	0.002	0.004	0.79	0.02
FeO	0.18	-	-	-	-	-	-	-	-
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.35	0.10	0.29	0.30	0.09	-	0.07	Не опр.	0.35
CaO	54.91	55.41	55.08	54.09	55.14	55.62	55.91	52.61	55.53
CrO	0.34	0.25	0.30	0.23	0.28	0.18	0.17	-	0.16
MgO	0.21	0.22	0.18	1.35	0.39	0.23	0.25	3.16	-
MnO	0.03	0.02	0.02	0.08	0.33	0.25	0.17	-	0.25
K <sub>2</sub> O	0.01	0.02	-	0.02	0.002	-	0.003	-	0.002
Na <sub>2</sub> O	0.20	0.23	-	0.16	0.23	0.17	0.16	-	0.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	41.53	41.52	42.38	40.82	41.54	41.21	41.35	40.62	41.54
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.12	0.15	-	0.05	-	-	-	0.10	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.25	0.38	0.02	0.20	0.74	-	-	0.14	-
Cl <sup>-</sup>	-	-	-	0.019	-	0.83	0.58	-	0.57
SO <sub>3</sub>	-	-	-	-	0.15	-	-	-	0.29
F	1.76	0.92	1.76	1.96	1.11	1.18	1.11	Не опр.	1.81
CO <sub>2</sub>	0.60	0.82	0.56	0.41	-	0.59	-	-	-
Нер. ост.	-	-	-	-	0.10	-	0.05	-	-
Сумма	100.64	100.31	100.17	100.86	100.21	100.28	99.87	99.31	100.72
-O = F <sub>2</sub> , Cl <sub>2</sub>	0.73	0.38	0.75	0.82	0.47	0.50	0.47	-	0.76
Сумма	99.91	99.93	100.42	100.04	99.74	99.78	99.10	99.31	99.96

Примечание. 2, 3, 4 - аналитик А.В.Мокрецова, данные автора; 5 - А.В.Мокрецова (Волкова, Померанцева, 1970); 7, 8, 9, 10, 11 - аналитик З.В. данные автора; 13, 14, 15 - аналитик З.В.Васильева (Римская-Корсакова и др., Мокрецова (Волкова, Померанцева, 1970); 18 - аналитик М.И.Волкова (Волкова, 22 - аналитик З.В.Васильева (Римская-Корсакова и др., 1968); 23 - аналитик (Римская-Корсакова и др., 1968); 26 - аналитик Н.А.Елина (Волкова, Померанцева, аналитик З.В.Васильева (Кухаренко и др., 1965); 32, 33 - аналитик Л.Ф.Ганнибал,

из карбонатов	Апатит из наиболее поздних фаций карбонатов								
	1	2	3, белый полупрозрачный франколит	4, белый непрозрачный франколит	5, голубовато-зеленый франколит	702 пк, франколит из франколитовой брекчии	292 пк, голубой франколит из железорудного месторождения		
	скрытокристаллический апатит							27	28
	25	26	27	28	29	30	31	32	33
-	-	0.15	0.17	0.15	Не обн.	Не опр.	Не обн.	0.09	0.00
-	-	-	Сл.	Не опр.	-	-	-	-	-
-	-	0.10	0.16	1.43	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.10	0.02
0.06	0.18	0.45	-	" "	" "	" "	0.23	0.07	0.04
-	-	0.15	Не опр.	-	-	-	-	-	-
-	0.60	1.38	0.09	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.06	0.10
54.64	54.78	54.15	55.42	54.97	54.84	54.27	54.32	54.55	54.55
-	0.68	0.22	0.58	0.15	0.16	0.16	0.15	0.15	0.17
-	0.36	0.18	0.15	0.19	0.10	0.25	0.29	0.06	0.00
-	0.03	0.002	0.10	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.00	0.14
-	0.008	-	-	-	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00
-	0.24	-	-	-	0.05	0.04	0.04	0.04	0.00
40.63	39.82	40.19	40.91	38.09	37.38	38.11	38.74	38.68	38.68
-	-	0.28	0.03	-	-	-	1.51	1.43	1.43
-	-	0.38	1.15	0.86	1.98	2.02	2.32	0.10	0.13
-	-	-	-	-	0.02	0.02	0.02	Сл.	Сл.
-	-	-	Не опр.	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не обн.	-	-
2.76	0.73	0.85	Не опр.	3.06	2.00	2.30	2.89	3.22	3.22
0.70	1.85	1.36	0.71	3.10	3.39	3.50	3.27	2.24	2.24
-	-	-	-	Не обн.	Не обн.	Не обн.	-	-	-
100.70	100.31	99.58	99.67	101.55	100.17	101.69	101.49	101.42	101.42
1.16	0.37	0.35	-	1.30	1.09	0.96	1.25	1.35	1.35
99.54	99.94	99.23	-	100.25	99.08	100.73	100.24	100.07	100.07

аналитик З.В.Васильева (Римская-Корсакова и др., 1968); 6 - аналитик Васильева (Римская-Корсакова и др., 1968); 12 - аналитик А.В.Мокрецова, 1968); 16 - аналитик А.В.Мокрецова, данные автора; 17 - аналитик А.В. Померанцева, 1970); 19 - аналитик А.В.Мокрецова, данные автора; 20, 21, М.И.Волкова (Кухаренко и др., 1965); 24, 25 - аналитик З.В.Васильева 1970); 27 - аналитик М.И.Волкова (Кухаренко и др., 1965); 28, 29, 30, 31 - данные автора.

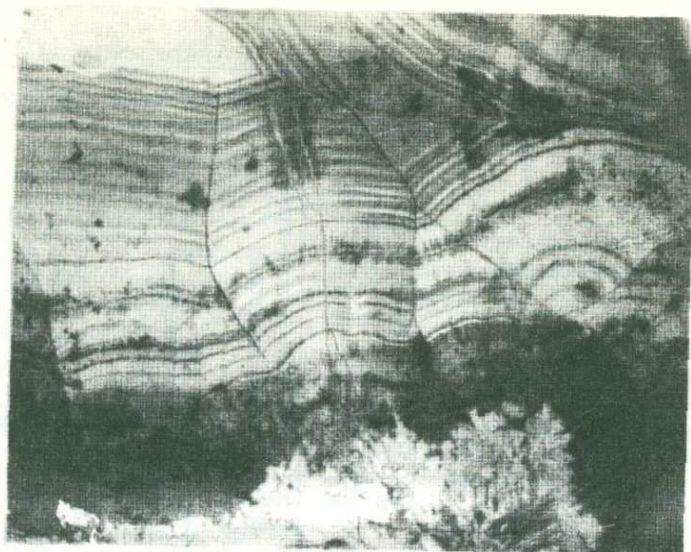


Рис. 2. Зональность (ритмичность) франколитовых корочек. Шлиф, николи скрещены, увел. 22.

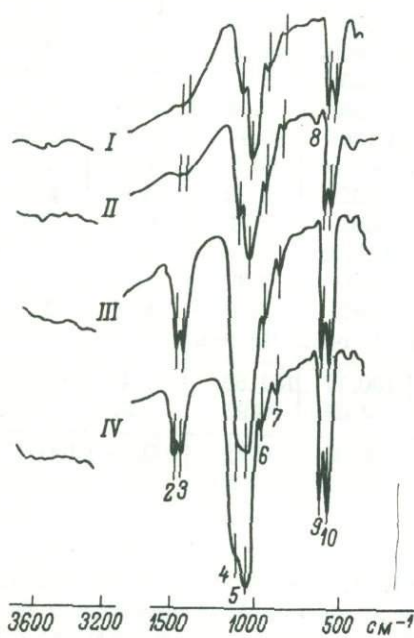


Рис. 3. Инфракрасные спектры поглощения.

I - аксессуарного апатита ийолита; II - апатита кальцит-магнетит-апатитовой породы; III и IV - франколита франколитовой брекчии. 1 - валентные колебания группы (OH); 2-3 - валентные колебания  $\text{CO}_3$ ; 4-5 - асимметричные валентные колебания  $\text{PO}_4(\nu_3)$ ; 6 - полностью симметричные колебания  $\text{PO}_4\nu_1$ ; 7 - невырожденное колебание  $\nu_2$  комплекса  $\text{CO}_2$ ; 8 - либрационное колебание группы OH; 9-10 - асимметричное деформационное колебание  $\text{PO}_4$ .

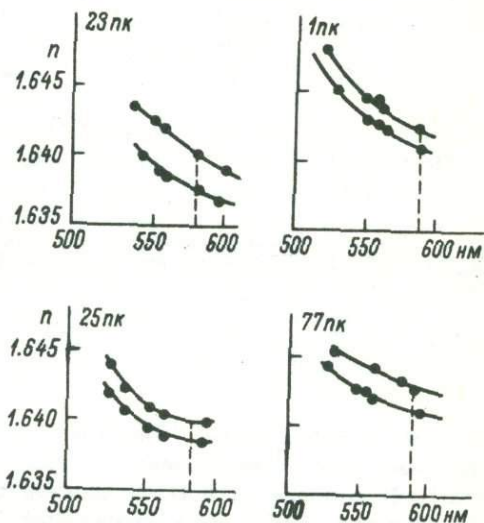


Рис. 4. Кривые дисперсии показателей преломления апатита.

Таблица 2

## Физические свойства апатита и франколита

Номера образцов	Параметры элементарной ячейки, Å		Показатели преломления		Максимумы фотолюминесценции в видимой области спектра
	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>N<sub>o</sub></i>	<i>N<sub>e</sub></i>	
25 пк	9.399±0.002	9.8823±0.0001			560 } 600 } TR 670 }
77 пк	9.406±0.007	6.887±0.13			
1 пк	9.398±0.008	6.889±0.010			
к-23	9.404±0.008	6.886±0.006	1.644	1.641	
249					
к-26					
4012	9.411±0.008	6.889±0.006	1.643	1.639	
4052	9.411±0.008	6.900±0.006	1.645	1.642	
270	9.412±0.008	6.894±0.006	1.644	1.638	
148	9.408±0.008	6.880±0.013			
к-11					
к-12	9.409±0.008	6.884±0.006	1.640	1.637	
к-13	9.402±0.008	6.880±0.006	1.646	1.639	
133 пк	9.405±0.010	6.872±0.008	1.644	1.640	
248					
250					
123	9.414±0.009	6.884±0.004	1.642	1.637	560 } 600 } TR 670 }
4315	9.407±0.008	6.885±0.006	1.642	1.638	
1255	9.402±0.008	6.876±0.006	1.644	1.640	
к-31	9.404±0.008	6.880±0.006	1.644	1.639	
81	9.406±0.008	6.886±0.006	1.644	1.639	
к-17	9.395±0.008	6.898±0.006	1.640	1.636	
246					
1	9.394±0.008	6.878±0.003	1.635	1.630	
2	9.382±0.002	6.866±0.003	1.643	1.638	
3	9.340±0.001	6.881±0.001	1.643	1.638	
4	9.341±0.001	6.880±0.001			
5	9.345±0.001	6.881±0.001			
702 пк	9.340±0.001	6.880±0.001	1.622	1.617	520 мм
292 пк	9.345±0.001	6.881±0.001	1.623	1.618	

роксильную группу и группу  $\text{CO}_3$ . Наиболее четко полосы поглощения группы  $\text{CO}_2$  проявлены в апатитах из метасоматически измененных пород, особенно из карбонатитов. Последнее подтверждает данные, полученные химическими анализами. Полосы поглощения, обусловленные группой  $\text{PO}_4$ , не искажены относительно друг друга, что свидетельствует о близком составе катионов первой группы (Кнубовец, 1970).

Отличие франколита от апатитов четко контролируется ИК-спектрами. Согласно данным Р.Г. Кнубовца, инфракрасные спектры франколита свидетельствуют о двух структурных положениях  $\text{CO}_3$  (подчиненные полосы в области плоских валентных колебаний  $1460-1420 \text{ см}^{-1}$ ). Снятие вырождения асимметричного валентного колебания комплекса  $\text{PO}_4(V_3)$  свидетельствует о понижении симметрии иона  $\text{PO}_4$  во франколите, в котором имеет место некоторый

избыток ионов Са и воды. И то и другое типично для франколита (McConnell, 1970).

Кроме компенсации некоторой части добавочных ионов, вода, по-видимому, играет большую роль в цементации микроскопических и субмикроскопических блоков, слагающих корочки франколита (см. формулу 702 пк, стр. 133).

От апатита франколит отличается максимумом фотолюминесценции (табл. 2). Этот максимум близок к максимуму манганатапатов (Гарбер и др., 1970). Однако во франколитах Ковдора марганца очень мало и правдоподобнее предполагать собственное свечение матрицы кристалла (Swank, 1964).

Рентгеновское исследование апатитов показало, что параметры элементарной ячейки близки между собой (табл. 2).

Показатели преломления приведены в табл. 2. Для некоторых образцов апатита построены кривые дисперсии показателей преломления (рис. 4). Характер кривых отличается. Образцы апатита из апатитизированных пород имеют повышенные показатели преломления. Изменение показателей преломления обусловлено, по-видимому, изменением роли группы  $CO_3$  в составе апатитов, так как содержание всех прочих примесей не увязывается с изменением показателей преломления.

Рассмотрев парагенезис, химизм, основные физические свойства апатитов различных пород, слагающих массив, можно отметить, что имеются определенные отличия между апатитами магматических пород и апатитами пород, подвергшихся в различной степени метасоматическому изменению.

Наиболее высокотемпературный акцессорный апатит магматических пород отличается повышенным содержанием элементов-примесей, малым содержанием  $CO_2$ , хорошо развитыми внешними формами кристаллов. В апатитизированных, флогопитизированных, карбонатизированных породах, породах железорудного комплекса химизм и физические свойства апатитов близки; содержание элементов-примесей в целом ниже, чем в акцессорном апатите неизмененных пород; повышено содержание  $CO_2$ ; имеются признаки грубой блочности монокристаллов; с поверхности зерна часто корродированы. По-видимому, условия кристаллизации апатита всех предкарбонатитовых фаций были близкими. В собственно карбонатитах обнаружены признаки присутствия как реликтового апатита предкарбонатитовых фаций, так и апатита собственно карбонатитовых стадий образования, но четко выделить эти разновидности пока не удалось. В карбонатитах отмечается резкая неустойчивость химизма и физических свойств апатитов. Это свидетельствует о наибольшей сложности формирования этих пород. Скрытокристаллические массы апатита и франколит являются результатом низкотемпературных эндогенных и гипергенных процессов, наложенных на карбонатиты.

Таким образом, по некоторым типоморфным особенностям достаточно четко выделялся апатит, дающий промышленные скопления: апатит-флогопитового комплекса, железорудного комплекса, а также существенные скопления апатита в перекристаллизованных оливинитах и ийолитах.

## Л и т е р а т у р а

- Батнагар В.М. Инфракрасный спектр апатита из месторождения Кукисвумчорр (Кольский полуостров, СССР). - Журнал структурной химии, 1968, т. 8, № 2.
- Волкова М.И., Померанцева Н.Г. Химические анализы минералов Кольского полуострова. Апатиты, 1970.
- Гарбер П.Р., Никитина Е.И., Сотников В.И., Шербакова М.Я. Новые данные о характере люминесценции и парамагнитных свойствах

- ионов марганца в акцессорном апатите. - В кн.: Исследование структурных особенностей минералов современными методами. Новосибирск, "Наука", 1970.
- Кнубовец Р.Г. Исследование изоморфных замещений в апатитах методами инфракрасной спектроскопии и ядерного парамагнитного резонанса. - Автореф. дисс. М., 1970.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.Л., Римская-Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Д. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., "Недра", 1965.
- Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А., Шинкарев Н.Ф., Орлова М.П. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. - Тр. Ленингр. общ. естествоисп., Л., "Недра", 1971, т. XXII, вып. 2.
- Римская-Корсакова О.М., Васильева З.В., Рыжова Р.И., Соколова Е.П. Апатиты Ковдорского массива. - В кн.: Минералогия и геохимия. Л., 1968.
- Фекличев В.Г. Микрорентгеномологический анализ. М., "Наука", 1966.
- McConnel. Crystal chemistry of Bone Mineral Zeydrated carbonate apatites. - Amer. Miner., 1970, vol. 55.
- Swank R.K. Color Centers in X-irradiated Halophosphate Crystals. - Physical Review, 1964, vol. 135, Ser., 1A.

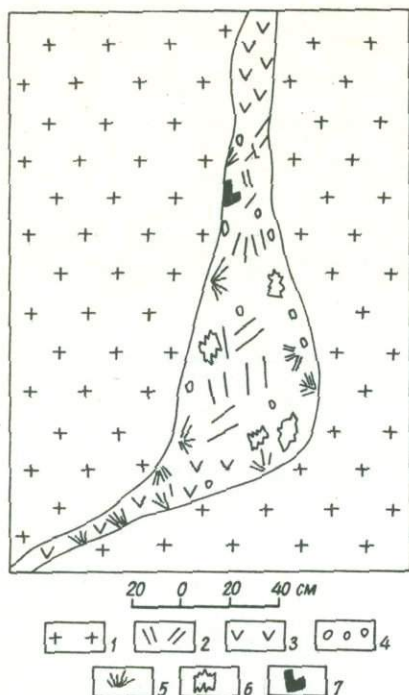
Л. В. Козырева, Ю. П. Меньшиков

#### К МИНЕРАЛОГИИ НАТРОЛИТОВОЙ ЖИЛЫ ГОРЫ КУКИСВУМЧОРР

Натролитовая жила интересного минералогического состава была найдена Ю. П. Меньшиковым в Хибинах летом 1963 г. Жила находится на последнем северном отроге горы Кукисвумчорр, переходящем через Эвдиалитовую перемычку в гору Куэльпор, под триангуляционным знаком в южных скальных выходах рисчорритов. Вмещающие породы - среднезернистые слюдяные рисчорриты - в этом месте вообще густо насыщены пегматитами и поздними жильными образованиями.

Жила имеет неправильную форму с максимальной мощностью 0,5 м. Простирание ее меридиональное, падение в верхней (наиболее широкой) части вертикальное, затем почти под прямым углом изменяется на пологое и почти горизонтальное с выклиниванием мощности до 5 см. Протяженность жилы 4 м. Верхняя часть жилы скрывается в нависших скалах, нижняя - в осыпях. Подступы к жиле очень трудны и даже опасны. Контакты жилы с вмещающими породами четкие.

Жила имеет различное строение. Верхняя, наиболее мощная часть зональна. Краевые зоны мощностью 5-7 см сложены нефелином, полевым шпатом и эгирином, в меньшей степени - астрофиллитом и эвдиалитом, центральная часть - натролитом с отдельными игольчатыми кристаллами эгирина. В натролите встречаются пустоты, заполненные мелкокристаллическим флюоритом, кристалликами анкилита и катаплеита. В нижней, горизонтальной части жилы преобладают эгирин, нефелин и астрофиллит. По всему телу жилы



Схематическая зарисовка натролитовой жилы.

1 - слюдяной рихсморрит; 2 - натролит; 3 - нефелин-полево-щитовая часть жилы; 4 - шарики сподиофиллита; 5 - выделения астрофиллита, эгирина и рамзаита; 6 - пустоты выщелачивания с анкилитом, катаплеитом, флюоритом; 7 - галенит.

иглочатый облик, достигая в длину 3-4 см при толщине 2-3 мм, слегка уплошены по двум наиболее развитым граням призматического пояса. Грани вертикального пояса покрыты грубой продольной штриховкой, на ряде кристаллов встречены головки, образованные формами  $\rho - (\bar{1}01)$  и  $\sigma - (\bar{1}11)$ . Цвет кристаллов темно-зеленый, наблюдается зональность в распределении окраски: центральная, наибольшая часть кристалла имеет темно-зеленый цвет, к концам кристаллов можно видеть смену двух-трех зон с более светлой окраской. В шлифе эгирина имеет темно-зеленый цвет с ясной схемой плеохроизма по  $Mg$  - желтовато-зеленый, по  $Np$  - темно-зеленый, угасание почти прямое, редко наблюдается  $cNg = 2-4^\circ$ , удлинение отрицательное. Более поздний тонкоиглочатый до волосовидного эгирина встречается в пустотах выщелачивания вместе с анкилитом, ильменитом и другими минералами. В пироксене из натролитовой зоны было определено содержание  $Na_2O = 12\%$ , что соответствует чистому эгирину.

Биотит ( $K(Mg, Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH, F)_2$ ) встречается в виде единичных шаровидных обособлений в различных частях жилы. В натролитовой части шарики биотита целые и распределены неравномерно. Ближе к зальбандам в натролит-эгириновой части жилы встречаются отдельные обломки скорлупок, часто деформированные и смещенные друг относительно друга. Размер шари-

встречаются сферические образования биотита. Схематическая зарисовка строения жилы приведена на рисунке. Ниже дается описание некоторых минералов жилы с подробной характеристикой наиболее интересных из них.

Натролит ( $Na_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 2H_2O$ ) слагает основную часть жилы. Он локализуется в центре верхней ее части, к краям его роль заметно уменьшается. Этот минерал образует длиннопризматические кристаллы, часто собранные в радиально-лучистые агрегаты. Цвет натролита белый, встречаются как матовые, так и прозрачные кристаллы. Нередко виден переход между этими двумя разновидностями, причем краевые части кристаллов прозрачны, а к центру лучистого или радиально-лучистого агрегата постепенно замутняются, делаются непрозрачными, приобретает белый или розовато-белый цвет. Размер отдельных кристаллов 5-7 см в длину при толщине 0,5-1 см. Физические свойства натролита обычные:  $Ng = 1.488$ ,  $Nm = 1.480$ ,  $Np = 1.477$ ,  $Ng - Np = 0.011$ ,  $2V = +62^\circ$ . В составе натролита методом пламенной фотометрии обнаружены  $Na_2O = 15.48\%$ ,  $K_2O = 0.019-0.009\%$ ,  $R_2O = 0.0008\%$ .

Эгирин ( $NaFeSi_2O_6$ ) после натролита - наиболее распространенный минерал в жиле. Он слагает ее краевые части и в виде единичных кристаллов встречается в натролитовой части. Кристаллы эгирина имеют

## Межплоскостные расстояния

№№ п/п	Анцилит		Рамзаит		Виноградовит		Гоннардит	
	$\gamma$	$\frac{d\alpha}{n}$	$\gamma$	$\frac{d\alpha}{n}$	$\gamma$	$\frac{d\alpha}{n}$	$\gamma$	$\frac{d\alpha}{n}$
1	1	7.31	4	6.16	3	6.53	3	(7.28)
2	3	5.57	8	5.59	9	5.90	6	6.57
3	1	4.81	1	4.82	1	4.92	1	6.25
4	5	4.36	4	4.37	1	4.70	10	5.92
5	1	4.30	5	3.71	3	4.45	1ш	5.17
6	1	4.12	10	3.36	4	4.26	3	(4.85)
7	3	3.74	6	3.05	4	3.53	3	(4.62)
8	4	3.70	9	2.76	2	3.36	8	4.41
9	3	3.36	4ш	2.459	10	3.20	4	4.12
10	1	3.27	2	2.270	8	3.05	1	3.73
11	0.5	2.99	1	2.193	1	2.95	3	(3.54)
12	10	2.96	4	2.087	3	2.776	2	(3.43)
13	1	2.782	2	2.002	5	2.699	4	(3.27)
14	6	2.663	1	1.951	1	2.580	7	(3.19)
15	1р	2.597	1	1.918	1	2.517	4	3.11
16	4	2.533	3	1.871	4	2.466	10	2.96
17	2	2.496	1	1.820	4	2.418	10	2.87
18	2	2.437	1	1.778	1	2.348	1	(2.763)
19	8	2.359	3	1.749	1	2.273	1	(2.698)
20	4	2.333	5	1.699	2	2.209	3	2.639
21	2	2.304	6	1.622	4	2.120	4	2.586
22	2	2.225	6	1.605	3	2.063	3	2.502
23	1	2.183	4	1.573	2	2.000	4	2.449
24	5	2.145	1	1.536	3	1.940	1	(2.416)
25	9	2.086	1	1.501	3	1.907	1	2.377
26	1	2.056	1	1.476	2	1.859	3	2.333
27	7	2.019	5	1.453	2	1.812	1	2.291
28	5	1.950	2	1.434	3	1.768	1	2.242
29	1р	1.908	2	1.391	5	1.726	5	2.202
30	6	1.852	3	1.362	4	1.693	1	2.185
31	1р	1.832	4	1.333	1	1.660	2	(2.088)
32	5	1.738	2ш	1.299	5	1.614	1	(2.009)
33	3	1.716	3ш	1.253	1	1.590	1	1.962
34	5	1.681	1	1.228	1	1.563	3	1.892
35	1	1.655	5	1.209	4	1.548	2	1.863
36	2	1.626	1	1.194	1	1.517	6	1.825
37	2	1.597	1	1.177	2	1.488	3	(1.805)
38	1	1.552	1	1.168	1	1.469	4	1.770
39	5	1.531	1	1.154	5	1.439	3	1.731
40	5	1.493	6	1.1170	1	1.416	1	(1.692)
41	2р	1.470	1	1.0912	3	1.376	2	1.662
42	2р	1.427	4	1.0850	1	1.333	5	1.635
43	2р	1.385	2	1.0801	1	1.320	1	1.590
44	6ш	1.321	2	1.0580	2	1.284	1	1.573
45	3ш	1.288	4	1.0398	1	1.260	4ш	1.540
46	3	1.265	4	1.0428	1	1.243	2	1.510
47	3	1.255	3	1.0280	2р	1.207	1	1.492
48	3	1.246	4	1.0224	3	1.194	2	(1.478)
49	2	1.226	1	1.0006	1	1.159	3	1.466
50	7ш	1.212	4	0.9952	4	1.1004	1	1.445

Таблица (продолжение)

№ п/п	Анцилит		Рамзаит		Виноградовит		Гоннардит	
	$\mathcal{J}$	$\frac{d\alpha}{n}$	$\mathcal{J}$	$\frac{d\alpha}{n}$	$\mathcal{J}$	$\frac{d\alpha}{n}$	$\mathcal{J}$	$\frac{d\alpha}{n}$
51	1р	1.198			2р	1,0805	1	1.422
52	1р	1.181			3	1,0646	3	1.402
53	1р	1.144			2	1,0534	3	1.381
54	1р	1.1127			2	1,0423	1	(1.372)
55	1р	1,0915			2	1,0308	2	(1.353)
56	4р	1,0446			3	1,0193	4	1.343
57	4р	1,0285			1	1,0104	3	1.319
58	2р	1,0051						

и еще 20 линий

Примечание. Условия съемки: Fe - излучение, напряжение 45 кв., сила тока 16 ма, экспозиция от 3-х до 14 часов, диаметр камеры 57.3 мм, гоннардит снят в камере диаметром 114 мм, диаметр образца 0.3 мм, исправления вносились по снимку с NaCl, съемку произвел Ю. П. Меньшиков.

ков слюды от 1.5 до 2 см в диаметре, строение их концентрически-скорлуповатое. Чешуйки слюды плотно прилегают друг к другу в виде шестиугольников, изогнутых по поверхности шарика. Шарики целиком сложены слюдой или же между отдельными слоями видны включения натролита. В центре шариков также обычно слюда, но встречаются и зернышки натролита, явившиеся, по-видимому, зародышами при кристаллизации биотита. Цвет слюды черный, лишь в очень тонких осколках просвечивает темно-коричневым. Оптические свойства:  $N_g = 1.600$ ,  $N_m = 1.565$ ,  $N_p = 1.595$ ,  $N_g - N_p = 0.035$ ,  $2V = 15^\circ$ . Плеохроизм резкий, по  $N_g$  - коричневато-желтый, по  $N_p$  - бледно-желтый, до бесцветного, угасание волнистое, так как пластинки изогнуты. Был проведен полный химический анализ слюды, показавший наличие в ней 1.59%  $Li_2O$ , что позволило назвать ее сподиофиллитом. Межплоскостные расстояния хибинского сподиофиллита близки к сподиофиллиту из Ловозера. Дальнейшее изменение сподиофиллита выражается в том, что верхние слои слюдяных шариков вспучиваются и становятся серебристо-серыми, что характерно для гидратированных слюд. Дробление шариков слюды в краевых частях жилы связано, по-видимому, с интенсивным ростом кристаллов натролита после кристаллизации эгирина и сподиофиллита. Фактический материал по сподиофиллиту Хибинского массива уже приводился (Козырева, Мокрецова, 1967).

Астрофиллит ( $K_2NaFe_7Ti_2Si_8O_{27}F(OH)_2$ ) образует радиально-лучистые скопления в нижней маломощной части жилы и в виде единичных кристаллов встречен в верхней части жилы. Кристаллы его длиннопризматические, радиально-лучистые агрегаты в диаметре достигают 3-4 см. Цвет кристаллов оранжево-красный, блеск стеклянный. Оптические свойства:  $N_g = 1.740$ ,  $N_m = 1.711$ ,  $N_p = 1.694$ ,  $N_g - N_p = 0.046$ ,  $2V = +71^\circ$ ,  $cNg = 2^\circ$ . Плеохроизм по  $N_p$  - коричневато-желтый, по  $N_g$  - желтый, нередки двойники. Астрофиллит является одним из ранних минералов жилы и кристаллизуется вместе с эгирином и рамзаитом.

Анцилит ( $SrCe(CO_3)_2 \cdot OH \cdot H_2O$ ) встречается во всех частях жилы. Скопления его приурочены к пустотам выщелачивания какого-то гексагонального минерала. На стенки этих пустот нарастают кристаллики светло-желтого анцилита. Размер кристалликов 0.3-0.5 мм, они несколько вытянуты, часто нарастают друг на друга. По облику они очень напоминают анцилит Сал-

ланлантинского массива (Орлова и др., 1963). Грани вертикального пояса хорошо выражены, концевые грани очень несовершенны и часто искривлены. Минерал слабо просвечивает, имеет стеклянный блеск, хорошо растворяется в соляной кислоте. Оптические свойства:  $n_g = 1.738$ ,  $n_p = 1.640$ ,  $n_g - n_p = 0.098$ ,  $2V = -70^\circ$ . Н. А. Елиной была определена в анцилите  $\Sigma TR_2O_3 = 47.10\%$ , состав которых следующий:  $La_2O_3 - 30.81$ ,  $CeO_2 - 51.94$ ,  $Pr_2O_3 - 5.09$ ,  $Nd_2O_3 - 9.24$ ,  $(Eu, Sm)_2O_3 - 0.87$ ,  $Gd_2O_3 - 0.87$ ,  $(Tb, Y, Dy)_2O_3 - 1.13\%$ . Порошкограмма анцилита приведена в таблице.

Катаплеит ( $Na_2ZrSi_3O_9 \cdot 2H_2O$ ) распределен по всему телу жилы. Он образует скопления и отдельные пластинчатые очень хрупкие кристаллики с хорошо развитыми гранями. Размер кристаллов до 0.5 см в поперечнике при толщине 0.3–0.5 мм. Кристаллы уплощены по пинакоидальной грани, на ней же часто видны скульптурные грани роста. Боковые грани в виде узких полосок различного наклона к пинакоидальной грани имеют разную степень развития. Цвет минерала бледно-розовый, блеск сильный стеклянный, минерал слабо просвечивает. Под микроскопом в шлифах катаплеит хорошо диагностируется по крупным вытянутым кристаллам без спайности и плеохроизма, но с резкой абсорбцией. Оптические свойства:  $n_o = 1.621 - 1.624$ ,  $n_e = 1.586 - 1.584$ ,  $n_o - n_e = 0.035$ , одноосный, положительный. Химический состав (вес. %):  $SiO_2 - 44.77$ ,  $TiO_2 - 0.06$ ,  $Al_2O_3 - 0.60$ ,  $Fe_2O_3 - 0.29$ ,  $FeO - 0.00$ ,  $MnO - 0.005$ ,  $MgO -$  не обн.,  $CaO - 0.48$ ,  $Na_2O - 13.26$ ,  $K_2O - 0.13$ ,  $H_2O^- - 0.00$ ,  $H_2O^+ - 9.53$ ,  $Nb_2O_5 - 0.13$ ,  $ZrO_2 - 30.73$ , сумма 99.98 (аналитик Е. А. Кульчицкая). Пересчет химического анализа на 11 кислородов позволяет написать кристаллохимическую формулу минерала в виде  $(Na_{1.71}Ca_{0.04})_{1.75}ZrO_9.98(Si_{2.96}Fe_{0.01}Al_{0.05})_{3.02}O_9 \cdot 2.08H_2O$ . По межплоскостным расстояниям катаплеита вычислены параметры его элементарной ячейки:  $a_0 = 7.409 \pm 0.004 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 10.074 \pm 0.004 \text{ \AA}$ . Катаплеит свежий.

Флюорит ( $CaF_2$ ) в виде мелких кристалликов и плотных корочек заполняет пустоты выщелачивания, встречаясь вместе с анцилитом и поздними цеолитами. Цвет кристалликов бледно-сиреневый или ярко-фиолетовый, характерно пятнистое распределение окраски. Оптика обычная.

Апатит [ $Ca_{10}P_8O_{24}(F, Cl, OH)_2$ ] встречается в виде одиночных крупных правильных гексагональных кристаллов. Размер их от 0.5 до 1.5 см в длину, цвет бледно-зеленый. В виде включений в апатите встречается эгирин. По порошкограмме были рассчитаны параметры элементарной ячейки апатита:  $a_0 = 9.406 \pm 0.003$ ,  $c_0 = 6.888 \text{ \AA}$ . Содержание окиси стронция в апатите, согласно параметру  $a_0$ , равно 7% (Дудкин и др., 1964).

Ильменит ( $FeTiO_3$ ) образует незначительные скопления очень мелких кристалликов (0.1 мм и меньше). Кристаллики уплощены по пинакоидальной грани, грани призмы и дипирамиды едва заметны в виде узких полосок. Цвет минерала черный, блеск сильный. Ильменит сростается с мелкими зернами анцилита.

Галенит ( $PbS$ ) встречен в верхней части жилы в виде крупного гнездообразного скопления размером 3 x 5 см. Галенит чист, спайность по кубу выражена отчетливо. Химический состав галенита (вес. %):  $Pb - 87.24$ ,  $Sb - 0.046$ ,  $Bi - 0.08$ ,  $Mo - 0.013$ ,  $Fe - 0.03$ ,  $SiO_2 - 0.12$ ;  $S - 12.87$ , сумма - 100.39 (аналитик Г. П. Зайцевская). Пересчет анализа галенита позволяет написать его формулу в виде  $(Pb_{1.052}Sb_{0.009}Bi_{0.009}Fe_{0.009}Mo_{0.003})_{1.082}S_{1.005}$ . Параметр  $a_0$  данного галенита  $5.923 \pm 0.002 \text{ \AA}$ .

Рамзаит ( $Na_2Ti_2Si_2O_9$ ) тяготеет к натролитовой части жилы и встречается в виде единичных игольчатых кристалликов длиной до 1 см. На кристалликах хорошо видны грани призматического пояса, часто покрытые грубой штриховкой. Иногда присутствуют концевые грани (111) и (221). Редко встречаются кристаллики, имеющие две ограненные вершины. Нередки сростки нескольких кристалликов друг с другом и с эгирином по наиболее развитой грани вертикального пояса. Цвет рамзаита коричневый с красноватым

оттенком. Наблюдается зональное распределение окраски: центральная часть кристалликов светло-коричневая, краевые зоны, параллельные концевым граням кристаллов, темно-коричневые. Блеск минерала стеклянный до шелковистого. В шлифах минерал окрашен в коричневые тона, плеохроизм заметный, по  $N_g$  — желтый, зеленовато-желтый, по  $N_p$  — красновато-коричневый, показатели преломления очень высокие,  $2V = -(45-50)^\circ$ , удлинение положительное, дебаеграмма приведена в таблице.

Часто на головках кристалликов рамзаита нарастает белый прозрачный минерал с шелковистым блеском. Корочка его имеет толщину 0.4 мм и состоит из мелких кристалликов, растущих параллельно друг другу. Минерал оптически отрицательный, с большим углом оптических осей,  $cNg = 4-5^\circ$ , спайность совершенная по призме. Показатели преломления минерала определить точно трудно, так как зерна очень мелкие, однако можно сказать, что оба показателя больше 1.737, а двупреломление 0.03. Минерал с подобными свойствами и в подобной ассоциации был описан в Ловозерском массиве под названием виноградовита (Семенов и др., 1956). Межплоскостные расстояния данного минерала соответствуют виноградовиту.

Ниоболопарит  $[(Na, Ce)(Ti, Nb)O_3]$  среди натролитовой массы и особенно в зальбандовых частях жилы встречается в виде единичных черных кристалликов и их скоплений. Размер кристалликов 1-1.5 мм, форма неправильная, иногда видны обломки кристаллов с гранями октаэдра. Цвет минерала черный, в тонких осколках просвечивает красно-коричневым, блеск на гранях сильный металлический, излом раковистый. В иммерсионных препаратах минерал просвечивает буровато-коричневым, показатель преломления  $> 2$ , изотропный. По межплоскостным расстояниям на дебаеграмме были вычислены параметры элементарной ячейки,  $a = 3.903 \pm 0.002 \text{ \AA}$ . Физические свойства позволяют отнести этот минерал к ниоболопариту.

Гоннардит  $(Na_2Ca[(Al, Si)_5O_{10}]_2 \cdot 6H_2O)$  встречен в виде мелких кристалликов, имеющих копьевидный облик. Они нарастают на кристаллы натролита в пустотах вместе с анцилитом, ильменитом и флюоритом, в краевых частях жилы они образуют мелкие прожилки мощностью до 2 мм. Минерал белого цвета, крупный, непрозрачный,  $N_g = 1.498$ ,  $N_p = 1.495$ ,  $N_g - N_p = 0.004$ , оптический отрицательный,  $2V$  — средний. По порошкограмме установлена принадлежность этого минерала к гоннардиту.

Таковы основные черты вещественного состава натролитовой жилы. Подобная ассоциация в пегматитах из рисчорритов встречается довольно часто и характерна для наиболее дифференцированных их разновидностей. И. П. Тихоненковым (1963) описано несколько пегматитовых жил с натролитовым центральным ядром, образование которого он не связывает с пегматитовым процессом, а считает проявлением процесса послемагматического изменения пород и пегматитов в зоне рисчорритов. Ряд минералов, встреченных в жиле, такие как сподиофиллит, катаплеит, виноградовит, анцилит, являются довольно редкими для массива и их образование связано со сложными процессами кристаллизации и перекристаллизации вещества жилы.

Образцы, содержащие найденные минералы, переданы в Минералогический музей Кольского филиала АН СССР.

## Литература

- Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Померанцева Н.Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. Л., „Наука“, 1964.
- Козырева Л.В., Мокрецова А.В. Новые данные по магниезильно-железистым слюдам Хибинского массива. — Материалы по минералогии Кольского полуострова, Л., „Наука“, 1967, вып. 5.
- Орлова М.П., Рождественский Ю.П., Баранова Е.Н. К минералогии редкометалльных карбонатов Салланлатвинского массива (Сев. Карелия). — Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1963, нов. серия, т. 96, № 3.
- Семенов Е.И., Бонштедт-Куплетская Э.М., Молева В.А., Слудская Н.Н. Виноградовит — новый минерал. — Докл. АН СССР, 1956, т. 100, № 3.
- Тихоненков И.П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива. М., Изд-во АН СССР, 1963.

## РЕФЕРАТЫ

УДК 552.3; 553.641

К вопросу о структуре рудного поля Хибинского щелочного массива. И в а - н о в а Т. Н. В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1974, с. 3-11.

В статье приводятся новые данные по структуре апатитового рудного поля Хибин в двух малоизученных и слабоосвещенных в литературе участках: 1) северо-западном-западном - горы Куэльпор-р. Лявойок и 2) южном и юго-восточном - гора Коашва-Ньюорпахк-Суолуайв. Рудная зона в первом участке выдержана по простиранию (прослеживается на 10 км) и по падению. Мощность ее 70-100 м. В районе гор Коашва-Ньюорпахк-Суолуайв рудного тела в ненарушенном залегании не наблюдается. Эта мощная зона брекчии апатито-нефелиновых пород в пострудных полевошпатовых ийолитах и уртитях. Рис. - 6, библиограф. - 6 назв.

УДК 551.24.052

Основные черты строения зоны Поачвумчоррского радиального разлома в Хибинском массиве. Онохин Ф. М. В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1974, с. 11-22.

Приводится описание зоны Поачвумчоррского радиального разлома. Длина зоны 45-50 км, ширина - 200-1000 м. Зона разлома фиксируется по геоморфологическим и геологическим признакам. В пределах нее развиты четыре основных системы трещин, залеченных породами выполнения (рассланцованными ийолитами, пегматитами и т.д.). Рис. - 6, табл. - 1, библиограф. - 5 назв.

УДК 552.33 + 552.111 + 552.132 (470.21)

Овоидофиры Ловозерского щелочного массива. Буссен И. В. и Сахаров А. С. В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1974, с. 22-31.

Овоидофиры - пестрые породы: на черном фоне тонкозернистой матрицы видны белые овоиды, составляющие до 2/3 объема породы. Они имеют разные размеры и форму. Матрица по составу отвечает меланократовому щелочному сиениту; ее структура - торцевая или бостонитовая. Овоиды сложены несколькими, реже одним индивидом щелочного полевого шпата. Иногда края овоидов тонкозернистые, отделенные от центра биотит-магнетитовой пленкой. В овоидах присутствуют нефелин, пироксен, биотит, апатит, флюорит. Овоиды могут удлиняться, растягиваться, и породы дают переходы к струйчатым и сетчатым разновидностям. По химическому составу порода отвечает биотитовому нефелиновому сиениту, овоиды - щелочному полевоому шпату. Возникновение овоидов (или орбикулярных, нодулярных текстур) в результате ликвации (разделения субстрата на части еще в жидком состоянии) представляется наиболее вероятным. Рис. - 5, табл. - 1, библиограф. - 21 назв.

форма и распределение микропор в щелочных породах Кольского полуострова. Дудкин О. Б. В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1974, с. 31-40.

Исследовалась форма и распределение микропор в породах разного генезиса. Разработана методика люминесцентной дефектоскопии грубопористых материалов, исключающая наблюдение трещин и сколов, которые возникают в процессе шлифовки штуфа горной породы. Методика позволяет использовать увеличение микроскопа. Показано, что в приповерхностных условиях и при проходке горных выработок в породах появляется сеть наложенных трещин. В магматических щелочных породах имеет место однотипность характера свободного пространства. Зияние пор увеличивается с ростом размера зерна. Разработанный метод позволяет фиксировать слабые проявления синнезиса. При порфиробластезе и метасоматическом замещении обнаруживается резкая и характерная перестройка порового пространства породы. Анализ формы и распределения микропор при учете всех прочих петрографических критериев может оказать существенную помощь в диагностике порфиробласт, метасоматических замещений, в выборе наименее измененных участков магматических горных пород. Рис. - 4, табл. - 1, библи. - 15 назв.

УДК 550.89: (551.24+552.11)

Моделирование тектоно-магматического процесса и типы первичных магм. Кузнецов А. А., Шинкарев Н. Ф. В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1974, с. 40-55.

Делается попытка выделить типы первичных магм на строгой математической основе методом „перекрестного“ моделирования. Верхняя граница числа типов магмы вполне оправданно ограничена числом главных петрографических групп горных пород (пять). Предложено шесть моделей: I) геоструктурно-магматическая модель описывает соотношение тектонических структур первого порядка и типы магмы, производные которой пользуются наибольшим распространением в пределах той или иной геоструктуры; II) геолого-топологическая модель описывает статистическое соотношение состава и морфологии тел изверженных пород и только им присущих элементов структурного контроля; III динамическая модель описывает соотношение направленности и мощности тектонических движений, напряжений и направленного изменения химического состава серий изверженных пород для тектоно-магматических процессов разного порядка; IV) топологическая модель строения расплавов описывает соотношение состава минералов и структуры кремне-кислородных анионных радикалов; V) модель магматического эволюционного развития описывает соотношение определенных групп ювенильных летучих компонентов и типов магмы; VI) геохимическая модель описывает соотношение типоморфных породообразующих катионов и типов магмы. Все модели однозначно свидетельствуют в пользу существования четырех типов первичных магм применительно к уровням, интервалам глубин, магмогенерации: щелочная, ультраосновная, основная и кислая. Отсюда число исходных зон субстрата равно четырем, что составляет главное содержание модели глубинной геологии. Табл. - 6, библи. - 31 назв.

О поведении фосфора в щелочных интрузивных массивах Кольского полуострова. Ганибал Л. Ф., Буссен И. В., Дудкин О. Б., Курбатова Г. С. В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1974, с. 56-74.

Определение фосфора производилось фотометрически по синей окраске фосфорно-молибденовой гетерополикислоты. Исследовалась представительность проб разного объема. Установлено, что в нефелиновых сиенитах Хибин независимо от их возраста и положения в массиве средние значения содержания фосфора близкие ( $\bar{X} = 0.14\% P_2O_5$ ,  $S = 0.04$ ). Фосфором обогащены породы ийолит-уртитовой серии ( $0.73-1.04\% P_2O_5$ ). Расслоенность ийолит-уртитов приводит к резким незакономерным колебаниям содержания апатита и фосфора. Последнее подтверждается на примере четко расслоенного комплекса луюврито-фойяитов Ловозерского массива. В ультраосновных щелочных массивах Кольского полуострова из первичных магматических пород наиболее обогащены фосфором породы ряда мельтейгит-уртит. Делается вывод о том, что глубинными носителями фосфора являются щелочные основные магмы, причем концентрация фосфора на локальных участках интрузивных тел определяется степенью дифференциации вещества исходной магмы. Глубинными носителями фосфора могут служить также и карбонатитовые флюиды, однако имеются свидетельства, что и при возникновении кальцит-магнетит-апатитовых скоплений фосфор мог извлекаться и накапливаться в процессе скарнирования и карбонатизации пород ийолит-уртитовой серии. Рис. - 3, табл. - 7, библи. - 13 назв.

УДК 552.331.4+550.42(470-21)

Ритмичность распределения алюминия, железа и титана в комплекс-плутоне луювритов-фойяитов-уртитов Ловозерского щелочного массива. Сахаров А. С., Лапаева Л. Я. В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1974, с. 74-82.

Ритмичность - свойство многих природных объектов и процессов. Проявляется она и во многих эруптивных образованиях. Предлагается выявлять ритмичность строения первично-расслоенных интрузивных массивов путем построения графиков распределения отдельных элементов по нормальному разрезу. Такие графики построены для слоев комплекс-плутона луювритов-фойяитов-уртитов третьей эруптивной фазы Ловозерского щелочного массива. Сравнивается среднее количество грамм-атомов алюминия, железа и титана в  $1\text{ см}^3$  каждой разновидности горных пород. Ритмичность строения наиболее отчетливо проявляется на кривых распределения алюминия. Как правило, отмечается обратная зависимость в распределении алюминия и железа, причем изгибы кривых на графиках асимметричны. Обогащение пород титаном спорадическое, всегда приуроченное к нижним границам интервалов с повышенным содержанием алюминия. Величина максимумов титана не связана с мощностью слоев. Положение этих максимумов в разрезе не совпадает с положением максимумов для других элементов. Рис. - 7, библи. - 10 назв.

УДК 542.978+550.89+553.061.3

Углеводородные газы Хибин и их связь с щелочным компонентом минералов и пород. Каржавин В. К. В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1974, с. 82-87.

Термодинамическое исследование синтеза гомологов метана на основе  $CH_4$  позволяет считать, что летучести данных соединений непосредственно зависят от  $P-T-P_{O_2}$ . Важным фактором в данном процессе является величина парциального давления кислорода в системе расплав-летучие. Выявлена определенная зависимость между содержанием щелочи и углеводородными газами (метаном) в некоторых минералах Хибинского щелочного массива. Рис. - 1, табл. 1, библиограф. - 15 назв.

УДК 549.753.11

Синтез кальциевого фторапатита. Скиба В. И., Денисов А. П., Кудряшов В. М. В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1974, с. 87-90.

Описывается способ синтеза кальциевого фторапатита, позволяющий исключить возможность вхождения ионов щелочных металлов в его структуру, и приводят рентгенометрические данные (порошкограмма и параметры элементарной ячейки). Табл. - 1, библиограф. - 8 назв.

УДК 552.121-552.321.6.2

Породообразующие минералы нефелинсодержащих пород массива Гремяха-Вырмес. Козырева Л. В., Филатова Р. А. В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1974, с. 91-106.

Приведены сведения о физических свойствах (формы выделения, размер зерен, оптические свойства, удельный вес) и химическом составе породообразующих нефелинов, пироксенов, полевых шпатов, амфиболов и слюд из ийолитов, уртитов, ювитов, нефелиновых и щелочных сиенитов массива. Для породообразующих минералов характерно постоянство их свойств и состава для отдельных типов пород, но при переходе от ийолит-уртитов к ювитам и сиенитам свойства и состав минералов закономерно изменяются, становясь более щелочными. Рис. - 4, табл. - 8, библиограф. - 7 назв.

УДК 552.121-552.321.6.2

Породообразующие минералы пород массива Малый Ковдор. Козырева Л. В., Филатова Р. А. В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1974, с. 106-113.

Приведены сведения о физических свойствах и химическом составе породообразующих нефелинов, полевых шпатов, пироксенов и биотитов из ийолит-уртитов и нефелиновых сиенитов массива Малый Ковдор. Небольшое содержание

калия в нефелинах, значительное преобладание натриевой составляющей в полевых шпатах, диопсид-геденбергитовый состав пироксена свидетельствуют об умеренной щелочности пород массива и их возможном формировании в раннюю фазу образования Ковдорской структуры. Табл. - 4, библи. - 5 назв.

УДК 549.6+552.33(470.21)

Велерит из щелочных пород Турьего мыса (Кольский полуостров). Поляков К. И. В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1974, с. 114-119.

В шорломитовых ийолитах и апатито-кальцито-эгириновой породе обнаружены две разновидности велерита. Для обеих разновидностей приведены описания морфологии, оптических свойств, химического состава и структурных особенностей. Образование велерита связывается с позднемагматическими (метасоматическими) процессами. Рис. - 1, табл. - 2, библи. - 11 назв.

УДК 549.753.11

Неоднородность окраски и люминесценции мономинеральных выделений апатита из щелочных пород Кольского полуострова. Дудкин О. Б., Кулаков А. Н. В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1974, с. 120-130.

Обсуждаются спектры люминесценции и поглощения апатита из самых различных геологических образований. Особо разобраны случаи тушения люминесценции в природных условиях. Мономинеральные выделения апатита исследовались в полировках под УФ-источником с линейчатым спектром в видимой области. Такой источник, названный комплексным, позволил фиксировать различия изучавшихся образцов одновременно по цветности и свечению и в ряде случаев обнаружил скрытую неоднородность мономинеральных выделений и скрытую зональность отдельных зерен апатита. Анализ выявленных различий показал, что намечается естественный ряд генетических разновидностей от высокотемпературного апатита со следами неупорядоченности структуры к апатиту с упорядоченной структурой, но высокой концентрацией точечных дефектов; и затем к апатиту с высокой концентрацией макродефектов. В пределах наиболее высокотемпературных апатитовых месторождений (Хибинь) мономинеральные выделения апатита обнаруживают наиболее сложный состав и включают разные генетические разновидности. Рис. - 3, табл. - 1, библи. - 25 назв.

УДК 549.753.11

Типоморфные особенности апатита Ковдорского массива. Курбатова Г. С. В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1974, с. 131-141.

В Ковдорском массиве апатит присутствует во всех типах пород, слагающих массив, начиная от оливинитов и пироксенитов - пород ранних интрузивных фаз - и кончая различными постмагматическими образованиями, завершающими процессы формирования массива. В собственно магматических породах апатит

присутствует как акцессорный минерал, в метасоматически измененных породах он нередко приобретает значение породообразующего минерала. Состав апатита близкий. Некоторые отличия все же наблюдаются между апатитами магматических пород и пород, подвергавшихся в различной степени метасоматическим изменениям. Наиболее высокотемпературный акцессорный апатит магматических пород отличается повышенным содержанием элементов-примесей, малым содержанием  $CO_2$ , хорошо развитыми внешними формами кристаллов. По ряду типоморфных особенностей выделился апатит, дающий промышленные скопления: апатит флогопитового комплекса, апатит железорудного комплекса, а также существенные скопления апатита в перекристаллизованных оливинитах и ийолитах. Рис. - 4, табл. - 2, библиограф. - 10 назв.

УДК 549.672.1

К минералогии натролитовой жилы горы Кукисвумчорр. Козырева Л.В., Меньшиков Ю.П. В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Изд-во "Наука", Ленинград. отд., Л., 1974, с. 141-147.

Приводится описание геологического строения и минералогического состава натролитовой жилы, выявленной авторами на горе Кукисвумчорр. Подробно описаны натролит, эгирин, биотит, анцилит, катаплеит, рамзаит, галенит. Для катаплеита и галенита приведены полные химические анализы, для анцилита - содержание и состав редкоземельных элементов, для большинства минералов - оптические свойства и межплоскостные расстояния. Минералы, найденные в жиле, являются малораспространенными в Хибинском массиве. Рис. - 1, табл. - 1, библиограф. - 5 назв.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ МАССИВОВ

Иванова Т. Н. К вопросу о структуре апатито-нефелинового рудного поля Хибинского щелочного массива .....	3
Онохин Ф. М. Основные черты строения зоны Поачвумчоррского радиального разлома в Хибинском массиве .....	9
Буссен И. В., Сахаров А. С. Овоидофиры Ловозерского щелочного массива .....	20
Дудкин О. Б. Форма и распределение микропор в щелочных породах Кольского полуострова .....	29
Кузнецов А. А., Шинкарев Н. Ф. Моделирование тектоно-магматического процесса и типы первичных магм .....	38

## ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ

Ганнибал Л. Ф., Буссен И. В., Дудкин О. Б., Курбатова Г. С. О поведении фосфора в щелочных интрузивных массивах Кольского полуострова .....	54
Сахаров А. С., Лапаева Л. Я. Ритмичность распределения алюминия, железа и титана в комплекс-плутоне льявритов-фойяитов-уртитов Ловозерского щелочного массива .....	72
Каржавин В. К. Углеродородные газы Хибинского массива и их связь с щелочным компонентом минералов и пород .....	80
Скиба В. И., <u>Денисов А. П.</u> , Кудряшов В. М. Синтез кальциевого фторапатита .....	85

## ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ

Козырева Л. В., Филатова Р. А. Породообразующие минералы нефелинсодержащих пород массива Гремяха-Вырмес .....	89
Козырева Л. В., Филатова Р. А. Породообразующие минералы массива Малый Ковдор .....	104
Поляков К. И. Вёлерит из щелочных пород Турьего мыса (Кольский полуостров) .....	112
Дудкин О. Б., Кулаков А. Н. Неоднородность окраски и люминесценции мономинеральных выделений апатита в щелочных породах Кольского полуострова .....	118
Курбатова Г. С. Типоморфные особенности апатита Ковдорского массива .....	129
Козырева Л. В., Меньшиков Ю. П. К минералогии натролитовой жилы горы Кукисвумчорр .....	139
Рефераты .....	146

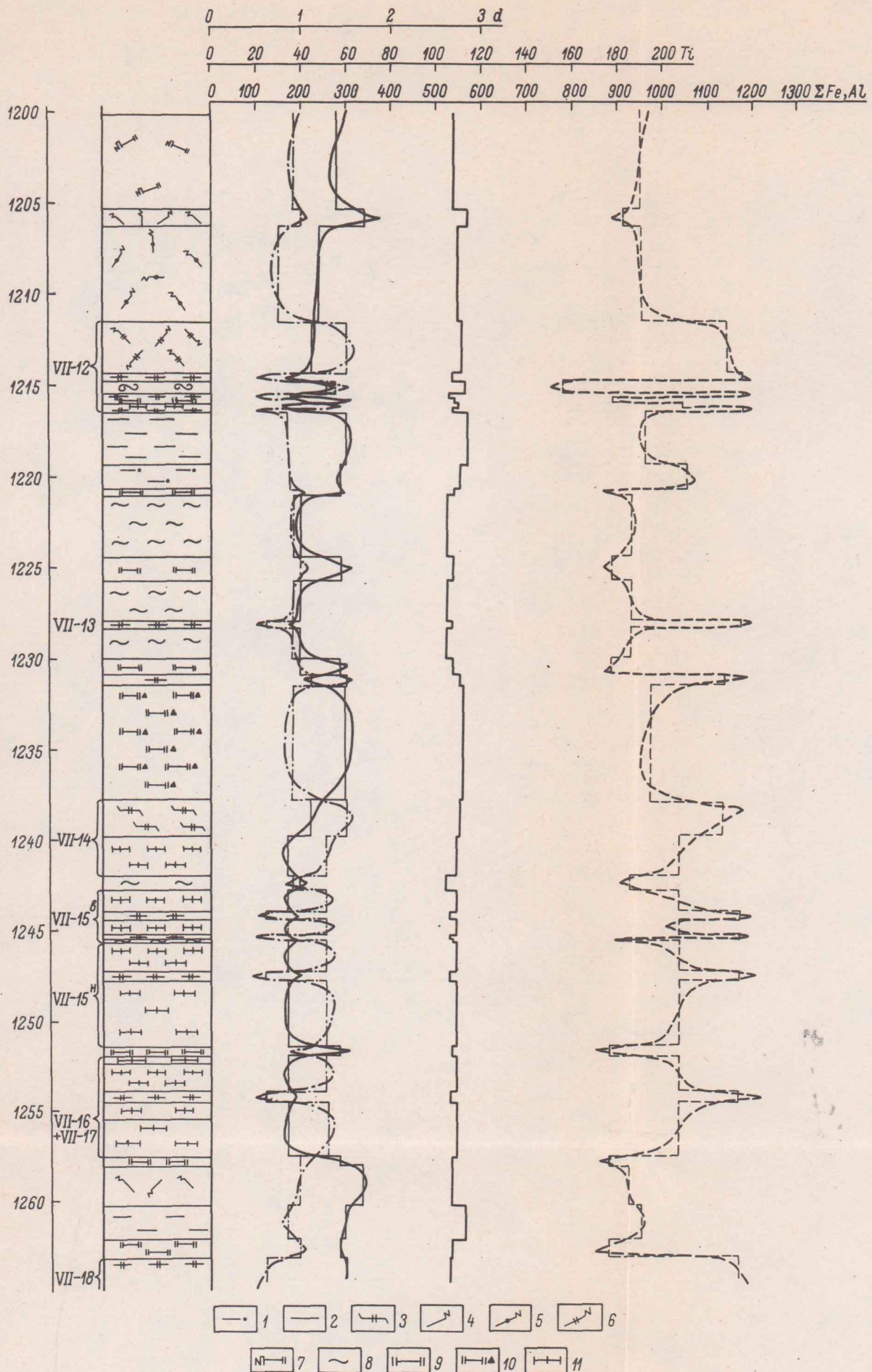


Рис. 7. Распределение атомов Al, Fe и Ti по элементам ритмичности комплекс-плутона III эруптивной фазы в VII единице ритма. Данные усредненного состава отнесены к колонке скв. 901.

1 - луаврит амфиболовый, среднезернистый; 2 - луаврит крупнозернистый; 3 - ювит меланократовый, среднезернистый; 4 - такситовый ийолит-луаврит; 5 - такситовый ийолит-фойяит; 6 - такситовый ийолит-ювит; 7 - такситовый луаврит-ювит с включениями ювита; 8 - луаврит-ювит крупнозернистый; 9 - луаврит-ювит с эвдиалитом, среднезернистый; 10 - фойяит крупнозернистый. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

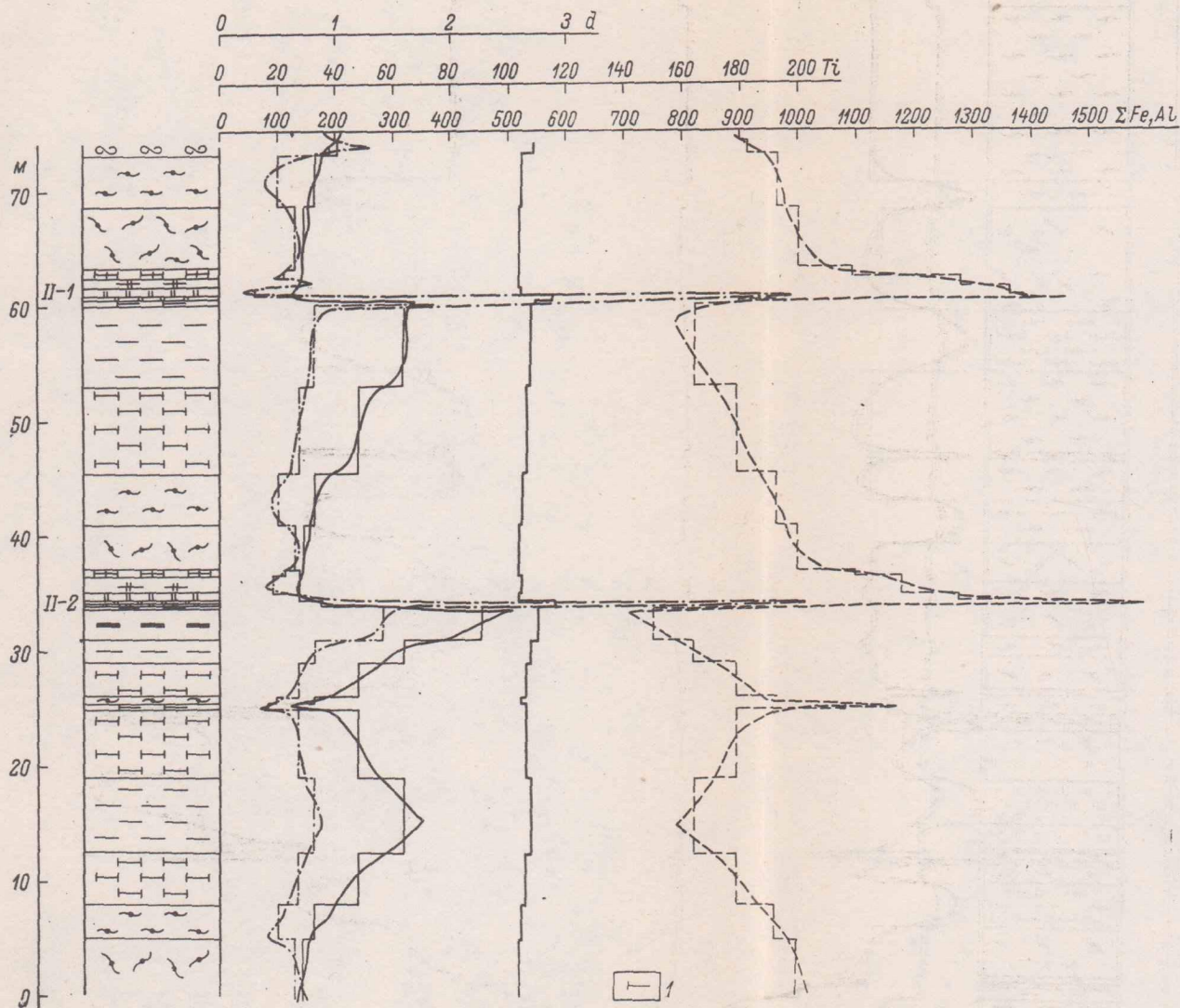


Рис. 2. Распределение атомов Al, Fe и Ti по элементам ритмичности комплекс-плутона III эруптивной фазы в пачках IIв + IIн. Данные усредненного состава отнесены к колонкам скв.42 и 43.

1 - луврит, обогащенный нефелином, среднезернистый. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

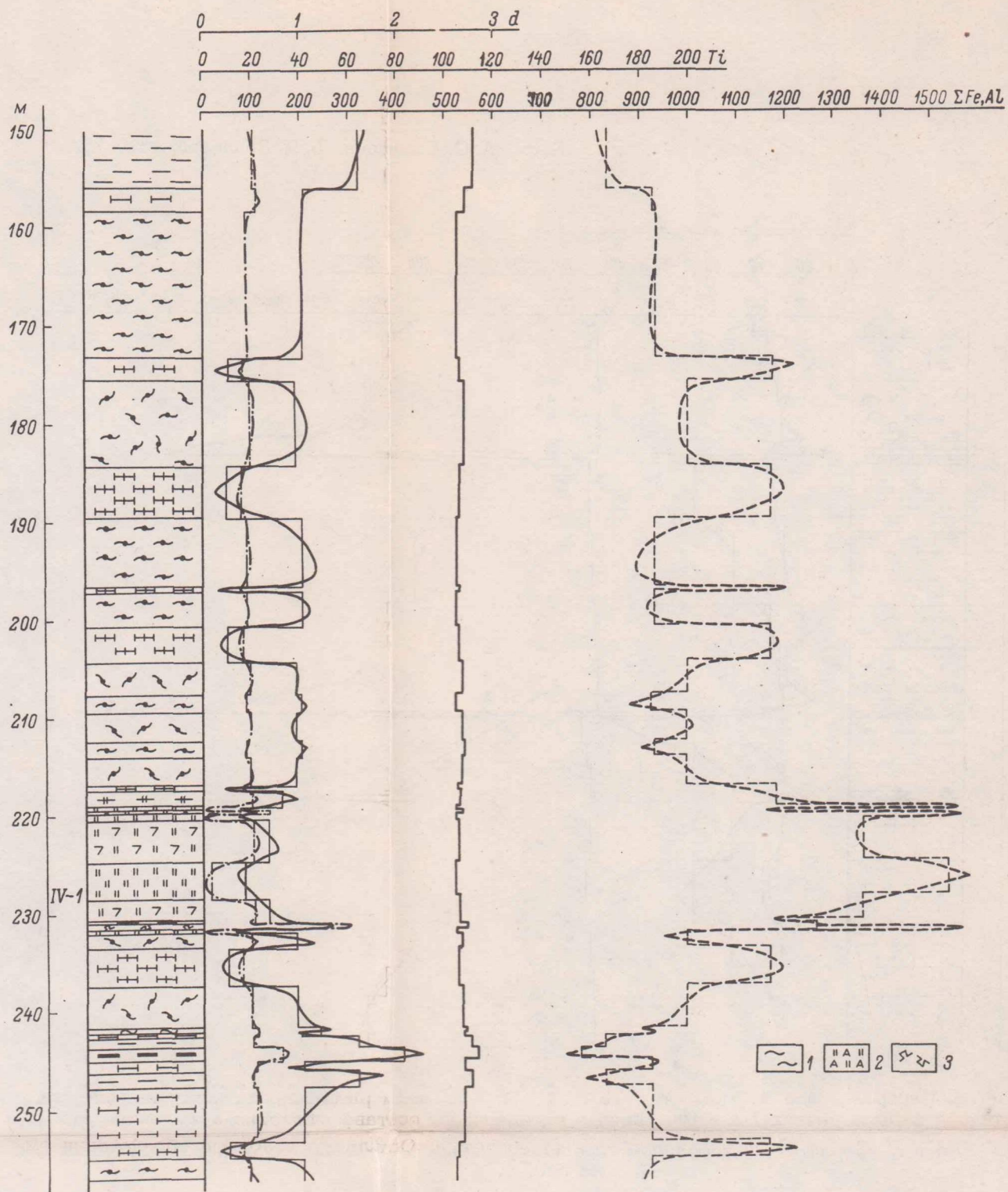


Рис. 4. Распределение атомов Al, Fe и Ti по элементам ритмичности комплекс-плутона III эруптивной фазы в пачке IV в. Данные усредненного состава отнесены к колонке скв. 215.

1 - луаврит-фойяит среднезернистый; 2 - уртит апатитовый; 3 - нефелиновый сиенит-пойкилитовый, состав ювита. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

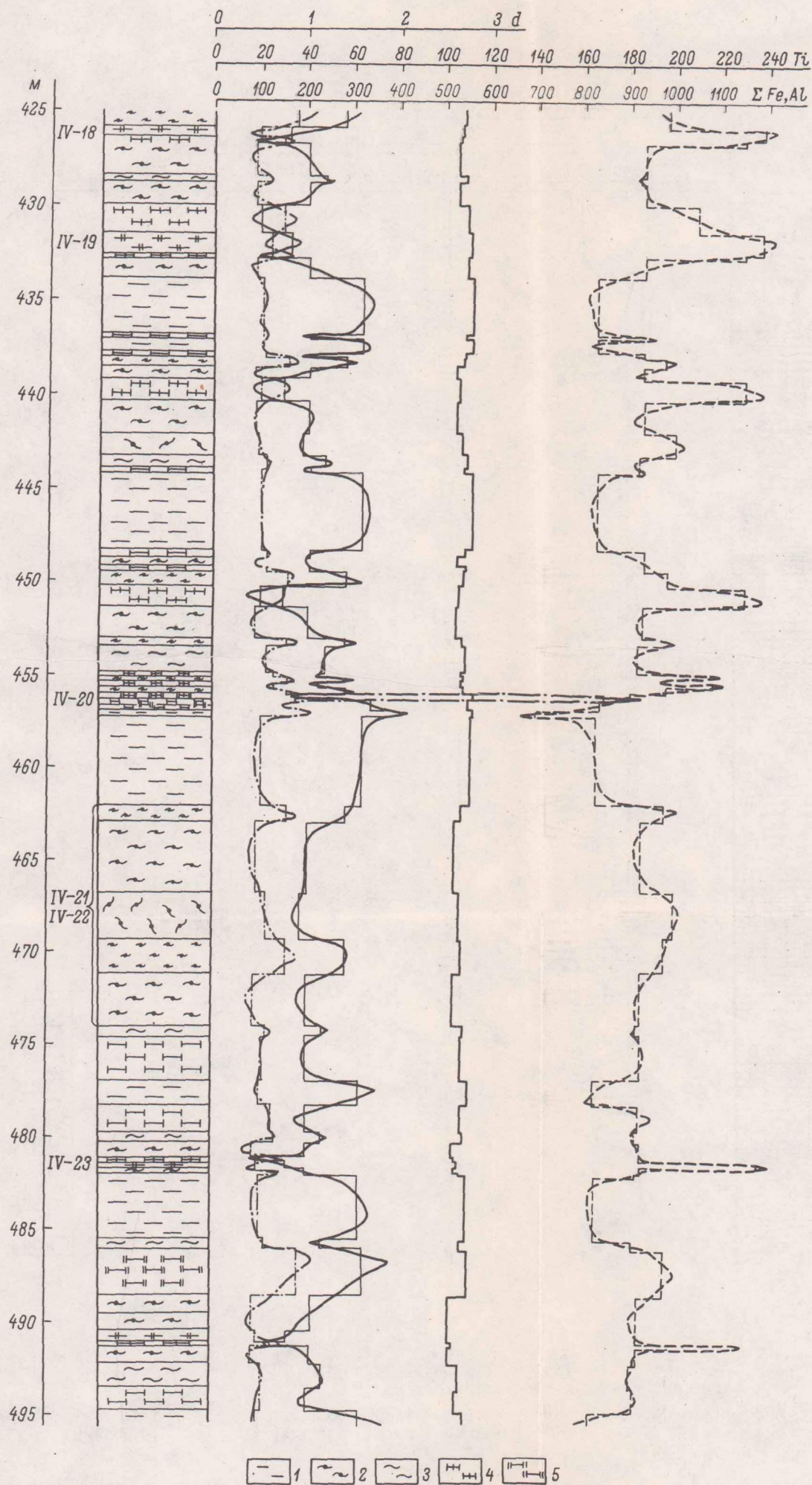


Рис. 5. Распределение атомов Al, Fe и Ti по элементам ритмичности комплексо-плутона III эруптивной фазы в пачке IUn (часть). Данные усредненного состава отнесены к колонке скв. 215.

1 - луаврит мелкозернистый; 2 - фойяит трахитоидный, мелкозернистый; 3 - луаврит-фойяит среднезернистый; 4 - фойяит-юзит мелкозернистый; 5 - луаврит-юзит мелкозернистый. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

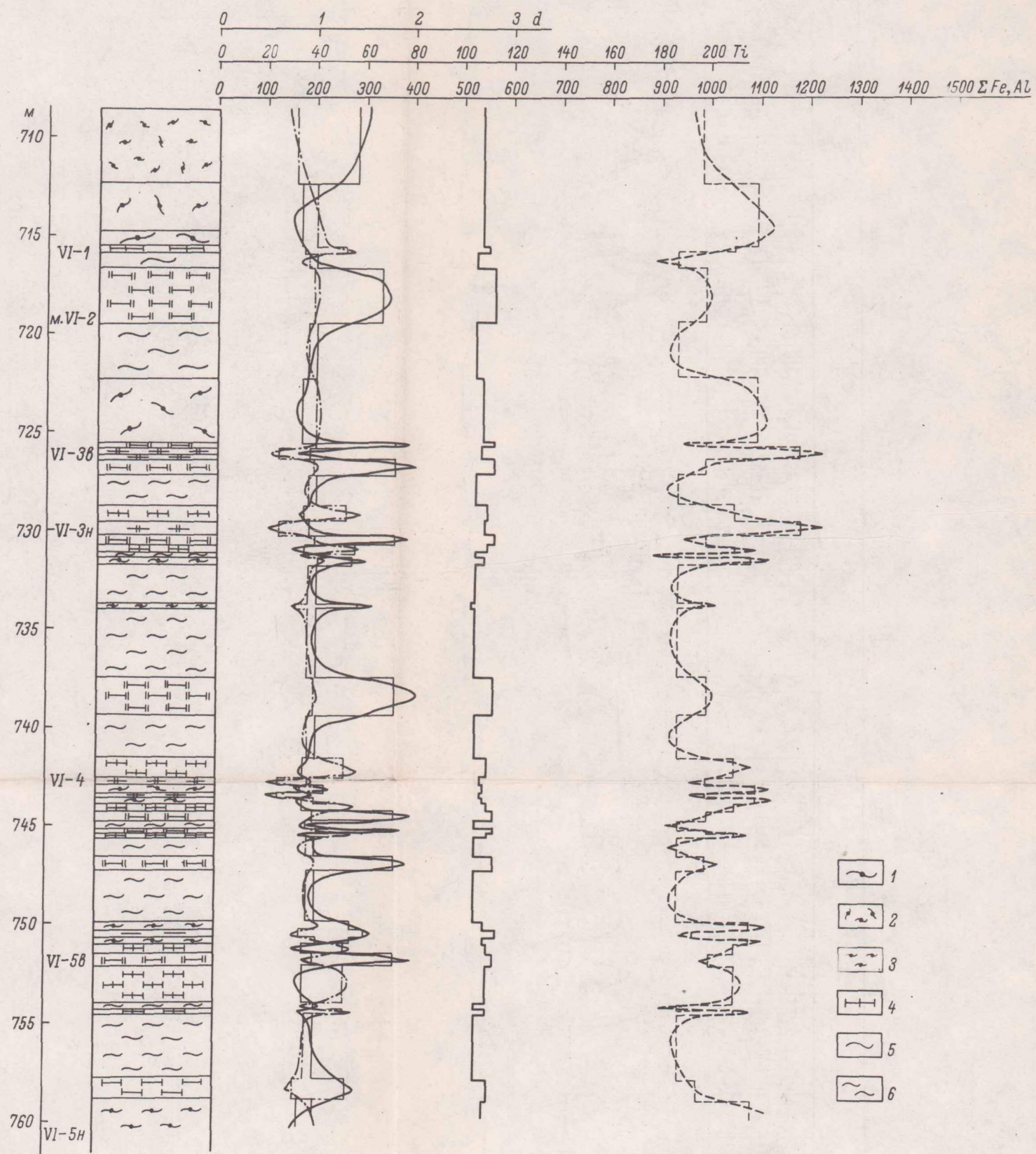


Рис. 6. Распределение атомов Al, Fe и Ti по элементам ритмичности комплекс-плутона III эруптивной фазы в У1 единице ритма. Данные усредненного состава отнесены к колонкам скв. 901.

1 - фойяит массивный, крупнозернистый; 2 - фойяит массивный, мелкозернистый; 3 - фойяит трахитоидный, мелкозернистый; 4 - фойяит-ювит крупнозернистый; 5 - луврит-foyait крупнозернистый; 6 - луврит-foyait среднезернистый. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

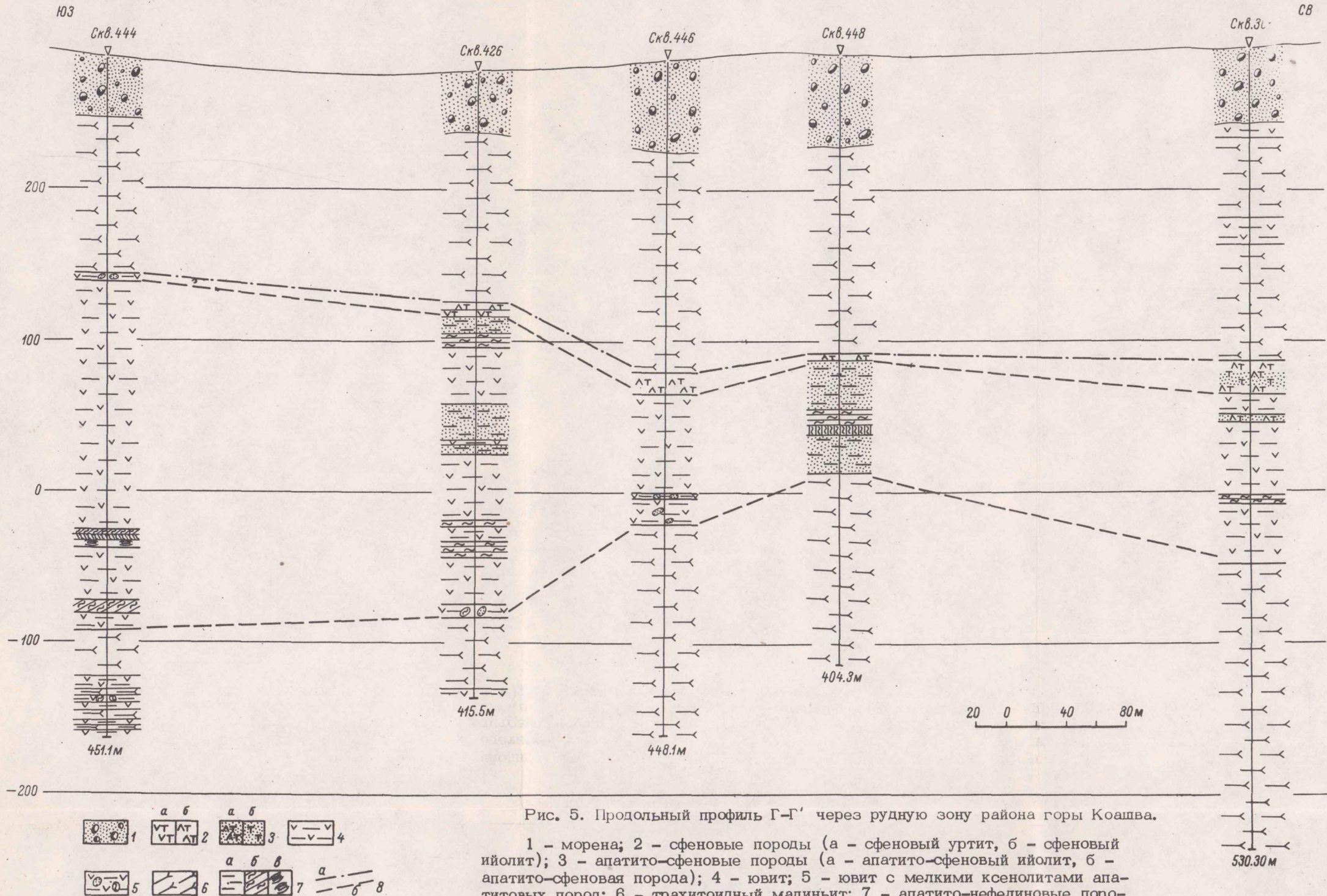


Рис. 5. Продольный профиль Г-Г' через рудную зону района горы Коашва.

1 - морена; 2 - сфеновые породы (а - сфеновый уртит, б - сфеновый ийолит); 3 - апатито-сфеновые породы (а - апатито-сфеновый ийолит, б - апатито-сфеновая порода); 4 - ювит; 5 - ювит с мелкими ксенолитами апатитовых пород; 6 - трахитоидный малиньит; 7 - апатито-нефелиновые породы (а - пятнисто-полосчатые, б - линзовидно-полосчатые, в - крупноблоковые); 8 - контуры толщ (а - сфеновой, б - ювитовой).

1 р. 68 к.

1024



Издательство  
«НАУКА»  
Ленинградское  
отделение