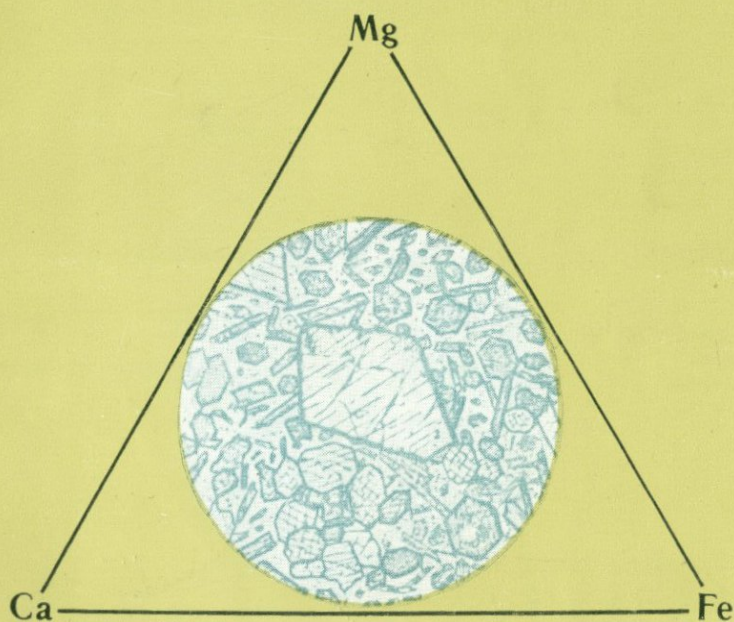


Л.С. БОРОДИН, А.В. ЛАПИН, И.К. ПЯТЕНКО

ПЕТРОЛОГИЯ  
И ГЕОХИМИЯ ДАЕК  
ЩЕЛОЧНО-  
УЛЬТРАОСНОВНЫХ  
ПОРОД  
И КИМБЕРЛИТОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

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

Л. С. БОРОДИН, А. В. ЛАПИН, И. К. ПЯТЕНКО

1490

ПЕТРОЛОГИЯ  
И ГЕОХИМИЯ ДАЕК  
ЩЕЛОЧНО-  
УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД  
И КИМБЕРЛИТОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1976



**Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов.** Бородин Л. С., Лапин А. В., Пятенко И. К., изд-во «Наука», 1976 г.

Монография посвящена геологии, петрографии и геохимии щелочно-ультраосновных и кимберлитовых даек из главнейших карбонатитовых и кимберлитовых провинций Союза. Дается детальная петрографическая характеристика главных типов пород, приводятся большое число химических анализов и определений редких и малых элементов, геохимическое и петрохимическое сопоставление пикритовых порфиритов, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, с жильными и эксплозивными кимберлитами. Рассматривается связь карбонатитового и кимберлитового магматизма; предлагается классификация жильных щелочно-ультраосновных пород и обсуждаются вопросы их генезиса в связи с проблемой общей петрологии щелочных пород.

Табл. 58, илл. 24, библи. 175 назв.

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук

Л. С. БОРОДИН

## ПРЕДИСЛОВИЕ

За последние годы в нашей стране и за рубежом был издан ряд крупных монографических работ и других публикаций, где подытожены результаты изучения щелочных провинций; геологии, петрологии и геохимии щелочных пород. Обширна также и литература, посвященная кимберлитам. Интерес петрологов и геохимиков к этим специфическим группам изверженных пород в значительной степени стимулировался проведением исследований, связанных с реализацией крупных международных проектов изучения верхней мантии и дна океанов.

Приходится, однако, отметить, что при углубленном анализе вопросов щелочного магматизма с использованием обширной геохимической и экспериментальной информации (Alkaline Rock, 1974) многие принципиальные стороны щелочного петрогенеза по-прежнему остаются дискуссионными. Поэтому целесообразно при дальнейшем обсуждении проблемы щелочного магматизма привлечь материалы, относящиеся к дайковым сериям щелочно-ультраосновных пород. В отличие от более распространенных интрузивных аналогов, входящих в состав длительно формирующихся комплексных щелочных массивов, дайковые породы могут отвечать отдельным, более узким этапам сложных процессов магматической дифференциации. Поэтому в ряде случаев и эти породы можно считать более наглядными и представительными объектами для получения данных о путях дифференциации и составе глубинных щелочных магм, а также особенностях кристаллизации щелочных расплавов.

Появление отдельных даек щелочных лампрофиров в связи с массивами нефелиновых сиенитов и щелочно-ультраосновных пород неоднократно отмечалось для различных щелочных провинций. Однако лишь в некоторых регионах известны обширные серии («рои») даек мончикитов, альнеитов и других пород, локализующиеся преимущественно вблизи интрузий щелочных пород и карбонатитов. Среди них по масштабу проявления дайкового магматизма и разнообразию состава щелочных лампрофиров особенно выделяются Карело-Кольская и Маймеча-Котуйская щелочные провинции. Первая достаточно хорошо известна еще с 20—30-х гг. после публикации результатов исследований Д. С. Белякина и В. И. Влодавца по дайкам Турьего мыса. В последние годы этому примечательному району посвящен ряд статей

А. Г. Булаха, Н. Ф. Шинкарева, В. В. Иваникова, рассматривающих отдельные вопросы геологии и петрологии даек. Вторая провинция — Маймеча-Котуйская детально изучалась в 50—60-е гг. Среди относящихся к ней публикаций в первую очередь следует упомянуть монографическую работу А. Г. Жабина и Н. П. Суриной, специально посвященную петрологии даек щелочно-ультраосновных пород, кимберлитов и карбонатитов. Применительно к этой провинции Н. П. Суриной (1970) рассматривались и вопросы классификации и номенклатуры лампрофиров.

Тем не менее, пока можно констатировать гораздо меньшую изученность дайковых пород по сравнению с породами интрузивных массивов, особенно их петрологии, а также разработки их рациональной петрографической систематики. Достаточно актуально и сравнительное изучение особенностей распределения редких элементов в дайках и интрузивных массивах, поскольку именно редкие элементы могут служить важными геохимическими индикаторами генезиса щелочных пород. Перечисленным вопросам в значительной мере и посвящена предлагаемая работа.

Одним из принципиальных аспектов петрологии щелочных пород является проблема взаимоотношений между кимберлитами и щелочно-ультраосновными породами комплексных карбонатитовых массивов. В ряде изученных карбонатитовых провинций установлено присутствие жильных и эксплозивных ультраосновных пород — пикритовых порфиритов, которые по составу и структуре близки кимберлитам. Поэтому специальный раздел работы (глава вторая) посвящен сравнению вещественного состава, петрохимических особенностей и геохимии кимберлитов и пикритовых порфиритов, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами. В связи с этим рассмотрены вопросы алмазности этих пород, геохимическая и петрохимическая специфика кимберлитов.

В основу работы положены материалы полевых исследований Л. С. Бородина, А. В. Лапина и И. К. Пятенко по дайкам Карело-Кольской провинции, а также данные А. В. Лапина по кимберлитам Якутии. Глава вторая «Кимберлиты и пикритовые порфириды» написана А. В. Лапиным при участии В. К. Маршинцева (Институт геологии Якутского филиала АН СССР). Данные о химическом составе пород и распределении в них редких элементов базируются на анализах, выполненных в лабораториях ИМГРЭ.

Авторы надеются, что предлагаемая работа привлечет внимание геологов и геохимиков к относительно малоизученной группе пород и будет способствовать дальнейшему, более детальному изучению щелочных лампрофиров.

## ДАЙКИ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

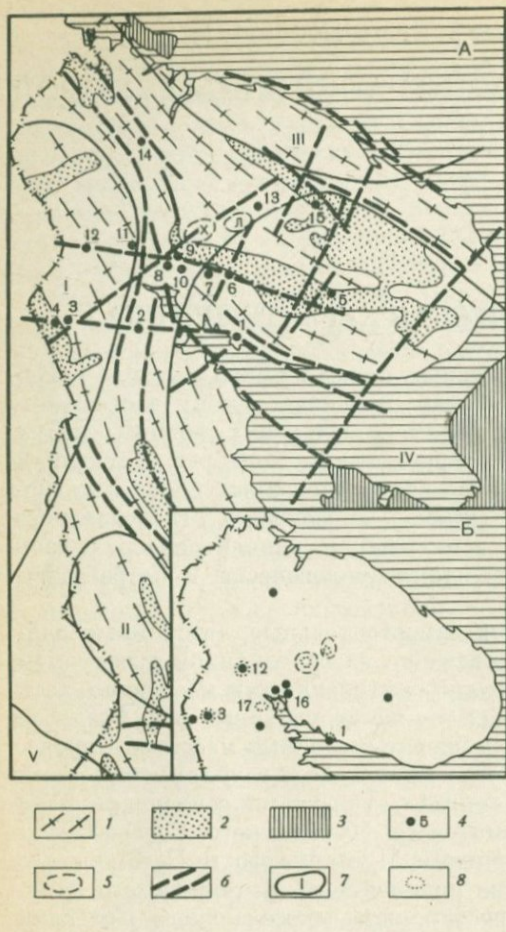
## ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Дайки щелочно-ультраосновных пород широко развиты в Карело-Кольской провинции, причем, значительная их часть сконцентрирована в линейных полях, отвечающих общему плану основных глубинных структур региона. К этим же структурам приурочены и массивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, преимущественно нижнепалеозойского (каледонского возраста). Отдельные рои радиальных и концентрических даек тесно связаны с этими интрузиями геологически и петрографически.

В то же время имеются самостоятельные, автономные дайки и поля даек, не обнаруживающие на современном эрозионном срезе прямой связи с какими-либо интрузивными массивами, хотя и располагающиеся в пределах тех же структурных зон. Согласно А. А. Кухаренко (1971), размещение щелочных массивов Карело-Кольского региона определяется их связью с глубинными зонами глыбовых дислокаций фундамента — участками сочленения ряда крупных блоков коры: Беломорского, Мурманского, Северо-Онежского и др. Так, зона сочленения Мурманского и Беломорского блоков выделяется в качестве крупнейшего тектонического линеймента северо-восточного простирания, пересекающего Кольский полуостров и уходящего в южную Фенноскандию. В пределах этого линеймента сосредоточены практически все сколько-нибудь крупные щелочные и щелочно-ультраосновные массивы, а также дайковые поля. Локализация тех и других определяется тектоническими зонами меньшего порядка, пересекающими главный линеймент.

В частности, выделяются две субширотные зоны: центральная или Ковдорско-Салмагорская и южная, протягивающаяся от Турьего мыса к Vuorijarvi (фиг. 1). Между этими зонами располагается участок Кандалакшского грабена (Кандалакшская зона).

Как следует из размещения даек, они тяготеют либо к отдельным, относительно крупным щелочным массивам (Ковдорский, Хибинский и др.), либо к участкам наибольшей тектонической проницаемости (Кандалакшский грабен). Наиболее широко развиты дайки в пределах Кандалакшской зоны, где они образуют



- 1 — гнейсы, граниты и мигматиты архея;  
 2 — карельские образования;  
 3 — посткарельские образования;  
 4 — массивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов:  
 1 — Турый п-ов,  
 2 — Ковдозеро,  
 3 — Вуориярви,  
 4 — Салланлатва,  
 5 — Песочный,  
 6 — Ингозерский,  
 7 — Салмагорский,  
 8 — Африканда,  
 9 — Озерная варака,  
 10 — Лесная варака,  
 11 — Мавргубинский,  
 12 — Ковдорский,  
 13 — Кургинский,  
 14 — Себель-Явр,  
 15 — Контозерский;  
 5 — герцинские массивы нефелиновых сиенитов:  
 X — Хибинский,  
 Л — Ловозерский;  
 6 — тектонические зоны;  
 7 — блоки фундамента (I—V):  
 I — Ботнический,  
 II — Североонезский,  
 III — Мурманский,  
 IV — Беломорский,  
 V — Ладожский;  
 I, II — опущенные и  
 III—V — приподнятые блоки;  
 8 — поля щелочно-ультраосновных даек:  
 16 — Кандалакшские о-ва,  
 17 — р-н горы Небло

Фиг. 1. А. Схема тектонического строения Кольского полуострова и Карелии (А) и размещения полей щелочно-ультраосновных даек (Б) (по Кухаренко и др., 1971)

самостоятельный дайковый пояс, включающий дайки Турьего мыса, Кандалакшских островов и Побережья Кандалакшского залива.

Особенно детально изучались различными исследователями щелочные дайки Турьего мыса. Полученные данные показали, что большая часть даек по составу и возрасту близка к интрузивным щелочно-ультраосновным породам и генетически связана с формацией щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (Кухаренко и др., 1965). Вместе с тем было установлено, что в пределах отдельных дайковых серий, могут быть выделены различные возрастные группы, в том числе и группы более молодого возраста,

чем щелочно-ультраосновные массивы, а также предшествующие образованию последних (Белянкин, Влодавец, 1932; Шинкарев, Иваников, 1973).

В пределах Ковдорско-Салмагорской зоны самостоятельные автономные дайковые поля не известны. Дайки ассоциируют с массивами ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, такими как Ковдорский, Африкандский, Песочный и др. Таким образом, интенсивность дайкового магматизма, наибольшая в южной части Карело-Кольской провинции (в Кандалакшской зоне) уменьшается к северу. Такая приуроченность серий щелочно-ультраосновных даек преимущественно к Кандалакшской зоне, вероятно, отражает специфику Кандалакшского грабена как долгоживущей тектонической зоны, наиболее активной частью которой считается полоса разломов вдоль Северного берега Кандалакшского залива.

В щелочных дайковых комплексах, которые ассоциируют с массивами ультраосновных щелочных пород, можно выделить две главные группы пород, отличающиеся геологическим положением, особенностями структуры и текстуры и характером соотношений с карбонатитами. Первая из этих групп петрографически очень близка породам самих интрузивных массивов и представляет, по существу, их жильную фацию. Это породы с мелкозернистой, порфирированной или пегматоидной структурами, без явлений закалывания в зоне эндоконтакта. Они локализируются во внутренних частях интрузивных массивов и очень часто являются более ранними по отношению к карбонатитам.

Дайковые породы, которые могут быть отнесены ко второй группе, располагаются, как правило, не в самом массиве, а в экзоконтактовом фенитовом ореоле или за его пределами, во вмещающих породах. Эта группа дайковых пород значительно разнообразнее по составу и петрографически сходна с породами автономных дайковых полей, в частности, Кандалакшского пояса даек, а также даек многих других известных регионов — Маймечя-Котуйского, Альнё, Фен. Преимущественным развитием в этой группе пород пользуются щелочные лампрофиры (мончикиты, альнеиты), а также щелочные пикритовые порфириты, силикатно-карбонатные породы и др. В отличие от первой группы, эти породы характеризуются достаточно четкой порфирированной структурой, нередко с хорошо выраженной флюидальной ориентировкой вкрапленников. В эндоконтактовых зонах этих даек постоянно наблюдаются явления закалки. Характерной чертой этих пород можно считать обогащение летучими компонентами ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) и проявление автосоматических процессов. Специфика щелочных дайковых пород второй группы находит выражение и в их возрастном положении. Во многих случаях устанавливается достаточно достоверно послекарбонатитовый возраст этих даек. Наиболее подробно взаимоотношения даек описанных двух этапов были изучены на примере Ковдорского массива (Лапин, 1970).

Имеются и более дробные подразделения дайковых пород, ассоциирующих с массивами ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Ю. Л. Капустин (1974), базируясь на изучении даек как Карело-Кольского, так и других районов проявления дайкового магматизма (Сибирь, Швеция, Канада и др.), выделяет три возрастные группы даек. Одна из них (лимбургиты, авгититы, меланефелиниты и пр.) сопровождается формированием эффузивных пород; другая — представляет жильную фацию ультраосновных щелочных массивов и вполне соответствует последним по составу; и наконец, дайки последней группы пространственно и генетически связаны с карбонатитами и образование их происходит в результате двух фаз внедрения между двумя стадиями образования карбонатитов. В эту, третью группу, включаются разнообразные по составу (пикриты, нефелиниты, альеиты, дамкьерниты) дайки и трубки, развитые не только в ассоциации с массивами, но и за их пределами, такие как дайки Кандалакшских островов и побережья Кандалакшского залива.

Кроме упомянутых выше дайковых комплексов, ассоциирующих с каледонскими массивами ультраосновных щелочных пород и карбонатитов в пределах Кольского региона, имеются дайки, связанные с более молодыми герцинскими интрузивными сериями Ловозерского и Хибинского массивов, которые представляют иную формационную группу — агпайтовых нефелиновых сиенитов.

В зависимости от петрографического состава (Зак и др., 1972, Буссен, Сахаров, 1972) даек, пересекающих эти массивы, можно наметить также две группы. Породы даек одной из них близки по составу породам, слагающим интрузивные массивы (щелочные трахиты, тингуаниты, тералиты, шонкиниты), а породы другой представлены щелочными лампрофирами мончикит-камptonитового ряда, не имеющими аналогов в составе пород массивов.

Сопоставление всех имеющихся в Карело-Кольском регионе дайковых комплексов затруднено из-за отсутствия каких-либо геологических сведений, касающихся их верхних возрастных границ. Поэтому интересно хотя бы схематично рассмотреть данные по абсолютному возрасту (табл. 1).

Как видно из таблицы, наиболее древними лампрофирами по абсолютному возрасту оказываются дайки фурчита и мончикита с островов Кандалакшского архипелага, одна из которых сечется более поздней дайкой (эруптивной брекчией). Эти древние дайки предшествуют каледонским массивам щелочных пород Турьего полуострова с абсолютным возрастом 390—360 млн. лет и, вероятно, сопоставимы с раннекаледонскими магматическими комплексами (Ковдорский массив, до 410 млн. лет). Возможно, что к этому же дайковому комплексу относятся и дайки наиболее ранней возрастной группы, выделяемые на Турьем мысу (Белянкин и Влодавец, 1932), измененные под действием щелочных интрузий. Далее, как видно из приведенной схемы, возрасту интрузив-

## Схема возрастной последовательности даек Карело-Кольского региона

Данные определения абсолютного возраста		Данные геологических сопоставлений	Дайковые комплексы
Возраст, млн. лет	Название породы или массива		
610—410	Ковдорский массив <sup>1</sup>	Лампрофиры и пикритовые порфиры Ковдорского массива	I
480—475	Фурчит, срезанный эруптивной брекчией, Кандалакшские острова (о. Телячий <sup>2</sup> ); мончикит биотитовый (о. Овечий <sup>2</sup> )	Ранние дайки лампрофиров на Кандалакшских островах; то же на Турьем мысу (1-я возрастная группа)	II
390—360	Щелочные массивы Турьего мыса <sup>3</sup> ; массивы Вуори-Ярви, Африканда	Жильные дериваты массивов; лампрофиры, пикритовые порфиры, нефелиниты и карбонатит-порфиры Турьего мыса (2-я и 3-я возрастные группы), дайки Кандалакшских островов и массивов Вуори-Ярви и др.	
363	Нефелиниты Кузново-лока; турьиты, Девичий крест, Турий п-ов <sup>4</sup>		
280—270	Хибинский и Ловозерский массивы	Жильные дериваты массивов; дайки лампрофиров (мончикиты, каптониты и пр.)	III

<sup>1</sup> Кухаренко и др., 1965. <sup>2</sup> Шуркин, 1960. <sup>3</sup> Шинкарев и Иваников, 1973. <sup>4</sup> Булах, 1975.

ных массивов Турьего полуострова (390—360 млн. лет) вполне соответствует возраст связанной с ними жильной серии (нефелинит Горноозерского массива — 363 млн. лет). Определения абсолютного возраста даек, которые пересекают на Кандалакшских островах фурчиты раннего комплекса, а на Турьем мысу жильные образования щелочных массивов, отсутствуют <sup>1</sup>. Нижним возрастным пределом этого комплекса является возраст каледонских мас-

<sup>1</sup> Недавно опубликованные данные (Булах, 1975) по абсолютному возрасту нефелинита и турьита на Турьем мысу (365—363 млн. лет) подтверждают наличие трех возрастных комплексов дайковых пород в Карело-Кольском регионе.

сивов (Турий мыс, Vuори-Ярви), который они рассекают, т. е. 390—345 млн. лет. Верхняя граница возраста остается открытой. Они могут представлять собой самостоятельный дайковый комплекс позднекаледонского возраста, образовавшийся после массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Кроме того, их можно параллелизовать с дайками, пересекающими более молодые щелочные массивы герцинского возраста (Хибинский и Ловозерский). В последнем случае возраст даек должен быть моложе возраста этих массивов, т. е. менее чем 280—270 млн. лет. К вопросу о возможности такого сопоставления этих двух комплексов даек мы вернемся после более подробного анализа петрографического и петрохимического составов слагающих их пород.

Суммируя приведенные данные, можно наметить в Карело-Кольском регионе предположительно три самостоятельных дайковых комплекса (жильные дериваты интрузивных массивов исключаются), два из которых ассоциируют с каледонской формацией ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, а третий — с более молодой, герцинской нефелин-сиенитовой формацией. Наличие значительных полей автономных даек, таких как Кандалакшский дайковый пояс, сходных по составу с дайками второго этапа массивов ультраосновных щелочных пород, является не только показателем интенсивности жильного магматизма, но и поисковым признаком на карбонатитовые комплексы, что было ранее высказано В. В. Иваниковым (1973).

Приводим более подробную геолого-петрографическую характеристику отдельных наиболее характерных районов развития дайкового магматизма на Кольском полуострове.

### ДАЙКИ КОВДОРСКОГО МАССИВА

Ковдорский массив, располагающийся среди фенитизированных гнейсов и гранито-гнейсов архея и имеющий концентрически зональное строение, сложен, в основном, оливинитами, ийолитами и нефелин-пироксеновыми породами. В его строении принимают участие жилы и тела карбонатитов и апатит-магнетит-форстеритовых пород. Дайки щелочно-ультраосновных и щелочных пород широко распространены как во внутренних частях массива, так и за его пределами в фенитах и фенитизированных вмещающих породах. Как уже отмечалось, в дайковом комплексе Ковдорского массива достаточно четко выделяются две группы даек, различающиеся геологическим положением, особенностями состава, структурой, текстурой и характером взаимоотношений с карбонатитами. Дайки щелочных пород, относящиеся к первой группе, локализуются во внутренних частях массива и контролируются системой конических трещин преимущественно со средними и пологими углами падения к центру массива. Жильные породы этой группы представлены, главным образом, мелкозернистыми, реже

пегматоидными ийолитами и нефелиновыми сиенитами, которые, судя по колебаниям их количественно-минералогического состава, а также по текстурно-структурному сходству, взаимно связаны и образуют непрерывную серию. Реже встречаются дайки трахитоидных мелкозернистых канкринитовых сиенитов, щелочных сиенитов, ийолит-пегматитов и пр. Для рассматриваемой группы дайковых пород характерно отсутствие контактовой закалки. Изменения, наблюдаемые в экзоконтактах жильных пород, обычно весьма незначительны, а характер этих изменений зависит от состава вмещающих пород. Так, оливиниты подвергаются флогопитизации, пироксеновые породы эгиринизированы, мелилит разлагается с образованием диопсида, содержащего червеобразные выделения нефелина и канкринита. В самих жильных породах вблизи контакта появляется волластонит. Примечательна частая приуроченность жильных пород первого этапа и карбонатитов к одним и тем же тектоническим трещинам. Те и другие нередко встречаются совместно, образуя секущие тела сложного строения. При этом щелочные силикатные породы формируются раньше, чем карбонатиты и под воздействием последних испытывают карбонатизацию и флогопитизацию (Лапин, 1970).

Отмеченные особенности позволяют предполагать, что щелочные дайки первого этапа формируются из остаточного щелочного расплава в условиях еще сравнительно высокого уровня прогрева окружающей среды. Внедрение даек происходит на фоне наиболее ранних проявлений послемагматических процессов — до начала образования карбонатитов. Можно также предполагать, что дайки первого этапа во многих случаях служат путями для проникновения растворов, формирующих карбонатиты.

Дайковые породы, которые могут быть отнесены ко второй группе, располагаются в экзоконтактовом фенитовом ореоле массива (максимальное расстояние от массива 4 км) и контролируются системой кольцевых и конических трещин. Последние падают в сторону массива под средними и крутыми углами. Эта группа дайковых пород значительно более разнообразна по набору петрографических разновидностей и включает биотитовые, оливиновые и мелилитовые нефелиниты, биотитовые пикритовые порфириты, альнеиты, мончикиты, кальцитовые тингуанты и другие типы пород, не имеющие аналогов среди пород массива.

Эти две группы дайковых пород кроме различий в геологическом положении и особенностях состава четко различаются по структуре. Породы, относящиеся к первой группе, как правило, равномернозернистые, реже порфировидные; для даек второй группы весьма характерно порфировое строение нередко с хорошо выраженной флюидальной ориентировкой вкрапленников. Кроме того, в эндоконтактовых зонах жильных пород второй группы постоянно наблюдаются явления закалки, совершенно не свойственные породам первой группы.

Дайки нефелинитов (биотитовых, оливиновых и др.), меланефелинитов и пикритовых порфиров мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, широко распространены в южной части экзоконтактового ореола фенитов в тектонической зоне, фиксирующей последовательным развитием флогопит-пироксеновых, нефелин-пироксеновых пород, ийолитов, карбонатитов и даек щелочных пород.

В ряде случаев по непосредственным пересечениям отчетливо устанавливается более молодой возраст даек нефелинитов как по отношению к нефелин-пироксеновым породам, так и по отношению к карбонатитам.

Дайки альеинитов развиты в южной и западной частях экзоконтактового ореола фенитов. На юге они приурочены к тектонической зоне, контролирующей развитие разнообразного комплекса пород, и пересекают здесь ийолиты и карбонатиты.

Дайки кальцитовых и кальцит-канкринитовых тингуаит-порфиров встречаются в южной части экзоконтактового ореола фенитов в тектонической зоне, которая была охарактеризована выше, и пересекают карбонатизированные ийолиты и нефелин-пироксеновые породы. Значительно большим распространением эта группа жильных пород пользуется в западной части фенитового ореола, где за последние годы были обнаружены обширные дайковые поля с многочисленными жилами кальцитовых и кальцит-канкринитовых тингуаитов. Мощность даек от 10—15 см до 3,5—4 м, они ориентированы параллельно контактам массива и характеризуются крутым или близким к вертикальному падением в сторону массива. Кроме кальцитовых тингуаит-порфиров в массиве отмечаются также связанные с первыми постепенными переходами кальцитовые шонкинит-порфиры и кальцит-нефелиновые тингуаит-порфиры.

К рассмотренной группе пород должны быть, вероятно, отнесены также породы, слагающие цемент эруптивных брекчий, выполняющих трубки взрыва и брекчиевые жилы, расположенные в южной части массива в теле апатит-форстерит-магнетитовых железорудных пород. Эруптивные брекчии содержат вынесенные с более глубоких горизонтов округлые включения оливинитов, пироксенитов и нефелин-пироксеновых пород, а также заключают обломки пород железорудного комплекса. Формирование трубок взрыва и брекчиевых жил происходит неоднократно, причем в одних случаях брекчиевые породы пересекаются карбонатитами, а в других — пересекают карбонатиты и содержат их обломки.

Как уже указывалось, щелочные дайки и карбонатиты близки по времени образования и формируются в сходных тектонических условиях. Вместе с тем, геологические взаимоотношения показывают, что во внутренних частях массива щелочные дайки по отношению к карбонатитам всегда являются более ранними, а в пределах экзоконтактового ореола фенитов нередко достоверно устанавливается послекарбонатитовый возраст щелочных дайко-

вых пород (по отношению к ранним кальцитовым карбонатитам). Учитывая же длительность процесса формирования карбонатитов в целом, можно предполагать, что щелочные дайки второй группы по времени образования могут быть интракарбонатитовыми.

### ДАЙКИ ТУРЬЕГО ПОЛУОСТРОВА

Дайки Турьего полуострова известны со времени первых геологических экспедиций (Федоров, 1904) и впервые подробно были изучены Кранком (Kranck, 1923), Д. С. Белянкиным и В. И. Володавцем (1932), а позднее А. Г. Булахом (1962), А. А. Кухаренко (1965), Б. А. Мальковым (1971), Н. Ф. Шинкаревым и В. В. Ивановым (1973) и др.

Размещение даек на Турьем полуострове неравномерное. Основная их масса (более трехсот даек), сосредоточена на побережье Турьего мыса, в то время как внутри полуострова дайки более редки и отмечаются, как правило, в связи с интрузивными массивами щелочно-ультраосновного состава. Среди интрузивных массивов, кроме хорошо известных Горноозерского и Летнегорского, в настоящее время выявлен еще один крупный плутон каледонской щелочно-ультраосновной формации, обнажающийся в виде двух массивов (Центрального и Южного) и сопровождающийся карбонатитами.

Дайковая серия, локализованная в пределах этих массивов или в их непосредственных экзоконтактах, представлена преимущественно породами, близкими по составу к щелочным породам самих массивов, и является, очевидно, их жильной фацией.

Наиболее распространены дайки состава мельтейгитов и ийолитов, которые характеризуются разнообразными структурами — пегматоидной, мелкозернистой порфирированной, микрозернистой. В составе этих пород основную роль играют пироксен (эгириनावит и эгирир) и нефелин. Порфиновые выделения представлены иногда авгитом и оливином. Кроме указанных даек, секущих щелочные массивы, отмечаются отдельные дайки мончикитов, меланефелинитов, а иногда — карбонатит-порфиры и карбонатно-силикатные породы. Последние представляют очень своеобразные породы, в которых выделения представлены роговой обманкой и биотитом, а основная тонкозернистая масса сложена преимущественно карбонатом. Выделения роговой обманки иногда достигают несколько сантиметров; биотит обычно образует более мелкие плоские таблички, иногда изогнутые и деформированные. Как размеры вкрапленников, так и их количество могут в этих породах значительно варьировать. Кроме того, в некоторых случаях в дайках такого типа отмечается большое количество разнообразных обломков — ксенолитов вмещающих ультраосновных и полевошпатовых пород, а также карбонатитов.

Структурное положение жильных дериватов интрузивных массивов на Турьем полуострове не достаточно определено. Воз-

можно, что они сопряжены с разрывами неавтономного тектонического плана и заполняют трещины в периферических частях массивов и вблизи последних (Шинкарев, Иваников, 1973).

Как уже было отмечено, подавляющая часть даек Турьего полуострова локализована на его юго-западном и южном побережье, в узкой прибрежной зоне, протягивающейся примерно на 3 км. Согласно геологическим исследованиям последних лет (Евдокимов, Булах, 1972; и др.), указанный прибрежный участок Турьего полуострова представляет экзоконтактовую зону щелочно-ультраосновного массива и сложен фенитизированными в различной мере песчаниками свиты Турьего мыса. В районе устья Хям-ручья и на северо-запад от него вмещающими дайки породами являются гранитоиды Умбинского массива (средний протерозой).

На участках скопления даек вмещающие фениты и фенитизированные песчаники брекчированы и пересечены не только дайками щелочно-ультраосновных пород, но и неправильными послойными и секущими телами малиньитов, ювитов и различными жилами: эгирин-полевошпатовыми, волластонит-полевошпатовыми, карбонатными и др. Согласно М. Д. Евдокимову и А. Г. Булаху, главная масса фенитов возникла до внедрения даек и жил щелочных пород. Как фениты, так и дайки ийолитов-мельтейгитов пересекаются различными полевошпатовыми и карбонатными жилами. В свою очередь, все эти образования пересекаются частью даек мончикитов, мелилититов и других лампрофиров. Основываясь на этих взаимоотношениях, Д. С. Белянкин и В. И. Влодавец среди даек ультраосновных щелочных пород Турьего мыса выделяют три возрастные группы, что согласуется с выводами последующих более детальных исследований (Кухаренко и др., 1965; Шинкарев, Иваников, 1973 и др.). Согласно этим исследованиям к первой возрастной группе наиболее древних даек принадлежат эруптивные брекчии мончикитов, сильно измененные авгититы и мелилититы (альнеиты, по Д. С. Белянкину).

Вторая возрастная группа даек представляет жильную серию щелочно-ультраосновных массивов и аналогична по составу дайковым породам, развитым в пределах этих массивов и уже охарактеризованных выше. Это микромельтейгиты, микрийолиты, биотит-меланитовые микромельтейгит-ийолиты, турьиты и др.

Третья возрастная группа наиболее многочисленна по разнообразию петрографических разновидностей, среди которых преобладают щелочные лампрофиры, связанные переходами с другими щелочно-ультраосновными породами. Породы этой группы по-разному классифицировались различными авторами, изучавшими дайки Турьего мыса, и нередко один и тот же термин (мончикит, альнеит) понимался разными авторами неоднозначно. На табл. 2 приведено общее подразделение третьей возрастной группы даек Турьего мыса по различным авторам и принимаемая авторами номенклатура для этих пород.

## Классификация дайковых пород Турьего мыса

Кранк (1928)	Д. С. Белянкин, В. И. Влодавец (1932)	Н. Ф. Шинкарев, В. В. Иваников (1973)	Авторы настоящей работы
Мончикиты	Щелочные базальты (мончикиты)	Мончикиты	Мончикиты (пироксеновые, биотитовые, меланчикиты и др.)
Мелилитовые мончикиты	Мелилитовые базальты (альнеиты)	Мелилититы	Альнеиты (пироксеновые, биотитовые, меланитовые и др.)
Альнеиты Меланитовые учащиты	—	—	—
—	Авгититы	Авгититы Меланефелиниты	Меланефелиниты (оливиновые, пироксеновые, биотитовые, стекловатые — авгититы и лимбургиты)
Карбонатно-силикатные породы	Нефелиниты (нозеановые, меланитовые)	Нефелиниты (нозеановые, меланитовые)	Нефелиниты (нозеановые, меланитовые)
Карбонатно-силикатные породы	Турьиты Кальцинированные эруптивные брекчии	—	Силикатно-карбонатные породы
Карбонатиты	Кальцититы	—	Карбонатит-порфиры

По Н. Ф. Шинкареву и В. В. Иваникову (1973), простираение основной массы даек совпадает с ориентировкой главных систем трещин Турьего полуострова. Причем дайки первой и третьей возрастных групп имеют одинаковый структурно-тектонический план и приурочены к вертикальным и крутопадающим трещинам субмеридионального простираения, которые являются оперяющими трещинами по отношению к региональному тектоническим нарушениям северо-западного (320–340°) простираения. Дайки второй группы локализованы преимущественно в пологопадающих субширотных трещинах.

Особенности локализации даек и их морфология были подробно изучены Д. С. Белянкиным и В. И. Влодавцем (1932), которые установили преобладание сравнительно маломощных тел — до 0,5 м (примерно  $\frac{2}{3}$  из общего числа даек). Отдельные дайки достигают мощности 1–3 м и протягиваются на десятки метров. Морфология даек Турьего полуострова свидетельствует о высокой механической активности внедряющейся магмы. В дайках часто можно видеть отторженцы вмещающих пород, некоторые дайки насыщены ксенолитами и носят характер эруптивных брекчий. Чаще всего встречаются правильные плитообразные тела; имеют-

ся «коленчатые» дайки с многократным изменением элементов залегания, ветвящиеся, выклинивающиеся тела, а также своеобразные кресты — пересечения петрографически однородных даек.

В наименее измененных дайках третьей группы обычно хорошо выражено зональное строение: призальбандовые зоны закалки, сложенные афанитовой или тонкозернистой породой, и средняя, полно раскристаллизованная зона, составляющая основную часть дайки. Зоны закалки при мощности до 1—5 см довольно резко обособлены от центральной зоны. При этом очень характерно ориентированное параллельно контактам расположение удлинённых вкрапленников (пироксен, мелилит) в зоне эндоконтакта даек. Жильная порода центральной зоны чаще всего обнаруживает порфирированную или порфирированную структуру, без преимущественной ориентировки вкрапленников.

Среди даек Турьего мыса распространены также дайки и линзообразные тела эруптивных брекчий. По схеме Д. С. Белянкина и Влодавца (1932) эти образования входят в первую возрастную группу и определяются ими как «кальцинированные эруптивные брекчии». Они представлены двумя крупными линзообразными телами (2 м × 30 м), которые секут слоистость песчаников, содержат их ксенолиты и образуют в песчаниках апофизы. Цемент переполнен обломками кварца и сложен эгирином и карбонатом, иногда с реликтами магматической порфирированной структуры. Эти образования пересекаются эгирин-нефелиновыми жилами и дайками щелочных лампрофиров и карбонатитов. Кроме того, мончикиты первой возрастной группы также очень часто содержат обломки-ксенолиты, а некоторые (Булах, 1959) представляют типичные эруптивные брекчии («валунные дайки»). Среди обломков присутствуют как вмещающие породы, так и не встречающиеся в разрезе амфиболиты, метагаббро и гнейсы. В настоящее время в этих дайках установлены интенсивно замещенные ультраосновные включения (оливин, моноклинный пироксен, амфибол), размером до 2—5 см. Эти «валунные» или «конгломератные» дайки совершенно аналогичны некоторым дайкам Кандалакшских островов (Шуркин, 1960).

Таким образом, на Турьем полуострове выделяется три главных петрографических типа дайковых пород: 1) жильные породы мельтейгит-йиолитового состава; 2) щелочные лампрофировые породы (мончикиты, меланефелиниты, альеиты и др.) и 3) силикатно-карбонатные и карбонатные породы.

Жильные породы мельтейгит-йиолитового состава тесно связаны генетически с соответствующими породами интрузивных массивов Турьего мыса. Щелочные лампрофиры образуются в две фазы, ранняя из которых предшествует щелочно-ультраосновным интрузиям, а поздняя — формируется после интрузий и связанных с ними жильных дериватов.

Положение силикатно-карбонатных пород в этой схеме менее определено. Вероятнее всего, что каждая из выделенных воз-

растных групп сопровождается на конечных стадиях образованием богатых карбонатами или карбонатных пород. В схеме Д. С. Белянкина и В. И. Влодавца эти породы отмечены во всех трех возрастных группах даек. В первой группе — «известняки» (мраморизованные), кальцититы; во второй — «кальцититы разного рода: кварц-полевошпатовые флюоритовые и чистые мраморовидные известняки» и в третьей — «мраморовидные известняки».

1490  
Кранк (Kranck, 1928) более определенно указывает на генетическую связь даек силикатно-карбонатных пород с щелочными лампрофирами через серию богатых карбонатом разновидностей, таких как «меланитовые альениты» и «меланитовые уачититы». Согласно Кранку, дайки силикатно-карбонатных пород пересекают мончикиты и представляют собой поздние дериваты лампрофировой магмы, значительно обогащенной при своем внедрении такими летучими компонентами как  $H_2O$ ,  $CO_2$  и F. Подтверждение связи силикатно-карбонатных пород с лампрофирами Кранк видит, кроме того, в сходных особенностях химизма, в частности, высоких содержаниях Mg в этих породах. В этом же заключается их отличие от полнокристаллических мелилитсодержащих турьяитов, связанных с ийолит-мельтейгитовой серией и сравнительно бедных магнием. Это различие проявляется и в составе слюды: в карбонатно-силикатных породах, в том числе и в турьяитах Д. С. Белянкина, присутствует магниезиальная слюда (флогопит), формирующаяся на ранних стадиях кристаллизации обогащенного водой высокомагнезиального щелочного лампрофирового расплава; в турьяитах же слюда представлена лепидомеланом, который образуется на поздних стадиях, после формирования магниезиальных силикатов (мелилит, диопсид).

### ДАЙКИ КАНДАЛАКШСКИХ ОСТРОВОВ

После Турьего полуострова — это второй район по масштабу проявления даек щелочных лампрофиров. Они сосредоточены близ юго-восточной окраины г. Кандалакши; от устья р. Нивы до прибрежных уступов на склоне горы Крестовой, а также на островах Кандалакшского архипелага (Олений, Телячий, Овечий и др.). Дайки встречаются также на противоположном, западном и юго-западном берегу Кандалакшской губы. По данным А. Н. Тарховского (1960), дайки распространены неравномерно, преимущественно на отрезке побережья от о. Соностров до г. Кандалакша. Для даек характерно преимущественно субмеридиальное простирание, реже субширотное и северо-восточное, и крутое до вертикального падение.

Мощность даек обычно не превышает 1 м, причем преобладают маломощные дайки, до 0,3—0,4 м. У большинства даек обычно хорошо выражена зона закалки, а центральные части наиболее крупных даек хорошо раскристаллизованы.

Дайковый комплекс щелочных жильных пород Кандалакшского района обнаруживает большое петрографическое сходство с жильными породами Турьего мыса. На островах Кандалакшского архипелага и прилегающем побережье нами изучены следующие петрографические разности даек: щелочные пикритовые порфириды, лимбургиты, мончикиты, меланефелиниты, альнеиты и силикатно-карбонатные породы. Наибольшим распространением на Кандалакшских островах пользуются дайки мончикитов, среди которых кроме собственно мончикитов (оливин-пироксеновые породы с керсутитом) выделяется характерная группа существенно биотитовых мончикитов. Биотитовые мончикиты образуют мало мощные (0,25 м — 0,7 м) дайки с плотными зальбандами с характерной трахитоидностью вкрапленников, представленных крупными широкими пластинками биотита, реже также оливином. Дайки мончикитов обнаружены на островах Олений, Березовый, Телячий, Долгая Луда и др.

Альнеиты сравнительно мало распространены на островах Кандалакшского архипелага. Нами изучены дайки альнеитов на о. Овечий, которые имеют мощность порядка 0,25—1,5 м и северо-восточное простирание; прослежены они на расстоянии более 20 м. Краевые части даек более плотные, в центральной части это порфиновые породы с вкрапленниками пироксена, оливина и более мелкими вкрапленниками измененного мелилита. Приконтактные части в отдельных участках карбонатизированы и ослонены.

Дайки меланефелинитов наблюдались на о. Олений. Они имеют мощность 1—1,5 м, широтное простирание и крутое падение. Более мелкие дайки этого состава выполняют несколько параллельных трещин субширотного простирания.

Щелочные пикритовые порфириды образуют вертикальные дайки северо-восточного простирания мощностью 1—1,5 м на северном побережье о. Оленьего и на о. Долгая Луда (Большой Сальный). Это микрозернистые породы с порфировидными выделениями оливина, сложенные преимущественно оливином, а также биотитом, пироксеном и магнетитом. Маломощные дайки (10—15 см) сходных пород имеют черную плотную афанитовую основную массу и петрографически близки к лимбургитам.

К более редким образованиям на Кандалакшских островах принадлежат эксплозивные («валунные») дайки карбонатитов и трубки взрыва (о. Еловый). Согласно К. А. Шуркину (1960) эруптивная дайка на о. Телячьем сечет дайку биотитового фурчита (мончикита). Маломощные дайки карбонатизированных порфиритов и карбонатитов с обломочными включениями вмещающих и других пород встречаются и на других островах (Олений, Сальный). Разнообразные обломки в этих дайках и трубках представлены гнейсами, мигматитами, амфиболитами, карбонатитами, порфиритами. Цементирующая жильная масса представляет сильно карбонатизированную породу с реликтовой порфировой

структурой (типа мончикита). Довольно мощная (1—1,5 м) эксплозивная дайка силикатно-карбонатных пород обнаружена нами на окраине г. Кандалакши, вблизи устья р. Нивы. Эта крутопадающая дайка субмеридионального простирания прослеживается на 20 м от уреза воды. Она сложена темноокрашенной породой с выделениями крупных фенокристов амфибола, размером до нескольких сантиметров, которые составляют не менее 15% объема породы. Кроме того, в строении породы принимают участие отдельные обломки вмещающих пород, а также крупные пластинчатые выделения биотита. Основная масса представлена среднезернистым слюдисто-амфибол-карбонатным агрегатом. В зальбандах дайки на расстоянии нескольких сантиметров от контакта прослеживается зона тонкозернистой темно-серой породы, местами отчетливо будинированной. Согласно микроскопическому исследованию, эта порода близка к мончикиту, и, вероятно, представляет реликты более ранней дайки.

### ДАЙКИ РАЙОНА ГОРЫ НЕБЛО

Распространение дайковых пород далее на запад от г. Кандалакши отмечалось еще в 1932 г. Б. М. Куплетским, который описал жильные «щелочные порфириды» (анальцимовые авгититы) в карьере в районе разъезда Пролиты. Куплетский считал этот участок самым западным из известных выходов такого типа даек, родственных дайкам Турьего мыса.

В настоящее время при проведении поисковых и геологоразведочных работ, связанных с месторождениями мусковита в древних гнейсах, западнее и юго-западнее г. Кандалакши, в районе горы Небло, была выявлена многочисленная серия маломощных даек, которые несомненно принадлежат к лампрофировому комплексу Кандалакшского грабена. Согласно А. М. Колесниковой и В. С. Афанасьеву, участок лампрофировых даек расположен в южной части антиклинального перегиба в крыле Кандалакшского синклинория. Антиклинальный перегиб имеет северо-восточное простирание, которое повторяет и основная группа региональных сбросо-сдвиговых нарушений. По третицам этого направления, в основном, и локализованы дайки щелочных лампрофиров, а пикритовые порфириды и эруптивные дайки («туфобрекчии») выполняют пологие тела субширотного простирания. Вмещающими дайки породами являются разнообразные гранито-гнейсы. Мощность даек от нескольких сантиметров до 2,5—4 м, они прослеживаются на расстояние до 100 м.

Среди даек этого участка преобладают щелочные лампрофиры, преимущественно мончикиты, отмечаются также меланефелиниты, пикритовые порфириды и эруптивные карбонатные дайки.

Мончикиты (гора Небло, оз. Барочное) образуют серию мелких, параллельных друг другу даек небольшой мощности с многочисленными апофизами и неровными извилистыми контактами.

Среди мончикитов преобладают биотит-пироксеновые разности, переходящие иногда в существенно биотитовые; отмечаются мончикиты с нефелином, переходные к меланефелипитам. Дайки характеризуются, как правило, закаленными контактами, на отдельных участках развивается карбонатизация, захватывающая как экзоконтакты даек, так и вмещающие гранито-гнейсы. Отдельные разновидности мончикитов, главным образом биотитовые, значительно обогащены карбонатом, входящим в состав основной массы и, очевидно, связаны переходами с силикатно-карбонатными породами.

Наибольший интерес на этом участке несомненно представляют силикатно-карбонатные породы с псевдообломочной структурой. По существу это не обломочные породы, хотя в отдельных случаях содержат обломки вмещающих пород (полевошпатовые гнейсы, отдельные полевые шпаты). Основные минералы этих пород, которые по своей несортированности, различной ориентировки и иногда неправильным формам напоминают обломки, представляют собой, вероятно, наиболее ранние образования, силикатную фазу этих смешанных силикатно-карбонатных пород — «фенокристы», цементированные затем карбонатной основной массой. «Фенокристы» представлены преимущественно биотитом, а также пироксеном, роговой обманкой, реликтами измененного оливина, апатитом. Размеры выделений биотита достигают нескольких сантиметров в диаметре. Дайки пород такого состава имеют иногда очень незначительную мощность — от нескольких до 10—20 см. Более крупные дайки и тела подобных пород, описанные А. М. Колесниковой, достигают мощности 2,5 м и содержат значительное количество ксенолитов разнообразного размера.

В обломках отмечены амфиболит, апатит-амфиболовая, апатит-пироксеновая и пироксен-карбонатная порода, зерна изумрудно-зеленого (хромового) пироксена, амфибол, апатит, оливин, биотит, обломки полевошпатовых пегматитов и гнейсов. Последние два типа встречаются сравнительно редко. Основная цементирующая масса выполнена карбонатом (доломитизированный кальцит) с эгирином, рудным, апатитом. В некоторых случаях отмечается слюдисто-карбонатный цемент. Обломки и цемент лишены следов какого-либо катаклаза.

### ДАЙКИ ХИБИНСКОГО И ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВОВ

Хибинский и Ловозерский массивы являются представителями герцинской нефелин-сиенитовой формации Карело-Кольского региона и, также как и ультраосновные щелочные массивы каледонского возраста, сопровождаются дайковым комплексом разнообразного состава. Оба этих массива приурочены к одной из крупных региональных долгоживущих структур — фенноскандинавской северо-восточной тектонической зоне, на юго-западном продолжении которой расположены широко известные щелочные

комплексы Альнё и грабена Осло. Для последних характерно широкое развитие дайкового магматизма ультраосновного и щелочного состава.

Породы дайковой серии, развитые в пределах Хибинского и Ловозерского массивов, составляют ничтожную часть по сравнению с интрузивными породами и являются самыми молодыми из магматических пород, слагающих эти массивы.

В Хибинском массиве известно около 120 дайковых тел, сложенных ультраосновными и щелочными породами. Дайки сконцентрированы в виде небольших по площади полей, приуроченных часто к зонам тектонических нарушений и контактам разновозрастных интрузивных комплексов (Зак и др., 1972). По петрографическому составу среди даек Хибинского массива выделяется несколько групп — щелочные трахиты и тингуаиты, щелочные габброиды (тералиты, шонкиниты, щелочные базальты); лампрофиры (камptonиты и мончикиты) и основные и ультраосновные породы (пироксениты, пикриты, диабазы). Последовательность внедрения описанных дайковых пород окончательно не установлена, также как и генетическая связь их с Хибинским интрузивным массивом. Б. М. Куплетский (1937) и Елисеев и др. (1939) рассматривали дайковый комплекс как последнюю фазу становления массива, по мнению же других авторов (Зак и др., 1972), дайки не связаны с Хибинским массивом генетически, а совмещены пространственно и образуют собственный ряд дифференциатов от ультраосновных и основных к щелочным породам; до 40% даек в этом ряду составляют мончикиты и камptonиты.

В Ловозерском массиве дайки распределены неравномерно, преимущественно в его западной части. Наиболее распространены крутопадающие дайки северо-восточного и субширотного простирания, в меньшей мере — меридионального.

И. В. Буссен и А. С. Сахаров (1972) выделяют следующие основные разновидности дайковых пород. Наиболее часто встречаются и имеют наибольшие размеры дайки тьозита. Это плотная черная порода с микропорфировой структурой. В выделениях присутствуют авгит, оливин, биотит, санидин и др. Менее распространены мончикиты, тинбушиты, минвериты, уачититы и другие породы. Другими исследователями (Герасимовский и др., 1966) описаны дайки камptonитов, фурчитов, тингуаитов. Отмечается сходство этих образований с дайками Хибинского массива. По мнению И. В. Буссен (1966), такие дайки, как тингуаиты представляют собой дериваты нефелиновых сиенитов и образовались раньше пород щелочной лампрофировой серии, что подтверждается пересечением этих даек на горе Парганьюн.

В заключение отметим, что характерной особенностью дайковых пород Ловозерского и Хибинского массивов, отличающей их от дайковых серий щелочно-ультраосновных массивов, является наличие полевошпатсодержащих разностей. Так, по подсчетам

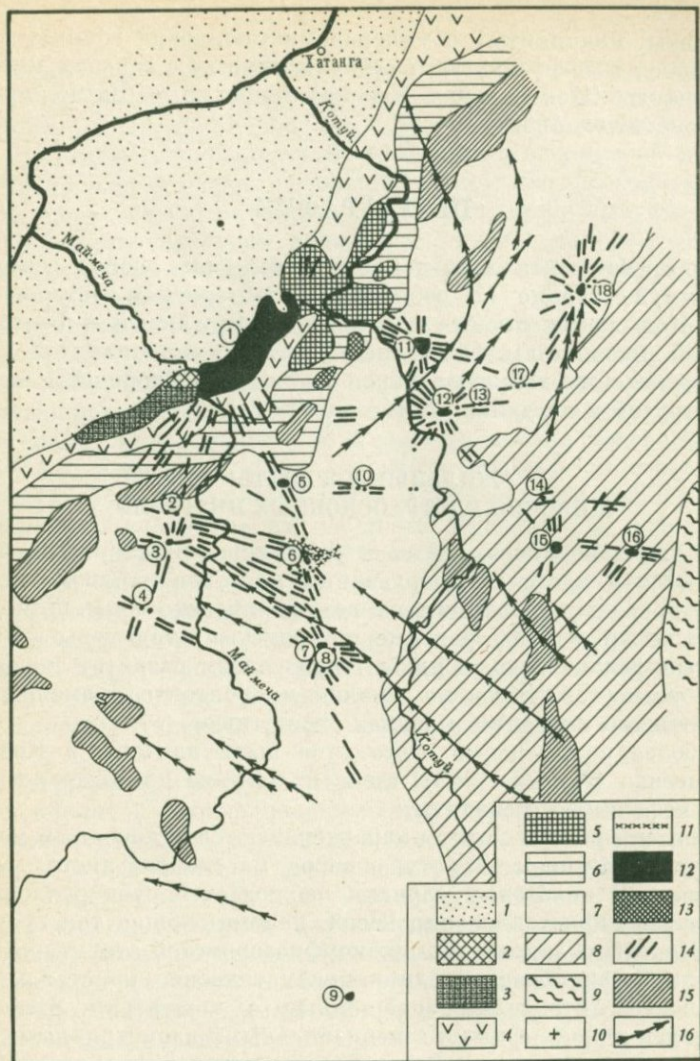
И. В. Буссен (1966) в подавляющем большинстве дайковых пород содержится от 2 до 30% полевых шпатов (каликатровых или плагиноклаза). В Хибинском массиве также значительно распространены полевшпатсодержащие дайковые породы (тералиты, шонкиниты, камптониты). Таким образом, комплекс лампрофировых пород этих массивов относится к ряду камптонита-мончикита, в то время как для щелочно-ультраосновных массивов более характерны лампрофиры мончикит-альнеитового ряда.

### ПРОЧИЕ ПРОВИНЦИИ

Среди провинций щелочно-ультраосновного дайкового магматизма в Советском Союзе в первую очередь необходимо упомянуть Маймеча-Котуйскую провинцию Восточной Сибири, магматизму которой и дайковым породам в частности посвящена обширная литература (Бутакова, Егоров, 1962; Сурина, 1968, 1970; Жабин, Сурина, 1970 и др.). Согласно этим исследованиям, в пределах провинции, приуроченной к северо-западному краю Анабарского массива, выделяется несколько участков особенно интенсивного дайкового магматизма (фиг. 2). Для этих участков намечается три группы даек, одна из которых развита в пределах эффузивных полей, другая — тяготеет к интрузиям центрального типа и третья группа — локализована в линейных поясах, трассирующих региональные глубинные разломы. Дайки представлены разнообразными щелочно-ультраосновными породами и щелочными лампрофирами (пикриты, меланефелиниты, авгититы, мончикиты, альнеиты и др.). Гораздо менее распространены здесь кимберлиты — дайки и трубки взрыва, по возрасту наиболее молодые.

Сходные дайковые ассоциации известны, кроме того, в связи с щелочно-ультраосновными и щелочными интрузиями в Восточном Саяне (Белая Зима, Тагна), на Алдане (Арбарастах), в Приморье, на Украине и в других местах. Не так давно в Приенисейской зоне была описана Каменская провинция с разнообразными дайковыми породами щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтового состава (Бушканец и др., 1970). Значительная часть щелочно-ультраосновных даек сосредоточена над предполагаемым по геофизическим данным Каменским массивом, что можно представить как пример возможности использования даек при поисках интрузивных массивов и карбонатитов.

Из зарубежных районов развития щелочно-ультраосновного дайкового магматизма хорошо известны и неоднократно были описаны в литературе такие районы как Альнё в Швеции (Eckermann, 1948, 1961, 1963, 1965), Монтериджин в Канаде (Philpots 1974) и другие районы, где дайки ассоциируют с щелочно-ультраосновными интрузивными комплексами и карбонатитами. Щелочные лампрофиры отмечаются также в связи с многими проявлениями щелочного магматизма, сопровождаемого карбонатитами. Среди многих других можно отметить щелочные лампрофиры



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта Маймеча-Котуйского района (по Жабину, Суриной, 1970)

1 — мезокайнозойские отложения Хатангской впадины; 2 — маймечиты маймечинской свиты  $T_1$ ; 3 — щелочные базальтоиды и трахизабальты дельканской свиты  $T_1$ ; 4 — базальты коготокской свиты  $T_1$ ; 5 — щелочные базальтоиды арыджангской свиты  $P_2-T_1$ ; 6 — терригенно-вулканогенные образования  $P_2-T_1$ ; 7 — карбонатные отложения палеозоя; 8 — терригенно-карбонатные отложения верхнего протерозоя; 9 — гнейсы архея; 10, 11 — кимберлиты: 10 — трубки взрыва; 11 — дайки; 12—14 — ультраосновные-щелочные породы и карбонатиты: 12 — сложные интрузии центрального типа (цифры в кружках); 1 — Гулинская, 2 — Атырдык, 3 — Романиха, 4 — Чангит, 5 — Седете, 6 — Далыхская группа, 7 — Вор-Урях, 8 — Кара-Мени, 9 — Ессей, 10 — Крестях, 11 — Одихинча, 12 — Кугда, 13 — Сона, 14 — Дьогдьоо, 15 — Маган, 16 — Ыраас, 17 — Чурбука, 18 — Немакит; 13 — силлы; 14 — дайки; 15, 16 — долериты: (силлы, дайки)

(бергалиты, мончикиты) с минералами гаюиновой группы, локализующиеся в эффузивных и субвулканических породах массива Кайзерштуль (Центральная Европа), описанные Вимменауэром («Карбонатиты», 1969).

## ПЕТРОГРАФИЯ

Петрографическая характеристика дайковых пород составлена преимущественно по собственным материалам авторов для Карело-Кольской и отчасти для Маймеча-Котуйской и Восточно-Саянской провинциям. Описание проводится по принятой выше схеме разделения дайковых пород на жильные дериваты щелочных интрузий и на дайки «автономных» серий.

### ЖИЛЬНЫЕ ДЕРИВАТЫ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ИНТРУЗИЙ

Как уже говорилось, дайки этой группы микройолиты и др. встречаются в пределах интрузивных массивов и близки по составу к породам, слагающим их периферические зоны. Для даек этого типа характерны равномернозернистые структуры (мелкозернистые, реже — пегматоидные) при слабом развитии порфировидных разностей. Явления закалки на контакте с вмещающими щелочными породами в дайках отсутствуют.

Наиболее полно дайки этого типа были изучены в Ковдорском массиве (Лапин, 1963), где в их составе преобладают ийолиты и нефелиновые сиениты.

Ийолиты и ийолит-уртиты характеризуются однородным мелкозернистым строением. Текстура пород массивная, иногда слабо тахситовая. В некоторых случаях наблюдается субпараллельная ориентировка кристаллов пироксена, напоминающая текстуру течения. Породы обладают гипидиоморфнозернистой структурой. Зеленый пироксен образует длиннопризматические кристаллы, нередко более интенсивно окрашенные с периферии. Нефелин представлен идиоморфными и неправильными изометричными зернами, часто включающими множество мельчайших игольчатых кристалликов пироксена. Степень идиоморфизма минералов, как и порядок их кристаллизации в жильных нефелин-пироксеновых породах зависит от количественных соотношений минералов. В породах ийолитового состава нефелин и пироксен обладают примерно равным идиоморфизмом, а кристаллизация основной массы этих минералов происходит почти одновременно. В несколько более меланократовых породах пироксен заметно идиоморфнее и начинает кристаллизоваться раньше нефелина, образуя иногда порфировидные вкрапленники, в периферических частях которых наблюдаются включения мелких зёрен нефелина. Более лейкократовые породы, напротив характеризуются сравнительно боль-

шим идиоморфизмом нефелина по отношению к пироксену. Пироксен из жильных ийолитов имеет показатели преломления:  $n_g=1,697$ ,  $n_p=1,673$ ,  $2V=58-60$ ,  $c:N_g=43^\circ$  и относится к диопсиду с примесью геденбергитовой, авгитовой и эгириновой молекул. Иногда породы содержат небольшое количество флогошита. В качестве аксессуарных минералов в породах присутствуют апатит, сфен и в незначительном количестве рудный минерал — титаномагнетит. Вторичные минералы представлены канкринитом и натролитом, развивающимися по нефелину.

Нефелиновые сиениты отличаются от описанных выше пород присутствием полевого шпата, в типичных разностях составляющего около 30% объема пород. Макроскопически это плотные мелкозернистые породы, обладающие, как правило, массивной, реже трахитоидной текстурой. Если содержание полевого шпата в породах невелико, то их структуры сходны со структурами жильных ийолитов; полевой шпат образует неправильные ксеноморфные выделения между зернами нефелина и пироксена и является наиболее поздним по времени образования минералом. При более высоком содержании полевого шпата (до 30—35%) породы имеют типичную пойкилитовую структуру: идиоморфные и с прямоугольным сечением зерна нефелина и длиннопризматические, часто зонально окрашенные кристаллы пироксена, заключены в крупных неправильных выделениях полевого шпата (микроклин). Пироксен, также как и в ийолитах, близок к диопсиду.

На Турьем полуострове (массив Центральный и др.) имеются дайки ийолитов с порфиридной структурой, обусловленной выделениями нефелина и авгита, в то время как среднезернистая основная масса сложена нефелином и диопсидом и эгирии-диопсидом. Выделения авгита совместно с оливином характерны и для мельтейгит-порфиров Турьего полуострова. Основная масса этих пород сложена преимущественно авгитом, между призматическими кристалликами которого располагаются нефелин, канкринит, иногда биотит, рудный минерал, карбонат. Сходные породы описаны и для массива Vuori-Jarvi.

Порфиридные уртиты и ийолит-уртиты отмечены среди даек массива Vuori-Jarvi. Более четко выраженная порфиривая структура характерна для сходных даек Белозиминского массива (Присаинская провинция). Эти породы характеризуются крупными (более 1 см) выделениями правильных прямоугольных кристаллов нефелина, реже — пироксена, представленного светло-зеленым диопсидом. В менее крупных выделениях отмечены минералы группы позеана, обычно замещенные тонкослюдистым агрегатом, а также меланит, иногда с зональной окраской. Выделения составляют не менее 20—35% от объема породы, которая в основной своей массе также состоит из нефелина и пироксена и имеет нефелинитовую структуру. В качестве примеси постоянно присутствует меланит буровато-коричневых тонов, канкринит, цеолит,

иногда биотит. Отмечаются разности, обогащенные слюдой (Белозиминский массив), которая образует даже некрупные порфировые выделения и представлена красновато-коричневым флогопитом. В контакте этих пород с вмещающими щелочными породами не обнаруживается каких-либо следов структурного изменения.

Как видно из приведенного описания этой группы пород, характерными породообразующими минералами являются нефелин и пироксен типа диопсида с изменением в сторону эгирина. Характерной примесью являются бурый гранат (меланит), минералы группы позеана, а в сиенитовых разностях — полевой шпат (калинатровый). Между отдельными разновидностями имеются постепенные переходы.

### ДАЙКИ ИЗ «АВТОНОМНЫХ» СЕРИЙ

Дайки этого типа не связаны столь тесно с интрузиями щелочных пород, как описанная выше группа жильных дериватов. Они образуются несколько позже последних и могут локализоваться как в пределах интрузий и их экзоконтактов, так и образовывать самостоятельные, на данном эрозионном срезе, дайковые поля, не обнаруживающие связи с интрузиями. Породы этой группы объединяются достаточно четко на основе их петрографического состава, сохраняющего свою специфичность не только для дайковых полей одной провинции, но и для различных территориально разобщенных провинций ультраосновного щелочного магматизма. Это преимущественно ультраосновные щелочные и щелочные меланократовые породы, в подавляющей своей массе бесполевошпатовые. Полевошпатовые разновидности среди даек этого типа относительно редки, а иногда достаточно специфичны и связаны с породами существенно карбонатного состава.

Наибольшим распространением пользуются щелочные лампрофиры (мончикиты и альнеиты); с ними тесно связаны взаимными переходами щелочные меланократовые породы (авгититы, меланефелиниты) реже нефелиниты и щелочно-ультраосновные породы — щелочные пикритовые порфириты. В меньшей мере связаны с этими породами взаимопереходами дайки карбонатно-силикатных пород и карбонатитов, обычно более поздние по времени образования.

Прежде чем перейти к описанию отдельных пород, остановимся на некоторых особенностях, характерных для большинства разновидностей силикатного ряда. Так, макроскопически породы очень трудно отличимы друг от друга. Это плотные породы темной окраски, различные оттенки которой обычно не являются характерным признаком какой-либо петрографической разности. Мелкие фенокристы (редко более 1 см) иногда позволяют выделить породы альнеитового типа (с характерными прямоугольной формы выделениями мелилита), пикритовые порфириты (преобладает оливин), слюдяные разности мончикитов и альнеитов

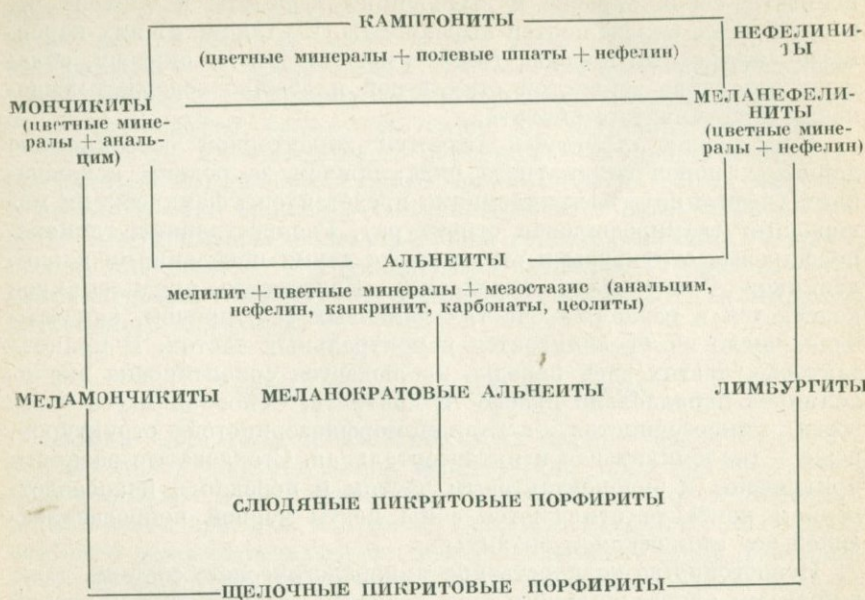
(пластинки черной слюды во вкрапленниках). Более отчетливо по светло-серой окраске и выделениям нефелина в плотной основной массе определяются нефелиниты. В отличие от них карбонатно-силикатные породы, также имеющие серую окраску, обладают отчетливо зернистой структурой и обычно содержат выделения пластинчатого биотита.

Порфировая структура является характерной особенностью дайковых пород силикатного ряда, причем за редким исключением (нефелиниты) вкрапленники представлены фемическими минералами (лампрофировая структура). Распространены гломеропорфировые структуры и структуры с двумя поколениями вкрапленников (чаще всего пироксена). Количество вкрапленников колеблется в различных частях дайковых тел, причем, как правило, число их увеличивается в центральных частях. В приконтактовых частях даек нередко наблюдается ориентировка вкрапленников параллельно плоскости контакта. Основная масса чаще всего микрзернистая, с гипидиоморфнозернистой структурой, реже — гиалопилитовая и интерсертальная. Стекловатые разности приурочены к эндоконтактовым частям и нередко в непосредственном контакте отмечаются зоны почти черной непросвечивающей под микроскопом окарины.

Непостоянство количественно-минералогического состава, даже в пределах одного жильного тела, является характернейшей чертой описываемых дайковых пород и следствием хорошо известного гетероморфизма лампрофировой магмы, способной образовывать различные минералогические соединения при близком или даже тождественном химическом составе. Поэтому, изучая петрографию дайковых пород, необходимо учитывать, что все выделенные типы пород, особенно такие как мончикиты, альнеиты, меланефелиниты, связаны между собой переходными разностями. Кроме того, в пределах каждого типа существуют разновидности, отличающиеся преобладанием того или иного цветного минерала, чаще всего пироксена или биотита, или соотношением цветных и лейкократовых компонентов. Это несомненно усложняет на практике определение пород и их классификацию, о чем неоднократно упоминалось в литературе (Заварицкий, 1955; Гапеева, 1960 и др.) и вызывает неоднозначное толкование петрографических терминов. Изученные на ряде провинций реальные петрографические ассоциации, с учетом уже имеющейся в литературе петрографической классификации, позволили составить следующую схему, показывающую подразделение и связь разных типов дайковых пород ультраосновного щелочного состава (см. схему). Кроме показанных на схеме, может быть выделена еще одна группа силикатно-карбонатных пород, связанных переходными разностями с альнеитами.

Далее приводится конкретное петрографическое описание типов дайковых пород.

## СХЕМА ВЗАИМООТНОШЕНИЙ ДАЙКОВЫХ ПОРОД



### Мончикиты

Определение мончикитов в «Петрографическом словаре» Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и Э. А. Струве дает возможность широкого толкования этого термина. Мончикиты определяются, с одной стороны, как жильные породы «близко стоящие к элеолитовым сиенитам, имеющие базальтоидный или лампрофировый габитус», а, с другой стороны, «по минералогическому составу породы относятся к лимбургитам и пикритовым порфирирам, от которых, однако, отличаются химически». При этом выделяется большое число разновидностей мончикитов, отличающихся не только составом цветного минерала (биотитовый, амфиболовый и т. д.), но и составом лейкократового базиса (камптонитовый, ийолитовый, лейцитовый). Такая расплывчатая интерпретация термина «мончикит» вызвала необходимость индивидуализации отдельных разновидностей и привела в итоге к появлению множества собственных наименований.

Нами было использовано достаточно конкретное определение мончикита, данное А. Н. Заварицким, согласно которому мончикиты — это базальтоидные щелочные породы всегда порфировой структуры с фенокристами авгита, оливина, баркевикита и биотита. Основная масса состоит из большего или меньшего количества изотропного вещества (стекла или анальцима) и обильных

микролитов баркевикита и авгита. Присутствие в породе других минералов (полевых шпатов, нефелина, мелилита) создает переходные разности. В зависимости от того — преобладает биотит или баркевикит, мончикиты разделяются на биотитовые и роговообманковые (Заварицкий, 1955). Следовательно, собственно мончикит — это, прежде всего, меланократовая дайковая порода с порфировой структурой и анальцимовым базисом, в котором находятся в виде фенокристов и микролитов амфибол, пироксен, оливин и биотит. Если преобладает какой-либо из этих минералов, то выделяются разновидности — пироксеновый, биотитовый и т. д. Очевидно, что «большее или меньшее» содержание анальцимового базиса является основанием для выделения ряда лейко-, мезо- и меланократовых разновидностей мончикита. Конечно, необходимо учитывать не абсолютное, а относительное значение последних определений, так как в целом мончикиты являются породами меланократовыми.

В пределах Кандалакшского дайкового пояса преобладают две основные разновидности мончикитов — пироксеновые и биотитовые, в меньшей мере развиты собственно мончикиты с амфиболом.

Пироксеновые мончикиты наиболее широко распространены на Турьем полуострове, а также отмечены на Кандалакшских островах. Это порфиновые породы с микрогипидиоморфнозернистой или гялопилитовой основной массой. Вкрапленники, представленные преимущественно пироксеном, и в меньшей степени оливином, составляют 25—45% объема породы. Пироксен образует два поколения вкрапленников; размер зерен обычно составляет 5—0,5 мм и 0,2—0,1 мм. Очень часто наблюдается сростание (синнезис) вкрапленников пироксена, особенно во второй генерации. Количество и размеры вкрапленников увеличиваются в центральных частях даек. Оливин во вкрапленниках в различной мере замещается серпентином или тонколистоватым светлоокрашенным слюдястым агрегатом. Часто заметна резорбция фенокристов оливина. Минерал характеризуется оптическим углом  $2V = -82^\circ$ ,  $n_g = 1,718 \pm 0,02$ ;  $n_p = 1,690 \pm 0,02$ , что соответствует (по Винчеллу) хризолиту с 20% файлитовой молекулы. По данным Б. А. Малькова (1971), оливин содержит (в %):  $Fe_2SiO_4$  14—16,  $CaSiO_4$ —1,5;  $Mn_2SiO_4$ —0,3,  $Ni_2SiO_4$ —0,3,  $Mg_2SiO_4$ —82,6.

Пироксен во вкрапленниках представлен чуть буроватым в шлифе авгитом ( $n_g = 1,730 \pm 0,02$ ;  $n_p = 1,712 \pm 0,02$ ). Иногда наблюдается, особенно в крупных фенокристах, зональность пироксена, причем центральные части кристаллов обычно бесцветные или слабо зеленоватые, а краевые зоны более коричневатые и сложены, вероятно, титан-авгитом. Б. А. Мальков (1971) определил в титан-авгите из мончикитов Турьего мыса значительные содержания хрома, что делает похожим этот минерал на клинопироксен из перидотитовых нодулей глубинного происхождения, присутствующих в некоторых щелочных базальтах и кимберлитах.

Основная масса мончикитов имеет тонкозернистую (0,03—0,1 мм), участками криптозернистую структуру и состоит, в основном из микролитов пироксена, погруженного в светлоокрашенный базис из анальцима с примесью цеолитов и карбонатов. В основной массе присутствует также мелкозернистый измененный оливин, неравномерно распределенные агрегаты и отдельные листочки биотита, актинолит, хлорит, а также не менее 5—7% титаномагнетита, иногда перовскит, апатит, циркон, шприт. В центральных частях даек микролиты пироксена нередко имеют зеленую окраску и характеризуются оптическими свойствами эгирина-авгита и эгирина. Мончикиты в центральных частях даек, как правило, отличаются более крупнозернистой основной массой, с большим количеством светлого мезостазиса. Основная масса нередко обладает миндалекаменной текстурой: мелкие округлые, удлиненные или неправильной формы миндалины выполнены анальцимом с цеолитами и карбонатом. Линия контакта довольно прямолинейная, с черной окалиной у контакта (несколько миллиметров). Очень часто отмечается трахитоидность, иногда полосчатость за счет ориентировки мелких вкрапленников и миндалин. Эти участки по составу соответствуют лимбургитам и содержат мелкие выделения оливина и пироксена, которые погружены в бурую стекловатую криптокристаллическую основную массу. Лимбургиты постепенно сменяются более полнокристаллическими существенно пироксеновыми меланократовыми мончикитами с очень небольшим содержанием светлого мезостазиса. Эти породы, к центру дайки переходят в обычные пироксеновые мончикиты.

Меланократовые пироксеновые мончикиты отмечаются не только как эндоконтактная разность. Среди даек Турьего мыса, и особенно на Кандалашских островах, присутствуют дайки, сложенные пироксеновым мончикитом меланократового состава с очень небольшим содержанием анальцимового мезостазиса. Эти породы, пироксеновые меланчикиты, выделенные авторами, ранее изучавшими дайки этого района как авгититы (Белянкин, Влодавец, 1932) или как анальцимовые авгититы (Шинкарев, Иваников, 1973), являются переходными от мончикитов к пироксеновым пикритовым порфирирам.

Биотитовые мончикиты связаны переходами с пироксеновыми мончикитами. Переходные разновидности отмечены на Турьем мысу, а собственно биотитовые мончикиты наиболее широко развиты на Кандалашских островах (острова Олений, Березовый, Телячий) и в районе горы Небло (юго-западнее г. Кандалаши). Эти породы характеризуются тем, что кроме оливина и пироксена во вкрапленниках, а также и в основной массе, присутствует значительное количество биотита (табл. I, а)<sup>1</sup>. Биотит имеет правильную удлиненно-таблитчатую форму, часто ориентирован субпараллельно и имеет зональное строение. Центральная часть

<sup>1</sup> Таблицы I—IV см. в приложении, в конце книги, стр. 244.

табличек биотита обычно окрашена в светлые тона (флогопит), а края имеют более темную окраску с плеохроизмом в буровато-коричневых и красновато-коричневых тонах (схема плеохроизма прямая). Для основной массы этих пород характерны овальные или круглые миндалины, выполненные анальцимом или натролитом и карбонатом и оконтуренные удлинёнными пластинчатыми микролитами биотита. На островах Кандалакшского архипелага (о. Телячий) отмечена безоливиновая разность биотитовых мончикитов. Многочисленные вкрапленники пластинчатого биотита — с характерной многократной зональностью, иногда изогнутые, с волнистым угасанием — обычно ориентированы параллельно контактам дайки. В основной массе этих пород присутствует значительное количество карбоната.

Собственно мончикиты, сложенные амфиболом, оливином, пироксеном, биотитом и анальцимовым мезостазиом, были изучены в дайках Кандалакшских островов (Березовый, Долгая Луда) и на Центральном массиве Турьего мыса. Амфибол в этих породах образует вкрапленники удлиненно-таблитчатой формы, а иногда отмечается только в основной массе. Минерал иногда слабо зонален, обладает красновато-бурой окраской ( $N_g$ ) с плеохроизмом до буровато-желтого ( $N_p$ ); двупреломление порядка 0,02,  $c:N_g = 18^\circ$  (близок к керсутиту?). Пироксен в этих породах представлен бесцветным или слабо-зеленоватым диопсидом ( $n_g = 1,720$ ;  $n_p = 1,686$ ), иногда со сложным зональным строением центральных частей вкрапленников. Основная масса, кроме микролитов амфибола и пироксена, содержит примесь биотита, а также магнетит, карбонат и прозрачный анальцимовый мезостазис. Как и в других разновидностях мончикита, в амфиболовых отмечается микро- и макроминдалекаменная текстура, миндалины образованы анальцимом и карбонатом.

Среди даек Ковдорского массива присутствуют своеобразные породы — канкринит-амфиболовые мончикиты, представляющие собой, очевидно, переходную разность между мончикитом и меланефелинитом (нефелиновым мончикитом). Для этих пород характерна директивная текстура, обусловленная ориентировкой удлинённых пластинчатых вкрапленников пироксена параллельно контактовым плоскостям. Вкрапленники оливина и пироксена составляют 30—40% объема породы, иногда во внутренних частях даек присутствуют единичные вкрапленники нефелина. В основной массе преобладает щелочной амфибол (арфведсонит; 60—80%), количество канкринита колеблется от 15 до 25%, биотит составляет 5—10%, кальцит — 5—10% основной массы. Акцессорные представлены апатитом, сфеном и магнетитом.

## Меланефелиниты (нефелиновые мончикиты) и нефелиниты

Термин «меланефелинит», введенный Джохансеном в 1938 г., в настоящее время широко распространен и употребляется главным образом для меланократовых щелочных эффузивных пород, содержащих нефелин и более чем 50% цветных минералов. В силу определенного сходства пород этот термин применяется теперь и для жильных меланократовых пород ряда провинций (Лалин, 1970; Жабин, Сурина, 1970; Шинкарев, Иваников, 1973 и др.). При этом жильные породы, описываемые под этим названием, большей частью содержат нефелин только в основной массе, а фенокристы представлены преимущественно цветными минералами — пироксеном, биотитом, оливином. Таким образом, жильные меланефелиниты, по существу, представляют разновидность мончикитов — нефелиновые мончикиты (ийолитовые мончикиты, по Лакруа). Как показало изучение этих пород в Карело-Кольской провинции, меланефелиниты близки к мончикитам по характеру минералов и образуют взаимопереходы. Кроме того, в группу жильных пород входят и разности, отвечающие собственно меланефелинитам, с фенокристами нефелина, а также такие породы, как нефелиниты. Последние представляют значительно более лейкократовые образования, не связанные с меланефелинитами. По соотношению цветных минералов и нефелина меланефелиниты и нефелиниты можно отнести к двум достаточно обособленным группам. Специфическим признаком меланефелинитов в отличие от мончикитов следует считать наличие нефелина, а не анальцима в основной массе породы. Вероятно, что переходными между ними являются породы с канкринитом в основной массе — канкринитовые мончикиты. Необходимо отметить, что имеются и другие переходные разности меланефелинитов (см. схему, стр. 28). Близки к меланефелинитам, очевидно, также авгититы и лимбургиты, иногда образующие самостоятельные маломощные дайки. По набору цветных минералов меланефелиниты являются довольно однообразными существенно пироксеновыми породами; как их разновидность самостоятельно могут быть выделены оливиновые меланефелиниты, реже — биотитовые меланефелиниты.

Меланефелиниты распространены среди даек Турьего мыса, отмечены на Кандалашских островах и на Ковдорском массиве. Меланефелиниты Турьего мыса макроскопически не отличимы от мончикитов. Это порфиновые породы, в зоне закалки плотные, афанитовые. Иногда отмечается миндалекаменная текстура, причем размер миндалин, выполненных обычно карбонатом и цеолитами, увеличивается в центральной части дайки (до 3—5 мм); миндалины часто ориентированы вдоль контакта дайки.

Структура пород порфировая. Вкрапленники составляют от 5—10 до 30—40% породы и представлены преимущественно пи-

роксеном (до 1 см в диаметре), в меньшей мере оливином и рудным минералом, редко отмечаются одиночные выделения нефелина или мелилита. Количество вкрапленников меньше в зоне эндоконтакта и увеличивается в центральной части даек.

Оливин во вкрапленниках образует мелкие округлые оплавленные зерна или правильные кристаллики, полностью замещенные серпентином и магнетитом. В центральных, наиболее раскристаллизованных частях даек иногда отмечаются зональные псевдоморфозы по оливину, выполненные в ядре агрегатом актинолита, а по краям — светлоокрашенным флогопитом.

Пироксен во вкрапленниках имеет зональное строение: в ядре крупных фенокристов отмечается бесцветный или чуть зеленоватый диопсид, краевая зона имеет коричневатый оттенок и, вероятно, представлена титан-авгитом. Иногда центральные части вкрапленников имеют пятнистое строение — отдельные неправильной формы домены обладают несколько различной оптической ориентировкой. Края таких зерен окружены обычно одной или двумя узкими зонами. По размерам можно проследить два или даже несколько поколений вкрапленников пироксена, иногда отмечаются все размеры выделений от крупных фенокристов до зерен основной массы. Более мелкие выделения пироксена тоже зональны, но в ядре чаще всего отмечается коричневатый титан-авгит, а края отчетливо зеленоватые, с более высоким дву-преломлением, вероятно, с примесью эгирина. В зернах пироксена основной массы породы эти эгириновые каемки вокруг титан-авгита проявлены уже совершенно отчетливо, встречаются даже отдельные микролиты эгирина. Таким образом, для этих пород устанавливается следующий ряд изменений состава пироксена в ходе кристаллизации: диопсид — титан-авгит — эгиринавгит — эгирин. Соответственно изменению состава меняется и форма выделений — более крупные фенокристы — таблитчатые, мелкие — удлинненно-таблитчатые, микролиты призматические и игольчатые.

Основная масса меланефелинитов характеризуется мелкими довольно правильными микролитами нефелина, между которыми располагаются игольчатые микролиты пироксена, сыпь рудного минерала, иногда листочки биотита (нефелинитовая структура). Нефелин в различной мере замещен канкринитом. В более раскристаллизованных центральных частях даек основная масса пород имеет иногда долеритоподобную структуру и сложена призмами пироксена, угловатые промежутки между которыми заняты канкринитизированным нефелином (или полностью агрегатом канкринита), кальцитом, флогопитом. В этих участках отмечается сфен.

В краевых эндоконтактных частях дайки меланефелинита сложены криптокристаллической или стекловатой бурого цвета основной массой, которая в зоне непосредственного контакта (1—2 см) превращена в черную окалину (табл. I, б, в). Вкраплен-

ники здесь имеют меньшие размеры (0,1—0,3 мм) и часто ориентированы параллельно линии контакта. Трахитоидность в зоне контакта — характерное явление для этих пород, но в центральных частях даек она исчезает. Состав эндоконтактовых частей даек меланефелинитов, состоящих из бурого стекловатого базиса и мелких вкрапленников оливина и пироксена соответствует петрографическому составу авгититов и лимбургитов (табл. II, а).

Согласно данным А. Г. Жабина и Н. П. Суриной (1970), в Маймеч-Котуйской провинции отмечаются дайки слюдяных меланефелинитов, где наряду с пироксеном во вкрапленниках присутствуют зональные пластинки слюды (в ядре бесцветный флогопит, по краям более темноокрашенный биотит). Разновидность слюдяных меланефелинитов с оливином была описана в этом же районе Е. Л. Бутаковой (1956) под названием котуитов. Оливиновые меланефелиниты с преобладанием оливина во вкрапленниках были изучены в дайках Ковдорского массива и массива Центрального на Турьем полуострове.

Нефелиниты — наиболее лейкократовые породы из всех дайковых пород изученной ассоциации и количество их по сравнению с меланократовыми породами невелико. Чаще всего непосредственных переходов между нефелинитами и меланефелинитами не наблюдается, хотя они близки по набору и характеру породообразующих минералов и структуре. Дайки нефелинитов присутствуют почти во всех районах развития щелочно-ультраосновного дайкового магматизма, причем в ряде случаев устанавливается их более молодой, по сравнению с карбонатитами возраст (Лапин, 1970). Среди них выделяются разновидности с нозеаном, меланитом (Турый мыс, Вуориярви), биотитовые и оливиновые нефелиниты (Ковдорский массив), а также полевошпатсодержащие разновидности, переходные к породам тингуанитовой серии (Маймеч-Котуйская провинция; Жабин, Сурина, 1970).

Наиболее лейкократовая разность нефелинитов представлена среди даек Турьего мыса. Это порфиновые породы с выделением хорошо оформленных кристаллов нефелина размером от 0,1—0,5 до 1,5 мм. Крупные зональные фенокристы этого минерала часто образуют гломерополифоровые сростки и составляют иногда до 35—45% породы. В выделениях отмечаются также отдельные зерна роговой обманки, а иногда изометричные кристаллы коричневатобурого, зонального граната (меланита) размером до нескольких (табл. II, б, в) миллиметров.

В некоторых дайках нефелиниты содержат изометричные зерна минерала группы нозеана — изотропные или слабо поляризующие с низкими показателями преломления, слегка серицитизированные. Изредка отмечаются некрупные выделения светло-зеленого диопсида.

Основная масса нефелинитов сложена двумя минералами — нефелином (в виде мелких идиоморфных кристалликов) и пироксеном (диопсидом и эгирином). В качестве примеси присутст-

вует магнетит, иногда перовскит, апатит, актинолит, кальцит, либнерит по нефелину.

Интересна контактовая зона даек нефелинитов Турьего мыса. Окалина или четко выраженная зона закалки в этих дайках не наблюдалась, также как и трахитоидность прилегающих к контакту зон. Отмечено два типа контакта даек нефелинитов. Нефелинит в контакте с песчаником имеет более лейкократовый состав — цветные минералы практически отсутствуют, все крупные выделения нефелина замещены либнеритовым агрегатом. Эта зона имеет мощность 2—5 см. На контакте с турьятами не наблюдается никаких контактовых изменений, порода совершенно аналогична по составу и структуре породе из центральной части дайки. Сходные с нефелинитами Турьего мыса нефелиниты массива Вуориярви характеризуются более четко выраженными закаленными зонами эндоконтакта, иногда с трахитоидной текстурой основной массы. Контактные разности нефелинитов с директивной текстурой, обусловленной ориентировкой пластинчатых вкрапленников пироксена параллельно контактовым плоскостям, и с отчетливой зоной закалки имеются в Ковдорском массиве. Оливиновые и биотитовые нефелиниты в этом массиве по своему составу являются породами переходными к меланефелинитам. Это породы темной окраски с порфирировым строением, обусловленным присутствием вкрапленников пироксена и оливина или пироксена и биотита соответственно. Характерно изменение вкрапленников оливина в этих породах: оливины превращены в зональные агрегаты, состоящие в ядре из радиально-лучистого актинолита с множеством мелких пластинчатых и кубических вростков магнетита, а по периферии — из биотита. Редко внутри актинолитового агрегата сохраняются реликты вкрапленников оливина. Оливин имеет показатели преломления  $n_g = 1,696$ ;  $n_m = 1,678$ ;  $n_p = 1,662$ , что соответствует составу  $Fe_{80}Fe_{20}$ . Граница актинолитового агрегата с биотитовой внешней каймой обычно резкая и соответствует первоначальным контурам оливиновых вкрапленников.

### Альнеиты

Группа альнеитов объединяет жильные меланократовые породы, содержащие мелилит. Собственно альнеиты, согласно Розенбушу (1934) и А. Н. Заварицкому (1955), представляют собой породы порфирировой структуры и сложены оливином, биотитом, авгитом, мелилитом и перовскитом. Эффузивными аналогами альнеитов являются мелилитовые базальты или мелилититы (Левинсон-Лессинг, Струве, 1963). Имеется ряд жильных мелилитсодержащих пород, разновидностей альнеита, которые часто выделяются под собственными названиями: бергалит (биотит-нефелиновая разновидность с гаюином), польценит (оливин-биотитовая) и др. Согласно Вильямсу и др. (1957), при возрастании содержания оливина альнеиты переходят в слюдяные пикритовые пор-

фириты, а при увеличении содержания карбонатов — в карбонатиты с аксессуарным биотитом, оливином, мелилитом. Эккерман (1928) выделяет «карбонатитовые альнеиты», не содержащие мелилит, который заменяется карбонатом. Это гетероморфные аналоги собственно альнеитов с мелилитом.

Необходимо оговориться, что термин «альнеит» неоднозначно трактовался и трактуется разными авторами. Так, в частности, Кранк (Kranck, 1928), при описании мелилитовых дайковых пород Турьего мыса относит их к мелилитовым мончикитам, а под альнеитом понимает существенно биотитовые породы с меланитом (меланитовые альнеиты). В настоящее время среди мелилитсодержащих даек в ряде провинций кроме альнеитов, польценитов и бергалитов выделяются мелилититы как безслюдяные, т. е. пироксеновые разновидности мелилитсодержащих дайковых пород (Сурина, 1970). В работе Н. Ф. Шинкарева и В. В. Иваникова (1973) по Турьему мысу все дайки мелилитсодержащих пород, в том числе со слюдой, также объединены под названием «мелилититов», что не представляется достаточно обоснованным. Более подробно эти вопросы будут обсуждаться далее — в главе о классификации и систематике.

В приводимом ниже петрографическом описании за основу взято определение собственно альнеита, данное Г. Розенбушем и А. Н. Заварицким. Затруднения при петрографическом изучении могут быть связаны с тем, что минералогический состав и структуры пород сильно варьируют даже в пределах одного жильного тела. Эти колебания связаны, в первую очередь, с явлениями гетероморфизма, характерного для субвулканических условий, при которых локально могут сочетаться как вулканические, так и интрузивные фации. Проявлению гетероморфизма способствует и неравновесный характер магмы, в различной мере обогащенной летучими и легкоподвижными компонентами. Поэтому, при изучении пород данной группы часто можно наблюдать (особенно в крупных дайках) кажущееся несоответствие между эндоконтактовыми и центральными частями, которые иногда характеризуются при описании как «метасоматически измененные». По этой же причине мелилит в этих породах, как правило, присутствует в эндоконтактах крупных даек, а в центральных частях почти полностью сменяется гетероморфной минеральной ассоциацией (карбонаты, слюды, гранаты и др.). Идентификация этих пород осложняется и тем, что эндоконтактовые разности с явным мелилитом не всегда представлены и дайка может быть целиком сложена породой, которая является гетероморфным аналогом альнеита. В связи с изложенным, при выделении разновидностей альнеитов мы ориентировались на разности с выраженной порфировой структурой, как на породы, образовавшиеся при одинаковых фаціальных условиях.

Выделены три основные разновидности альнеитов — собственно альнеиты (с оливином), пироксеновые альнеиты и биотитовые

альнеиты. Наиболее раскристаллизованные разности этих пород представлены меланитовыми альнеитами и микротурьритами, а также связанными с ними силикатно-карбонатными породами.

В пределах Карело-Кольской провинции дайки альнеитов наиболее распространены на Турьем полуострове, имеются на островах Кандалакшского архипелага, на юго-западном побережье Кандалакшского залива (Тараховский, 1960), в Ковдорском массиве и ряде других массивов ультраосновных щелочных пород.

Собственно альнеиты представляют породы с порфировой структурой за счет вкрапленников мелилита, оливина и небольшого количества пироксена и иногда — биотита. Вкрапленники составляют около 10—15% объема шлифа, но в некоторых частях даек их количество или резко сокращается или увеличивается. Соотношение между вкрапленниками тоже непостоянно: имеются разновидности с преобладанием мелилита (тяготеют к контакту), а иногда отмечается почти один оливин (оливиновый альнеит). Пироксен и биотит обычно составляют небольшую долю вкрапленников. Спорадически отмечаются крупные выделения рудного минерала (титаномагнетит). Размеры вкрапленников обычно около 3—5 мм, редко более 1 см. Основная масса альнеитов сложена криптокристаллическим агрегатом, в составе которого можно выделить призматические микролиты замещенного мутным агрегатом мелилита, листочки слюды и более светлый карбонатный базис. Отмечается примесь рудного минерала и перовскита.

Оливин в этих породах кристаллизуется одним из первых: резорбированные его реликты наблюдаются внутри вкрапленников пироксена и мелилита. Оливин, как правило, замещается с краев слюдистым агрегатом (иногда с примесью актинолита) до полных зональных псевдоморфоз. По оптическим свойствам оливин близок к магнезиальному хризолиту (Тараховский, 1960), с соотношением  $Fo_{85}$ ,  $Fa_{15}$  ( $n_g=1,698$ ;  $n_p=1,658$ ).

Мелилит во вкрапленниках чаще всего имеет правильные кристаллографические формы, образуя в шлифе прямоугольные сечения. Как правило, замещен в различной мере высокопреломляющим карбонатным агрегатом иногда с примесью слюдистых минералов. В отдельных случаях в этих породах сохраняются совершенно свежие центральные части вкрапленников мелилита (табл. III, а). В этих участках можно видеть ясную спайность мелилита, высокий рельеф ( $n_g=1,632$ ;  $n_p=1,626$ ); двупреломление низкое, без аномальных цветов интерференции, оптически отрицательный, одноосный. Внутри мелилита отмечаются включения рудного минерала и округлые участки захваченной при кристаллизации основной массы породы, имеющей криптокристаллическое строение. Замещение мелилита начинается с развития по тонким трещинкам слюдоподобного агрегата, а затем — карбоната.

Пироксен во вкрапленниках относительно редок, представлен таблитчатыми кристаллами слегка буроватого авгита или диоп-

сид-авгита иногда с зональным строением в центральных частях зерен.

Биотит преимущественно присутствует в основной массе, редко образует мелкие выделения. Представлен светлоокрашенной разновидностью со слабым плеохроизмом (флогопит). Иногда края окрашены более интенсивно и плеохроируют в буровато-коричневых тонах с нормальной схемой адсорбции  $N_g > N_p$ .

Перовскит в этих породах образует очень мелкие округлые и треугольные в среде зернышки коричневого цвета, изотропные.

В зоне закалки даек описанных пород отмечается увеличение числа вкрапленников мелилита. Линия контакта микроизвилистая, как правило с черной окалиной толщиной порядка 1 см (табл. III, б). В зоне, прилегающей к контакту, иногда проявлена трахитоидность, за счет мелких (2-е поколение) вкрапленников мелилита, представленных полными псевдоморфозами тонкоагрегатного карбоната. На отдельных участках черная окалина как бы отщеснена от самого контакта развитием очень тонкозернистой существенно карбонатной породы, непосредственно контактирующей с вмещающими дайку породами (песчаники, ийолиты). Подобные карбонатизированные контакты прослеживаются как для пироксеновых, так и для оливниновых альнеитов. Далее в глубь дайки, после зоны закала и трахитоидной зоны, опять отмечается зона с повышенным содержанием карбоната, эта зона иногда имеет пятнистую текстуру за счет развития агрегатов бурого тонкозернистого граната (?).

Центральные, наиболее раскристаллизованные части даек описанных альнеитов характеризуются большим количеством выделений оливина округлой формы, замещенных по краям слюдистым агрегатом. Структура пород порфирированная, основная масса сложена призматическими кристаллами мелилита, как правило, полностью замещенного карбонатом, промежутки между зернами которого выполнены слюдой и карбонатом. Иногда присутствуют мелкие зерна оливина, характерен рудный минерал, перовскит. Таким образом, в центральных частях даек развиты слюдисто-карбонатные породы с оливином.

Пироксеновые альнеиты содержат порфиновые выделения мелилита и пироксена, причем эндоконтактные зоны особенно обогащены микровыделениями мелилита. Пироксен в этих породах тонкопризматический, слегка окрашен в буровато-зеленые тона и представлен диоксид-авгитом. Основная масса породы состоит преимущественно из пироксена, биотита и светлых минералов — нефелина, анальцима или цеолитов. Кроме того, в переменном количестве присутствуют призматические кристаллики мелилита, полностью замещенного слюдистым или карбонатным агрегатом. В центральных частях даек тонкозернистая структура сменяется на мелкозернистую и даже среднезернистую порфирированную. На этих участках мелилит и даже псевдоморфозы по нему нередко вовсе отсутствуют и вместо них отмечается карбонат. Кроме кар-

богата в строении этих пород принимают участие пироксен типа диопсида (в краях зерен переходящий в эгирин), зонально окрашенная слюда (в ядре бесцветный флогопит, в краях — оранжеватый лепидомелан), и нефелин, обычно в различной мере замещенный канкринитом и цеолитами.

Биотитовые альеиниты в приконтактовой зоне крайне богаты мелилитом. Мелилит образует как микровкрапленники, так и обильные призматические микролиты в криптокристаллическом мезостазисе, и, как правило, полностью замещен карбонатным агрегатом. В типичных биотитовых альеинитах с порфировой структурой во вкрапленниках кроме мелилита отмечаются биотит, реже — оливин, пироксен, нефелин. Основная масса породы сложена преимущественно двумя минералами — биотитом и мелилитом, замещенным карбонатным агрегатом. Эти минералы образуют или микролиты или более крупные пластинчатые и удлиненнопластинчатые кристаллы. В промежутках между ними располагаются карбонаты, анальцим, иногда нефелин, канкринит, цеолиты. В качестве примеси постоянно отмечаются мелкокристаллические титаномагнетит и перовскит. В отдельных случаях в породе появляются округлые выделения изотропного минерала (анальцим или минералы группы гаюина), оконтуренные пластиночками биотита.

В центральных частях даек описанные породы постепенно сменяются порфирированными (выделения — псевдоморфозы по мелилиту и биотит), а затем мелко- и среднезернистыми породами. В последних мелилит почти полностью исчезает, и они сложены, в основном, слюдой и карбонатами, с примесью переменного количества нефелина или цеолитов, а иногда — бурого титанового граната — меланита. Эти породы на Турьем мысу были названы Кранком (Kranck, 1928) меланитовыми уацититами. Как для всех других разновидностей альеинитов, так и для этих пород характерен зонально окрашенный биотит — в ядре более светлый, почти бесцветный, магниевый, в краях яркоокрашенный, железистый, с более высокими показателями преломления. Гранат образует мелкие изометричные зерна и агрегаты. В тонкозернистых разновидностях это минерал темно-бурого цвета, в более крупнозернистых — более светлый, желтовато-бурой окраски, иногда зональный за счет более светлоокрашенных краевых частей зерен.

Интересная разновидность биотитовых альеинитов описана среди даек Ковдорского массива. Вкрапленники в этой породе представлены измененным мелилитом (25—30%) и биотитом (5—10%), иногда отмечается канкринитизированный нефелин. Основная масса сложена канкринитом, биотитом, карбонатом, пироксеном и перовскитом и имеет тонкозернистую структуру. Характерна флюидальная текстура породы: в краевых частях дайки вкрапленники ориентированы параллельно плоскости контакта, а в центре — по сводообразным поверхностям, выпуклым в направлении движения магмы. Весьма любопытно несомненное сходство

Ковдорского альнеита с альвикитом (гипабисальным аналогом сёвита), описанным Мак Коллом (Mac Call, 1963) среди даек карбонатитового комплекса Рури, Кения. Фенокристы в альвиките представлены мелилитом, полностью замещенным кальцитом, а также биотитом и апатитом. Основная масса состоит из кальцита. Альвикит обладает текстурой течения, рисунок которой вполне сходен с наблюдаемым рисунком в альнеите из Ковдора. Согласно Мак Коллу, дайки альвикитов могут рассматриваться как продукт альнеитовой магмы, которая была частично раскристаллизована и при движении вверх подвергалась изменению, окончательно закристаллизовываясь как альвикит. Рисунок текстуры с изогнутой сводообразной ориентировкой псевдоморфоз-вкрапленников, по его мнению, связан с интрузией пластической массы кальцита в полурасплавленном состоянии. Текстура, совершенно аналогичная текстуре альнеита из Ковдора и альвикита из Рури, описана для даек карбонатного состава из Маймеча-Котуйской провинции (Жабин, 1965), ассоциирующих с щелочно-ультраосновными дайками. Карбонатные дайки имеют порфировую структуру и флюидальную текстуру, вкрапленники представлены пластинчатым кальцитом, а основная масса кроме преобладающего кальцита содержит примесь в виде апатита, магнетита, пироксена и др. Текстурные особенности даек карбонатитов А. Г. Жабин объясняет значительной вязкостью интрузирующего вещества.

### Щелочные пикритовые порфириды

Дайки этих пород являются постоянными членами дайковых ассоциаций почти всех известных массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Кольского полуострова, Алданской, Восточно-Саянской, Маймеча-Котуйской и других провинций. Широко представлены эти породы и в автономных сериях даек. Можно выделить несколько основных типов пикритовых порфиритов, для которых прослеживается связь с соответствующими типами лампрофировых пород. Наиболее распространены пикритовые порфириды с большим количеством слюды — слюдяные (оливиновые или пироксеновые) пикритовые порфириды. Кроме слюды в них присутствуют в большом количестве карбонаты и состав этих пикритовых порфиритов близок составу меланократовых разновидностей альнеитов. Имеются пикритовые порфириды, в которых набор минералов аналогичен набору минералов мончикитов и меданефелинитов. Они содержат не только оливин и пироксен, но и в небольшом количестве слюду, иногда амфибол, анальцим или нефелин. От собственно пикритового порфирита, определение которого приводится в «Петрографическом словаре» Левинсон-Лессинга и Струве, указанные породы отличаются более щелочным характером, так как содержат не плагиоклаз, а анальцим или нефелин.

Наиболее типичные слюдяные пикритовые порфириды были изучены в дайках Ковдорского массива, где выделяются биотит-оливиновые и биотит-пироксеновые их разновидности, в которых вкрапленники оливина составляют около 40—45% всего объема породы. Вкрапленники оливина (0,4—5 мм) имеют правильные контуры. Оливин ( $n_g=1,692$ ,  $n_p=1,658$ ) имеет состав  $Fa_{11}Fo_{89}$  и замещается по периферии зерен и по трещинкам спайности золотисто-желтым, резко плеохроирующим клиногумитом, тонкопризматическим тремолитом, биотитом, кальцитом. Основная масса породы имеет тонкозернистое строение и состоит из тремолита, биотита, кальцита и рудного минерала — магнетита.

В биотит-пироксеновом пикритовом порфирите вкрапленники представлены биотитом, оливином и пироксеном и составляют около 60% объема породы. Породы характеризуются директивной структурой, которая обусловлена плоскопараллельной ориентировкой вкрапленников биотита. Основная масса состоит из биотита, граната, пироксена и кальцита; в подчиненном количестве присутствуют тремолит, магнетит и перовскит. Биотит в этих породах обычно имеет пластинчатую форму, иногда деформирован; плеохроирует в коричневатых тонах:  $Ng$  — темно-коричневый,  $Np$  — светло-желтый; показатели преломления  $n_g=1,619$ ,  $n_p=1,575$ . По краям зерен биотит нередко замещается бесцветным флогопитом. Пироксен во вкрапленниках — длиннопризматический диопсид или толстотаблитчатый эгирин-авгит. Оливин в этих породах почти полностью замещен радиально-лучистым агрегатом тремолита, между волокнами которого заключено множество мелких пластинок магнетита.

Слюдяные пикритовые порфириды развиты и в дайках массивов Вуориярви, Арбарастахского (Алданская провинция) и Белозиминского. Эти породы сложены преимущественно двумя минералами — оливином и биотитом, однако имеется значительная примесь карбоната, рудного минерала, а иногда и перовскита. Для слюды характерны крупнопластинчатые выделения, пластинки часто изогнуты и имеют волнистое угасание, зональную окраску.

Если наиболее полно проявлена зональность, то наблюдаются следующие зоны: 1) в ядре — светлоокрашенный флогопит; 2) широкая зона обычного буровато-коричневого биотита и 3) тонкая прерывистая каемка яркой оранжевато-коричневой окраски с обратной схемой адсорбции (тетраферрифлогопит). Такая каемка отмечается иногда и в пластинках слюды основной массы породы, особенно в разновидностях с большим содержанием карбонатов. Для слюдяных пикритовых порфиритов характерны так называемые «автолитовые» структуры: вкрапленники оливина окружены каемкой тонкозернистого слюдисто-карбонатного агрегата, причем зерна карбоната и пластинки биотита располагаются по концентрическим окружностям и как бы обволакивают оливин (табл. III, е).

Щелочные пикритовые порфиры двух других типов отмечены среди даек Кандалакшских островов, а также в Маймечакотуйской провинции. Последние подробно описаны в работе А. Г. Жабина и Н. П. Суриной (1970). На Кандалакшских островах развиты щелочные пикритовые порфиры существенно пироксенового состава, в которых преобладающими минералами являются пироксен (диопсид-авгит) и оливин; подчиненное значение имеют биотит, рудные минералы, карбонат, анальцит, цеолиты.

### Силикатно-карбонатные породы

Дайки силикатно-карбонатных и карбонатных пород являются неотъемлемой частью дайковых серий щелочно-ультраосновного состава и встречаются как совместно с интрузивными комплексами, так в автономных дайковых полях. Образование этих даек происходит преимущественно на заключительных этапах дайкового магматизма, реже отмечаются на карбонатитовом этапе, после ранних карбонатитов (Капустин, 1974).

В группу силикатно-карбонатных пород нами включаются породы с достаточно четкой петрографической характеристикой, прослеживающейся во многих дайковых комплексах подобного состава и выделяющиеся как петрографический тип. Все выделенные силикатно-карбонатные породы образуют самостоятельные дайковые тела, обладают характерными для этого типа пород структурами (порфировыми или порфировидными) и характеризуются определенным количественно-минералогическим составом. Имеется три основных типа силикатно-карбонатных пород: кальцитовые сиенит-порфиры; слюдисто-карбонатные породы и карбонатит-порфиры.

### Кальцитовые сиенит-порфиры

Кальцитсодержащие щелочные жильные породы в последнее время были выявлены во многих провинциях. Так, в Маймечакотуйской провинции в Далбыхском районе Л. С. Егоровым и Н. П. Суриной (1960, 1967) были описаны кальцит-нозееановые феолиты, кальцитовые шонкинит-порфиры и другие породы, содержащие вкрапленники первично-магматического кальцита в основной массе, сложенной силикатными минералами. Сходные с ними породы известны среди даек Ковдорского массива (Лапин, 1970) — кальцитовые тингуаит-порфиры, кальцит-канкринитовые шонкинит-порфиры и др. Породы имеют типичное порфировое строение, часто трахитоидную текстуру и характеризуются вкрапленниками кальцита и пироксена в основной массе, состоящей из ортоклаза, пироксена, канкринита или нефелина (табл. IV, а). Вкрапленники кальцита (размером 2—3 мм в среднем) составляют до 30—35% породы. По мере приближения к кон-

тактам даек размер вкрапленников заметно уменьшается, а во внутренних частях наиболее крупных дайковых тел вкрапленники достигают 3 см и более. Обычно кальцит имеет форму пластинчатых кристаллов, уплощенных по 0001. В поперечных срезах такие кристаллы имеют две пересекающиеся системы спайности и характеризуются прямым угасанием по отношению к базальным плоскостям. Вкрапленники пироксена в этих породах представлены обычно длиннопризматическими кристаллами эгирин-авгита. Кроме того, в рассматриваемой группе отмечаются породы, вкрапленники которых содержат помимо кальцита и пироксена еще ортоклаз, представленный столбчатыми кристаллами с простым двойниковым строением. Количество вкрапленников кальцита и пироксена в этих породах уменьшается за счет появления вкрапленников нефелина и биотита. В основной массе пород кроме пироксена, ортоклаза и нефелина может присутствовать в переменном количестве кальцит в виде мелких ксеноморфных зерен, структурно подчиненных основной массе.

### Слюдисто-карбонатные породы

Эти породы широко распространены среди дайковых пород многих комплексных массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Их идентификация затрудняется тем, что они часто содержат обломки — ксенолиты вмещающих и глубинных пород. Во многих работах эти породы описываются как «дамкърниты», причем этот термин, предложенный первоначально Брэггером (1921), получил в дальнейшем самое широкое толкование.

Нами слюдисто-карбонатные породы с амфиболом были изучены в Центральном массиве Турьего мыса, в районе г. Кандалакши, а также в районе горы Небло. Взаимоотношения с карбонатитовыми телами не наблюдались. В районе г. Кандалакши среди прочих обломков в дайке отмечены обломки жильной породы типа мончикита. Общим для всех этих пород является наличие слюдисто-карбонатного (иногда существенно карбонатного) мезостазиса, в котором располагаются более крупные порфиновые выделения, преимущественно биотита и амфибола. Соотношение между вкрапленниками и основной массой очень непостоянно (10—60%); иногда присутствуют ксенолиты и обломки минералов вмещающих пород. Характерной морфологической особенностью порфириновых выделений биотита и амфибола является то, что их в целом правильные, иногда с кристаллографическими контурами кристаллы обычно обломаны по краям, разорваны, деформированы, пластинки биотита часто изогнуты, иногда как бы вспучены. Удлиненные пластинки слюды при этом ориентированы субпараллельно и огибают крупные ксенолиты. Особенно четко плоскостная ориентировка таблитчатого биотита проявляется при микроскопическом изучении обогащенных слюдой пород этого типа.

Наиболее обогащены выделениями биотита и роговой обманки, а также ксенолитами, дайки в Центральном массиве Турьего мыса (не менее 50—60% основной массы). Помимо амфибола и биотита присутствуют апатит, магнетит, пироксен и обломки карбонатных пород и кальцита (табл. IV, а), пироксенита, гранитоидных пород. Сходная порода из дайки района г. Кандалакши в устье р. Нивы отличается меньшим содержанием крупных выделений и почти полным отсутствием ксенозитов. Выделения представлены преимущественно амфиболом и биотитом, реже — магнетитом, пироксеном, оливином. Амфибол чаще всего густо окрашен в зеленовато-бурые тона с резким плеохроизмом,  $c:Ng = 22^\circ$  (баркевикитового типа). Биотит неравномерно окрашен, плеохроирует в коричневых и оранжевато-коричневых тонах.

В отличие от слюдисто-карбонатных даек Турьего полуострова и устья р. Нивы, дайки такого же состава в районе горы Небло значительно более тонкозернистые и содержат меньшее количество выделений биотита и роговой обманки, а мезостазис этих даек сложен преимущественно карбонатом. Макроскопически это серые тонкозернистые породы с крупными выделениями пластинок черного биотита. Количество их значительно варьирует, также как и их размеры (от 2—5 мм до 1—2 см). Преобладают выделения биотита, меньше — роговой обманки; единичные зерна пироксена, оливина, рудного минерала (табл. IV, б).

Биотит в этих породах образует удлиненные и таблитчатые выделения, часто изогнутые, с расщепленными и корродированными основной массой краями. Наряду с крупными выделениями буровато-коричневого биотита, присутствуют более мелкие пластинки, сложенные в центре оранжеватой слюдой с обратной схемой адсорбции ( $Ng$  — светло-желтый,  $Np$  — ярко-оранжевый). Иногда по краям такая слюда замещается темной густо-зеленой слюдой с плеохроизмом от темно-зеленого — почти черного ( $Ng$ ) — до светло-зеленого ( $Np$ ). Мелкие неправильные чешуйки зеленой слюдки рассеяны также в карбонатном мезостазисе. Амфибол образует выделения неправильной формы с извилистыми, корродированными краями. Представлен амфибол густо окрашенным баркевикитом с плеохроизмом в буровато-зеленых тонах. По краям часто замещается оранжевой слюдкой. Пироксен присутствует в виде неправильных, сильно корродированных карбонатом, биотитом или роговой обманкой бесцветных или зеленоватых зерен (диопсид). Оливин отмечен только в псевдоморфозах (слюдисто-карбонатный агрегат с сыпью рудного минерала). Основная масса сложена разнозернистым (иногда лейстовидным) с трахитоидной ориентировкой карбонатом и небольшим количеством идиоморфных кристалликов магнетита, иногда пирита, галенита (?).

В приконтактной зоне одной из мелких даек в этом районе была отмечена примесь мелких обломков полевого шпата и кварца из вмещающего гранито-гнейса.

## Карбонатит-порфиры

Дайки мелкозернистых карбонатных пород с порфировой структурой и трахитоидной основной массой детально описаны А. Г. Жабиным в Маймеча-Котуйской провинции (Жабин, 1967; Жабин, Сурина, 1970). Нами были изучены дайки карбонатит-порфиров с побережья Турьего полуострова, где они образуют мелкие параллельные друг другу жильные тела в песчаниках. Это серые мелкозернистые и тонкозернистые породы, иногда с макроскопически видимой трахитоидной текстурой. Структура порфировая, вкрапленники составляют не более 10% от основной массы и представлена, в основном, выделениями карбоната (до 0,5 см) удлиненно-овальной формы. Кроме того, имеются реликты выделений оливина, иногда полные псевдоморфозы, выполненные агрегатом светлоокрашенного флогопита и магнетита, иногда совместно с минералами семейства гумитов.

Основная масса состоит из карбоната, который образует удлиненные лейсты и имеет трахитоидную структуру или развивается в виде тонкозернистого фельзитоподобного агрегата. В основной массе постоянно отмечается примесь тонкослюдистого агрегата (слюда слабо окрашена, со слабым плеохроизмом) и магнетита, иногда апатит. В этих породах иногда присутствуют обломки полевых шпатов и кварца, значительно карбонатизированные, с распычатыми контурами. Лейсты карбоната иногда отчетливо огибают эти обломки.

Как можно видеть из приведенного петрографического описания кристаллизация дайковых пород щелочной лампрофировой группы происходила в две стадии. Наиболее ранняя стадия кристаллизации характеризуется образованием интрателлурических фенокристов оливина и клинопироксена. Для большинства дайковых пород состав этих ранних минералов сходен — это магнезиальный оливин (примерно состава  $Fe_{80}Fe_{20}$ ) и диопсид, обычно выполняющий центральные части фенокристов пироксена. Кроме оливина и диопсида довольно часто формируются фенокристы магнезиальной слюды — флогопита. С эволюцией состава расплава на этой стадии связано появление более поздних фенокристов мелилита или амфибола, а также образование вокруг диопсидового ядра каемок авгитового и титан-авгитового состава и каемок железистого биотита вокруг магнезиального флогопита. Таким образом, ранняя ассоциация оливин — диопсид — флогопит, которая прослеживается во всех типах щелочных лампрофировых пород, сменяется затем ассоциацией авгит — амфибол — биотит (мончикиты) или ассоциацией авгит — мелилит — биотит (альнеиты).

Необходимо отметить такую характерную особенность изученных пород, как появление на самых ранних этапах их кристаллизации фенокристов слюды (флогопита и биотита), свидетельствующих о том, что изначально расплав был богат летучими и

щелочами. В наиболее обогащенных слюдой разновидностях, имеющих во всех изученных типах пород (биотитовые мончикиты, биотитовые альеиты, биотитовые меланефелиниты, биотитовые шикритовые порфириды) вместо ранней ассоциации оливин — диопсид — флогопит присутствует обычно только парагенезис оливин — флогопит, иногда с преимущественным развитием одного флогопита, сменяющегося затем более железистым биотитом в ассоциации с мелилитом или авгитом. Образование магнезиальной слюды вместо оливина подтверждает указанную выше специфику расплава на ранних стадиях его кристаллизации. Наряду с подобными породами имеются щелочные лампрофиры, в которых вкрапленники слюды отсутствуют. Ранняя ассоциация в этих породах представлена фенокристами оливина и диопсида и далее сменяется авгитом (переходящим в эгирин-авгит) и мелилитом (меланефелиниты и пироксеновые альеиты).

Второй стадией кристаллизации дайковых пород явилось формирование тонкозернистой основной массы вероятно уже на месте становления дайковых тел при выполнении ими трещин.

Основная масса большинства пород может быть подразделена на микролиты и ксеноморфный мезостазис. Микролиты представлены пироксеном, мелилитом и биотитом, реже оливином или нефелином. Мезостазис выполняется ксеноморфными зернами цеолитов и карбонатов, анальцимом, канкринитом, иногда — нефелином. Во многих случаях мезостазис представляет собой недиагностируемый тонкозернистый агрегат, сложенный или преимущественно карбонатными минералами или цеолитами. Ассоциация микролитов в основной массе конкретной породы чаще всего сходна с ассоциацией во вкрапленниках, но в большей степени обогащена слюдой и обеднена оливином. Наиболее характерная ассоциация микролитов представлена авгитом (или титан-авгитом), переходящим в краях в эгирин-авгит и эгирин, и железистым биотитом с каемкой оранжевато-коричневого лепидомелана, иногда с обратной схемой адсорбции. Последняя особенно характерна для обогащенного карбонатом мезостазиса. Обогащение основной массы карбонатными минералами очень характерно, при этом в наиболее раскристаллизованных частях даек наблюдается, что карбонат изоструктурен с другими минералами основной массы, а не является наложенным минералом. Для краевых частей даек обычен стекловатый мезостазис, темноокрашенный, почти не поляризующий. В таких случаях микролиты слюды, как правило, отсутствуют и отмечаются только микролиты пироксена или (и) мелилита. Таким образом, кристаллизация основной массы происходила в последовательности пироксен — мелилит — биотит — нефелин — мезостазис (анальцим, нефелин, канкринит, цеолит, карбонат).

Для более раскристаллизованной основной массы в центральных частях даек альеитов отмечается ассоциация флогопит — диопсид — гранат — кальцит (вкрапленники редки и представле-

ны оливином). Флогопит образует правильные таблитчатые кристаллы с каемкой более густо окрашенного биотита. Гранат представлен бурым меланитом, иногда зональным (чаще всего ядро более темноокрашенное, края — светлые; отмечается также неоднократно проявленная зональность).

В заключение рассмотрим последовательность кристаллизации карбонатно-силикатных пород. Как можно видеть из приведенного петрографического описания, существуют два типа таких пород. В одном из них (кальцитовые тингуайт-порфиры и др.) ранняя ассоциация вкрапленников представлена карбонатом (кальцитом), диопсидом и лейкократовыми минералами (ортоклаз, нефелин). Основная масса характеризуется различной комбинацией тех же минералов с преобладанием алюмосиликатов или кальцита.

В другом типе карбонатно-силикатных пород («дамкърниты», слюдисто-карбонатные породы), ранняя ассоциация представлена преимущественно мафическими минералами. Среди последних преобладают и наиболее характерные амфибол и биотит, но можно отметить и в различной мере замещенные реликты более ранних минералов — оливина и диопсида. Таким образом, на начальной стадии образования этих пород кристаллизуются все основные мафические минералы в последовательности оливин — диопсид — амфибол (баркевикит) — слюда (биотит). Для основной массы наиболее характерен карбонат (кальцит) с примесью слюды (флогопита), реже диопсида и др. При этом в основной массе наиболее идиоморфным, часто с ориентировкой удлиненных лейст, бывает кальцит, а флогопит в виде тонколистоватого слабоокрашенного агрегата располагается между зернами кальцита, т. е. первым кристаллизуется карбонат, и как остаток — магнезиальная слюда.

Характерно, что в карбонатных дайках (карбонатит-порфирах) намечается та же ассоциация вкрапленников. Кроме карбоната обычно имеются единичные реликты или псевдоморфозы оливина, с развивающимся по нему слабоокрашенным мелколистоватым флогопитом.

Следовательно по характеру ранних выделений слюдисто-карбонатные породы и карбонатит-порфиры могут быть поставлены в один ряд с щелочными лампрофирами и представляют, вероятно, их дифференциаты, значительно обогащенные углекислотой.

Кальцитовые сиенит — порфиры представляют более лейкократовую ветвь, обогащенную как углекислотой, так и калиевыми минералами (щелочными алюмосиликатами).

#### ДАЙКИ ЩЕЛОЧНЫХ ЛАМПРОФИРОВ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА

Подробное петрографическое изучение даек Ловозерского массива было проведено И. В. Буссен и А. С. Сахаровым (1966, 1972). Для всех дайковых пород Ловозерского массива характерно разнообразие минерального состава и структур, причем рас-

пространены порфи́ровые и порфи́ровидные породы с поликристаллической (мелко- и тонкозернистой) основной массой, реже встречаются породы со стекловатым базисом. Наибольшим распространением пользуются тьозиты, меньше распространены мончикиты, таннбушиты, минвериты, уачититы. В. П. Волков (Герасимовский и др., 1966) описывает, кроме того, камptonиты, фурчиты и нефелиновые базальты. Для большинства изученных щелочных лампрофировых пород (тьозит, минверит, камptonит, уачитит и др.) характерно присутствие полевых шпатов — плаггиоклаза или санидина. Так, в минверите (Буссен, 1966), состоящем более чем наполовину из бурого стекла, присутствует 22—30% плаггиоклаза ( $An\ 56-70$ ), который вместе с оливином и пироксеном образует вкрапленники и микролиты. В тьозитах и уачититах отмечается примерно 8—19% калиевого полевого шпата (санидина).

Приводим петрографическую характеристику наиболее распространенной в Ловозерском массиве дайковой породы — тьозита (Буссен, Сахаров, 1972).

Тьозит имеет порфи́ровидную структуру, переходящую в порфи́ровую вблизи контактов. Основная ткань лампрофировая (микродолеритовая), сменяющаяся гиалопилитовой или кристаллитовой структурой. Вкрапленники составляют 25—35% объема породы, причем в центральных частях их количество возрастает до 50%. Они представлены идиоморфными кристаллами авгита, оливином, реже — биотитом, а также неправильными выделениями санидина и бурого амфибола. Размеры их колеблются от 1 до 3 мм. Основная масса состоит из пироксена, амфибола, биотита, магнетита с примесью альбита, хлорита и карбонатов, анальцима, цеолитов. Характерен акцессорный апатит (до 0,1%).

Изученные нами камptonиты (ручей Шемийок) представляют плотные черные породы с микропорфи́ровой структурой. Вкрапленники (около 25% от основной массы) представлены преимущественно оливином, очень редко — титан-авгитом; имеются и более мелкие (доли миллиметра) тонкопризматические выделения плаггиоклаза ( $An\ 40-45$ ) с полисинтетическим двойниковым сложением. Вкрапленники оливина обычно значительно замещены буроватым тонкослюдистым агрегатом; пироксен относительно свежий с характерным буровато-коричневым оттенком (авгит). Основная масса состоит из микролитов плаггиоклаза, мелких агрегатных скоплений буроватой слюдки и рудного минерала, которые погружены в серый полупросвечивающий, иногда агрегатно полярирующий базис. По составу породы близки к камптоспессартиту.

Мончикитовые дайки были изучены нами преимущественно по скважинам в западной части Ловозерского массива (ручей Азимут), а также на северном склоне горы Аллуайв. Для них характерна четко выраженная зона эндоконтактной закалки, часто с ориентировкой вкрапленников вдоль плоскости контакта. Обна-

ружены собственно мончикиты с обильными фенокристами оливина и более мелкими вкрапленниками биотита, амфибола и пироксена, а также существенно пироксеновые разновидности без биотита и амфибола. Основная масса мончикитов в эндоконтактах стекловатая, иногда агрегатнополяризующая, с микролитами пироксена, иногда — нефелина. В центральных частях даек мончикиты более зернистые. Основная масса состоит из кристаллов буроватого титан-авгита, по краям переходящего в эгирин-авгит, небольшого количества слюды и светлого мезостазиса из цеолитов, анальцима и кальцита. Отмечается характерная для этих пород слюда — в центральной части более светлая, магнезиальная, по краям — железистая, густо окрашенная. Все изученные нами мончикиты этого массива можно отнести к сравнительно лейкократовым разновидностям, обогащенным светлым мезостазисом.

Кроме описанных даек, ранее известных в Ловозерском массиве, нами были изучены дайки, сложенные породами альнеитовой группы. Они были обнаружены в керне скважин (склоны горы Алдуйв) на глубине около 220 м, а также в скважине (глубина 150 м) в долине р. Паргайок. Мощность даек приблизительно от долей метра до нескольких метров (мощность по выходу керна 0,8—5,0 м). Это — темно-серые плотные породы, иногда с макроскопически видимыми пластинками слюды (1—2 мм в диаметре) и оливина. Под микроскопом они обнаруживают четкую порфиристую структуру за счет фенокристов оливина и биотита, реже — пироксена. В контактах вкрапленники обычно более мелкие, представлены преимущественно биотитом и пироксеном и имеют четкую ориентировку. Основная масса в контакте криптокристаллическая, бурая, в ней выделяются отдельные микролиты слюды, пироксена, участки карбоната, рудный минерал. В центральных частях обнаруживается полнокристаллическая структура основной массы, в строении которой принимают участие биотит, мелилит, слюдистый агрегат цеолита (по нефелину?), кальцит, а также перовскит и рудный минерал. В отдельных случаях в этих породах проявлена миндалекаменная текстура: обильные, совершенно круглые миндалины выполнены цеолитами и канкринитом и окаймлены пластинками биотита.

Сравнивая комплекс дайковых пород Ловозерского массива с дайками, ассоциирующими с массивами ультраосновных щелочных пород Кольского полуострова, можно отметить следующее их различие.

Среди даек Ловозерского массива преобладают лампрофировые породы, содержащие полевые шпаты — плагиоклаз или санидин, — т. е. породы, относящиеся к камптонитовому и вогезитовому рядам (тэозиты, минвериты по определению И. В. Буссен и А. С. Сахарова). Среди даек щелочно-ультраосновных массивов полевошпатсодержащие щелочные лампрофиры отсутствуют. Сравнимые комплексы сходны по содержанию мончикитов, альнеитов и меланефелинитов (танбушиты, по И. В. Буссен, 1966; нефелино-

вые базальты, Герасимовский и др., 1966). Однако эти породы распространены значительно меньше и менее характерны, в целом, для всего комплекса даек. При этом, петрографически и минералогически они отличаются от своих аналогов из ультраосновных щелочных массивов. Так, мелилит в этих породах присутствует в небольших количествах и только в основной массе, а не во вкрапленниках. Судя по продуктам разрушения, первичный состав этого минерала был более железистый, чем состав существенно кальциевого мелилита в альеитах щелочно-ультраосновных массивов. В альеитах Ловозерского массива вкрапленники оливина, вероятно, имели первично также более железистый состав, что отличает их от существенно магниального оливина, характерного для даек щелочно-ультраосновных массивов. То же можно сказать и о фенокристаллах слюды, состав которой в альеитах Ловозерского массива соответствует не флогопиту, а обыкновенному биотиту (по Буссен, 1966:  $n_g=n_m=1,624$ ;  $n_p=1,573$ ).

Мончикиты в свою очередь характеризуются большим количеством лейкократового базиса и принадлежат к лейкократовым разновидностям пород этого типа.

Судя по имеющимся в литературе данным (Куплетский, 1937; Зак и др., 1972 и др.), преобладание полевошпатсодержащих пород (камptonиты, тералиты, шонкиниты и др.) характерно и для комплекса даек Хибинского массива.

## ПЕТРОХИМИЯ

Особенности химизма пород рассматриваются на основе около 100 оригинальных химических анализов по Карело-Кольскому региону (табл. 3—5), а также аналитических материалах, имеющих в литературе как по этому, так и другим районам развития дайкового магматизма.

Соотношение изученных дайковых пород и основных серий магматических пород можно проследить на диаграмме, связывающей главнейшие петрохимические параметры, — щелочность и кремнекислотность (фиг. 3). Дайковые породы на этой диаграмме занимают крайне левое положение и в отличие от распространенных магматических серий не образуют дифференционного ряда, а концентрируются в виде изометричного поля. Все точки этого поля обладают меньшей кремнекислотностью и более богаты щелочами, чем щелочной базальт; от ряда щелочно-ультраосновных пород (мельтейгитов, ийолитов) вся группа щелочных лампрофиров отличается меньшим содержанием щелочей.

Все основные выделенные типы щелочных лампрофировых пород Кандалакшского пояса представляют преимущественно натровые породы с соотношением  $K/Na$  (в атомн. количествах) в пределах 0,2—0,6, главным образом, около 0,3. Преобладание калия над натрием характерно для дайковых пород с очень низкой сум-

Химические составы мончикитов Карело-Кольского региона (вес.%)

Окислы	Турий полуостров											
	385	412	415	441	378	241	389	386	387	379	417	416
SiO <sub>2</sub>	35,30	40,00	39,01	43,16	38,40	39,00	40,24	37,46	37,46	38,46	39,72	37,66
TiO <sub>2</sub>	2,92	2,65	2,31	1,85	2,22	2,50	3,70	1,94	1,90	1,90	2,23	2,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,08	13,66	11,69	11,80	9,45	10,30	13,62	14,04	13,53	10,70	11,13	12,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,77	6,10	7,72	4,85	7,66	5,25	5,37	4,60	4,48	6,00	6,06	7,52
FeO	5,61	6,61	4,40	6,02	6,08	7,18	6,14	7,10	6,78	5,85	5,50	4,43
MnO	0,20	0,23	0,16	0,18	0,18	0,21	0,18	0,15	0,19	0,23	0,16	0,16
MgO	8,28	6,35	8,61	10,60	10,08	10,29	5,42	5,87	5,10	10,56	8,68	7,20
CaO	14,56	13,25	16,44	10,60	13,74	12,94	10,50	10,90	10,55	13,50	14,92	14,00
Na <sub>2</sub> O	4,77	3,88	4,07	4,68	4,30	4,71	5,60	3,52	5,76	3,72	3,20	3,60
K <sub>2</sub> O	2,24	1,10	0,97	1,38	1,15	1,54	2,00	2,00	2,12	1,74	1,32	1,40
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,01	3,05	3,18	2,58	2,26	0,13	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,13	0,40	0,23	0,32	0,34	—	0,10	0,38	1,18	0,44	0,28	0,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,50	—	0,37	0,39	0,31	0,62	0,33	0,51	0,65	0,41	0,38
F	—	0,21	—	0,12	0,23	0,20	0,40	0,19	0,29	0,22	0,17	0,10
П.п.п.	—	1,74	—	1,05	3,20	2,56	6,50	10,21	10,53	6,32	5,95	6,35
Σ	100,43	99,73	100,35	99,55	99,68	99,64	100,42	100,39	100,38	100,29	99,73	99,00
CO <sub>2</sub>	(5,56)	1,4	(1,56)	0,9	3,2	2,60	3,08	6,50	5,8	3,6	2,6	3,1

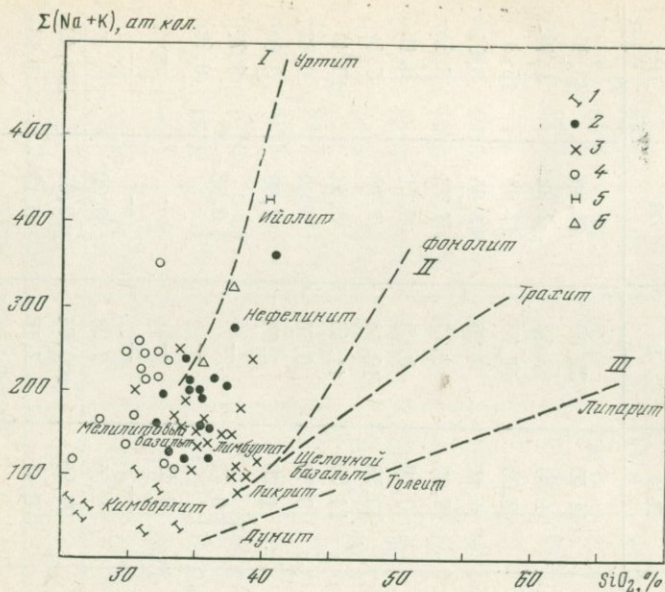
Таблица 3 (продолжение)

Окислы	Район горы Небло						Кандалакшские острова					
	М-45	М-44	М-50	М-58	М-59	М-68	822	823	828	829	830	831
SiO <sub>2</sub>	38,93	38,00	38,31	36,60	35,57	36,48	47,10	38,90	42,70	44,44	43,44	44,10
TiO <sub>2</sub>	4,69	4,60	0,91	4,46	4,22	4,73	4,22	2,40	3,55	3,20	4,68	3,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,36	11,73	13,01	12,45	13,93	9,18	16,40	8,03	9,84	8,41	8,80	8,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,00	5,46	4,95	4,18	3,66	3,87	3,90	6,50	5,94	6,35	5,40	4,28
FeO	5,00	6,18	5,09	6,89	7,00	6,83	5,38	6,97	6,00	5,90	4,31	4,50
MnO	0,23	0,23	0,20	0,23	0,25	0,19	0,22	0,16	0,16	0,18	0,16	0,32
MgO	4,17	4,90	7,72	5,00	5,90	9,27	6,00	15,94	9,38	11,00	6,54	6,00
CaO	12,62	9,80	12,05	12,00	12,86	14,58	6,92	10,72	13,02	13,02	13,22	12,30
Na <sub>2</sub> O	7,00	7,06	5,00	6,07	6,25	2,87	5,96	1,36	2,50	1,12	2,84	4,32
K <sub>2</sub> O	0,67	1,75	2,00	1,26	1,08	3,60	1,58	0,64	0,92	1,80	2,86	2,28
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,63	3,10	3,62	3,20	3,33	1,79	—	—	} 1,02	1,00	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,62	0,46	0,23	0,38	0,20	0,36	4,48	1,52		—	—	4,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,50	1,42	—	2,25	—	—	0,92	0,39	0,38	0,22	0,72	0,75
F	—	—	—	—	—	—	0,08	0,14	—	—	0,15	0,15
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	3,20	5,92	5,66	3,91	7,94	8,00
Σ	100,42	99,88	100,31	100,47	100,31	100,40	100,36	99,59	100,05	99,55	99,56	99,87
CO <sub>2</sub>	(6,0)	(7,29)	(7,22)	(8,50)	(9,06)	(9,65)	0,27	1,0	—	—	5,9	5,72

Таблица 3 (окончание)

Окислы	Гандалакшские острога						Хибинский массив		Ловозерский массив
	832	833	834	839	840	Д-10	I	II	III
SiO <sub>2</sub>	40,66	43,91	44,60	40,64	39,90	44,40	39,69	46,36	43,36
TiO <sub>2</sub>	1,29	3,15	3,60	1,25	1,22	1,30	2,52	2,22	1,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,92	8,50	10,00	10,80	11,70	9,00	11,73	17,03	15,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,74	5,84	6,43	4,80	5,90	4,11	4,85	3,65	3,04
FeO	5,93	5,46	5,83	6,70	5,50	6,61	5,77	7,72	3,32
MnO	0,18	0,16	0,22	0,20	0,21	0,19	0,23	0,21	0,16
MgO	6,18	11,80	9,39	6,80	6,60	9,58	10,56	5,79	7,51
CaO	11,34	12,06	11,78	10,70	10,60	14,30	11,46	8,32	10,43
Na <sub>2</sub> O	6,28	2,40	2,90	5,48	6,36	3,30	6,56	6,00	6,67
K <sub>2</sub> O	2,04	0,94	1,00	2,16	2,12	1,20	2,08	2,30	3,60
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	} 1,27	0,81	—	—	} 0,42	—	} 0,38	3,71
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,82		0,84	0,72	0,26				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,14	0,38	0,49	1,25	1,00	0,41	—	—	—
F	0,26	—	—	0,23	0,18	—	—	—	—
П.п.п.	7,28	5,43	4,19	7,80	7,70	0,55	2,28	0,20	—
Σ	100,06	100,03	100,43	99,65	99,71	99,95	100,04	99,65	100,49
CO <sub>2</sub>	2,9	—	—	3,40	3,08	0,41	2,16	0,13	1,68

Примечание. I — Куплетский, 1928; II — Зак и др., 1972; III — данные авторов. (CO<sub>2</sub>) в скобках входит в сумму анализа.



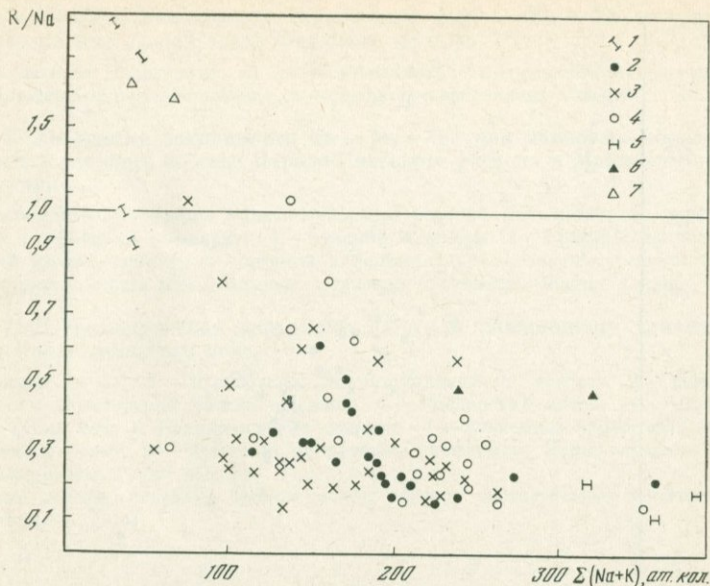
Фиг. 3. Диаграмма  $\text{SiO}_2 (\%) - / \text{Na} + \text{K} /$  (ат. кол.) для щелочно-ультраосновных даек Карело-Кольского региона

1 — пикритовые порфиры; 2 — меланефелиниты; 3 — мончикиты; 4 — альнеиты; 5 — нефелиниты; 6 — кальцитовые сиенит-порфиры. I—III — Главные серии пород (I—III): I — щелочно-ультраосновная, II — щелочно-базальтоидные, III — гранитоидная

мой щелочей, таких как щелочные пикритовые порфиры и силикатокарбонатные породы (фиг. 4).

Содержание магния в основных типах щелочных лампрофировых пород — альнеитах, меланефелинитах и мончикитах колеблется от 5 до 12% MgO без четкого разграничения по типам пород (фиг. 5).

Наиболее обогащены магнием щелочные пикритовые порфиры и слюдисто-карбонатные породы (более 12% MgO); самые низкие содержания в нефелинитах (1—3% MgO). В целом все дайковые породы Кандалакшского пояса образуют на диаграмме MgO — (Na + K) ряд точек, характеризующий обратную корреляционную связь этих параметров. Рассматриваемый график в большей степени отражает последовательность дифференциации такого типа пород, чем ряд  $\text{SiO}_2 - (\text{Na} + \text{K})$ . Показательно, что на графике MgO — (Na + K) точки альнеитов, мончикитов и меланефелинитов не обособлены и не образуют последовательно расположенных полей. В каждом типе пород — альнеитах, мончикитах и меланефелинитах — существуют свои, в большей или меньшей степени дифференцированные разновидности, обогащенные соответственно или щелочами или магнием. Более четкими крайними дифференциатами в этом ряду являются пикритовые порфи-



Фиг. 4. Соотношение щелочей в дайках Карело-Кольского региона

1 — пикритовые порфиристы; 2 — меланефелиниты; 3 — мончикиты; 4 — альеиты; 5 — нефелиниты; 6 — кальцитовые сиенит-порфиры; 7 — силикатно-карбонатные породы

риты и слюдисто-карбонатные породы, с одной стороны, и нефелиниты и кальцитовые тингуаит-порфиры — с другой.

Близкая картина широкой дифференциации составов дайковых пород по содержанию магния обнаруживается и на тройной диаграмме Ca — Mg — Fe (фиг. 6). Характерно, что все типы пород — от пикритовых порфиритов до нефелинитов — близки по соотношению железа и отличаются по соотношениям магния и кальция. Близость содержаний суммарного железа в щелочных лампрофирах подтверждается и диаграммой  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - \text{MgO}$ .

Таким образом, на основе рассмотренных диаграмм, четкое разделение трех основных типов дайковых пород — альеитов, мончикитов и меланефелинитов — не представляется возможным. Некоторая специфика альеитов проявляется лишь в их минимальной по сравнению с другими породами кремнекислотности и более высокой щелочности. Более четко, почти по всем рассмотренным диаграммам, выделяются щелочные пикритовые порфиристы как породы более калиевые по составу щелочей, с максимальным содержанием магния и минимальной кремнекислотностью и щелочностью. Достаточно четко обособлены также нефелиниты и силикатно-карбонатные породы.

Далее рассмотрим особенности химизма пород лампрофировой группы на основе петрохимических характеристик, по методу

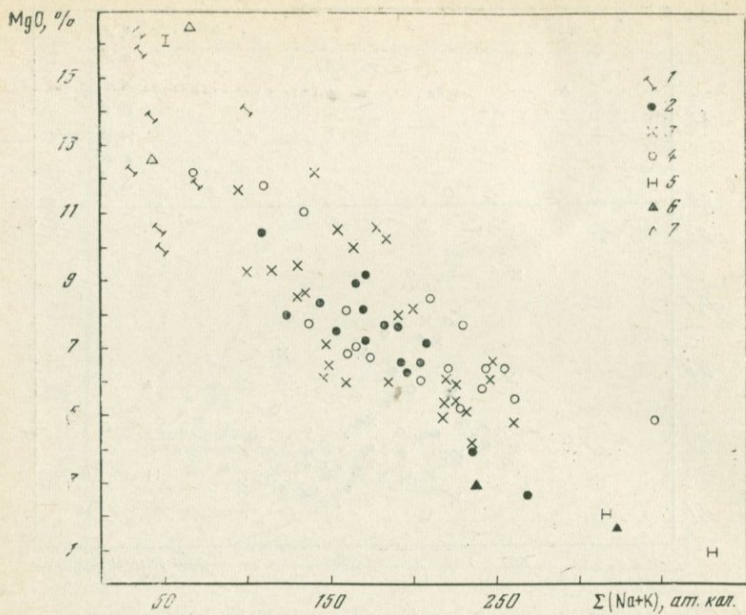


Рис. 5

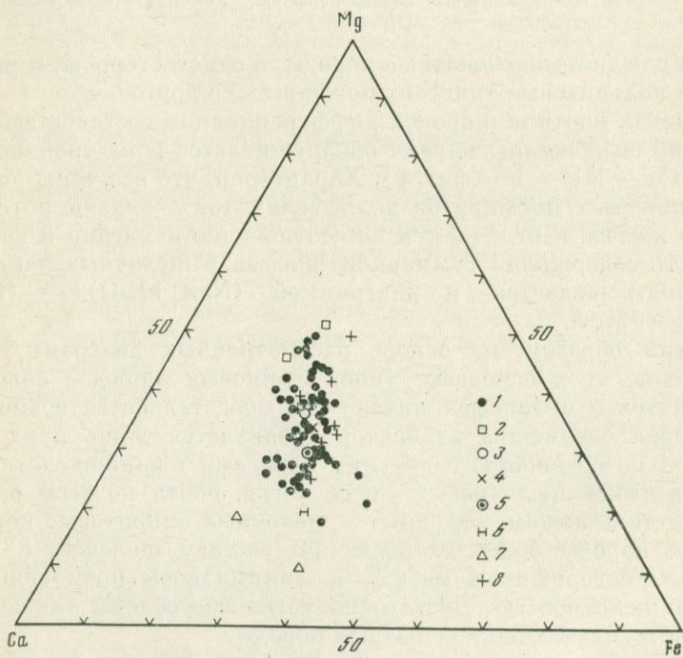


Рис. 6

**Фиг. 5.** График зависимости содержаний  $MgO - (Na + K)$  для щелочно-ультраосновных даек Карело-Кольского региона

1 — пикритовые порфириды; 2 — меланефелиты; 3 — мончикиты; 4 — альеиты; 5 — кальцитовые сиенит-порфиры; 6 — слюдисто-карбонатные породы

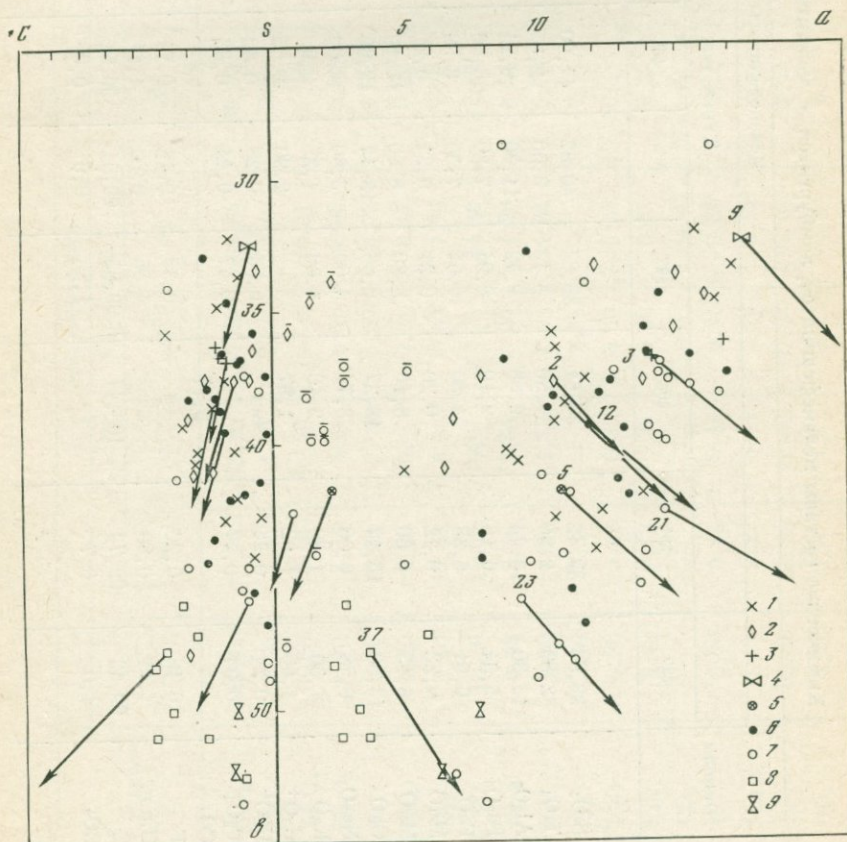
**Фиг. 6.** Диаграмма зависимости  $Ca - Mg - Fe$  для дайковых пород щелочно-ультраосновного состава Карело-Кольского региона и Маймеча-Котуйской провинции

1 — щелочные лампрофиры Карело-Кольского региона (все типы); 2 — средний щелочной пикритовый порфирит; 3 — средний альеит; 4 — средний мончикит; 5 — средний меланефелит; 6 — средний нефелинит; 7 — кальцитовые сиенит-порфиры; 8 — средние составы даек Маймеча-Котуйской провинции (Жабин, Сурина, 1970)

**Фиг. 7.** Петрохимическая диаграмма по А. Н. Заварицкому для дайковых пород Кандалакшского пояса

Мончикиты (1—5): 1 — Турий мыс, 2 — Кандалакшские острова, 3 — район горы Небло, 4 — Ловозерский массив (средние), 5 — Ковдорский массив; 6 — меланефелиты, Турий мыс и Кандалакшские острова; 7 — альеиты, Турий мыс и Кандалакшские острова; 8 — щелочные пикритовые порфириды, Кандалакшские острова; 9 — лимбургиты, Турий мыс

Крупные значки — средние составы пород (номера соответствуют номерам анализов в табл. 6, 7, 9)



Химические составы меланефелинитов, лимбургитов и авгитов Карело-Кольского региона (вес. %)

Окислы	Меланефелиниты										
	Турий мыс										
	390	391	393	397	401	404	424	425	429	430	431
SiO <sub>2</sub>	38,86	39,42	34,61	35,84	40,82	41,00	40,44	37,0	40,34	39,70	41,40
TiO <sub>2</sub>	2,80	2,80	3,50	3,13	3,00	2,65	2,50	2,50	2,35	2,65	2,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,30	13,74	9,08	9,72	11,00	9,24	12,20	9,80	13,25	13,74	13,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,34	6,16	9,10	8,94	7,20	6,80	6,67	5,65	7,11	6,64	6,00
FeO	6,91	6,38	4,30	5,64	7,30	6,58	6,41	7,75	5,67	6,72	6,44
MnO	0,22	0,22	0,20	0,21	0,21	0,21	0,19	0,17	0,24	0,26	0,24
MgO	6,15	6,60	8,16	8,80	6,86	11,10	6,50	7,56	7,74	6,60	7,95
CaO	13,80	13,17	18,27	16,06	13,17	13,66	13,64	13,74	12,90	12,60	13,00
Na <sub>2</sub> O	6,78	6,00	3,71	4,00	3,80	3,00	3,58	3,00	4,58	5,28	2,90
K <sub>2</sub> O	1,80	1,80	2,40	1,60	1,25	0,90	1,78	2,80	1,88	1,78	1,48
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,66	1,62	1,97	—	2,90	2,55	2,38	0,46	1,46	0,68	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	0,34	нет	0,56	0,28	0,30	0,28	2,50	0,34	0,26	0,54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,54	0,57	—	0,47	0,44	0,33	0,37	0,31	0,53	0,65	0,65
CO <sub>2</sub>	—	—	5,17	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0,18	0,26	—	0,33	0,18	0,14	0,15	0,51	0,23	0,30	0,21
П.п.п.	1,11	0,80	—	4,35	0,20	1,11	2,47	5,75	1,00	1,87	4,10
Σ	99,62	99,73	100,47	99,65	99,54	99,51	99,50	99,60	99,52	99,61	100,17
CO <sub>2</sub>	1,0	0,7	—	1,5	0,9	0,9	2,0	5,70	0,7	0,6	0,4

Таблица 4 (окончание)

Оксиды	Меланефелиниты							Кандалак- ские острова	Лимбургит	Авгит
	Турий мыс								Турий мыс	
	433	436	437	448	449	450	273	810	411	410
SiO <sub>2</sub>	41,44	39,10	48,20	40,40	38,54	39,00	37,60	42,30	36,80	38,05
TiO <sub>2</sub>	2,30	2,65	1,60	2,50	2,40	2,19	2,85	1,40	1,55	1,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,26	10,00	11,26	9,90	10,21	11,74	11,70	11,00	7,48	8,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,70	7,04	4,94	9,41	8,03	5,90	5,07	6,30	6,04	5,40
FeO	5,62	6,00	5,06	5,50	4,73	6,72	5,99	4,61	6,67	7,07
MnO	0,20	0,20	0,16	0,21	0,17	0,25	0,19	0,18	0,16	0,15
MgO	7,10	10,47	8,36	6,60	7,70	7,22	8,30	6,36	20,60	17,67
CaO	10,46	15,00	10,67	12,78	14,40	12,60	12,52	12,62	9,70	12,35
Na <sub>2</sub> O	5,48	2,78	3,44	5,00	4,88	3,58	4,42	5,40	1,68	2,65
K <sub>2</sub> O	1,59	1,20	1,62	1,48	1,64	2,70	2,38	1,24	2,04	1,61
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,30	2,20	—	2,68	—	2,73	—	—	—	1,23
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30	0,22	0,32	0,36	0,68	0,42	0,09	0,60	0,78	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,48	0,33	0,33	0,46	0,32	0,39	0,34	0,76	0,19	0,43
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,09
F	0,20	0,12	0,46	0,31	0,30	0,28	0,20	—	0,12	0,60
П.п.п.	1,22	2,27	3,44	2,17	5,91	3,84	2,13	7,65	6,24	—
Σ	99,57	99,58	99,86	99,63	99,91	99,44	99,83	99,82	100,05	99,87
CO <sub>2</sub>	1,2	1,8	1,3	2,1	2,6	3,8	6,05	—	2,8	—

Химические составы альенигов Кандалакшского пояса (вес. %)

Окислы	Турий мыс										
	362	363	366	370	374	374/2	374/3	376	409	446	284
SiO <sub>2</sub>	37,32	36,00	35,61	33,00	36,38	37,48	35,40	37,20	36,18	34,48	31,10
TiO <sub>2</sub>	2,87	3,25	3,08	2,57	3,10	3,10	2,80	3,56	2,76	3,08	2,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,80	10,40	9,14	8,70	10,40	11,00	8,20	10,56	10,83	12,01	8,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,38	5,56	9,54	7,12	6,67	7,10	8,70	7,81	7,06	8,72	10,18
FeO	5,60	6,36	4,36	5,80	6,00	6,66	7,11	5,13	4,85	3,79	6,44
MnO	0,30	0,24	0,18	0,22	0,25	0,24	0,20	0,22	0,20	0,27	0,21
MgO	5,00	6,50	5,55	8,20	5,87	6,51	7,02	6,82	8,58	7,80	11,90
CaO	13,70	15,10	15,73	18,22	13,80	15,62	19,00	15,36	16,81	14,40	16,69
Na <sub>2</sub> O	9,78	5,20	6,90	2,81	5,40	6,00	3,00	5,63	5,13	2,09	2,66
K <sub>2</sub> O	1,77	2,60	1,37	3,35	3,20	2,35	1,00	2,53	2,24	3,36	1,31
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,70	3,08	2,83	2,66	2,92	1,68	2,62	3,25	3,60	3,28	не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,48	0,70	0,20	0,82	0,80	0,36	0,52	0,13	0,16	0,36	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,74	0,62	—	0,39	0,71	0,54	0,35	—	—	—	0,24
CO <sub>2</sub>	—	—	5,78	—	—	—	—	1,77	2,08	4,57	5,77
F	0,28	0,48	0,06	2,40	0,64	0,30	0,25	—	—	—	0,14
П.п.п.	2,80	4,20	—	4,32	3,70	1,00	1,70	—	—	—	2,05
Σ	100,52	100,29	100,33	99,58	99,84	99,94	99,67	99,97	100,48	100,39	99,62
CO <sub>2</sub>	2,8	4,2	—	4,0	3,7	1,0	1,7	—	—	—	—

Таблица 5 (окончание)

Окислы	Турий мыс						Кандалакшские острова				
	297	367	452	451	364	453	837	836	811	812	812а
SiO <sub>2</sub>	37,90	36,24	37,54	39,76	35,40	30,52	39,30	37,66	34,00	34,00	30,77
TiO <sub>2</sub>	3,85	3,35	3,35	2,75	2,90	1,60	3,20	1,75	1,60	1,75	2,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,35	10,60	11,93	13,80	12,05	10,43	8,44	8,54	7,80	7,70	6,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,74	7,72	5,87	5,93	4,50	4,50	7,05	4,37	4,93	4,20	7,78
FeO	5,84	4,88	5,38	5,76	6,18	5,75	6,57	7,21	6,46	7,10	5,11
MnO	0,24	0,20	0,22	0,10	0,16	0,29	0,21	0,18	0,26	0,20	0,21
MgO	5,38	6,27	5,95	6,78	6,48	6,68	12,22	11,27	8,92	12,20	16,68
CaO	14,88	14,00	13,60	11,35	14,52	16,80	11,90	12,36	13,80	14,10	17,96
Na <sub>2</sub> O	5,75	6,44	5,48	3,40	6,00	3,36	1,66	2,55	3,76	2,80	0,76
K <sub>2</sub> O	1,93	1,90	1,28	2,40	2,86	3,24	0,74	2,54	2,46	2,50	2,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,59
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0,18	0,54	0,74	0,74	0,70	2,24	0,30	0,76	0,24	0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,65	0,72	1,06	0,65	0,32	1,34	0,42	0,33	1,06	0,66	—
CO <sub>2</sub>	1,21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,20
F	0,20	0,75	0,30	0,35	0,78	0,67	0,15	0,18	0,20	0,17	—
П.п.п.	2,60	7,40	7,50	5,88	7,40	14,22	6,00	10,41	13,60	12,10	—
Σ	99,67	100,65	100,0	99,65	100,29	100,19	100,10	99,65	99,61	99,72	100,23
CO <sub>2</sub>	—	3,63	3,40	1,5	3,9	10,1	1,65	7,5	9,68	9,35	—

Средние химические составы мончикитов Карело-Кольского региона  
(вес. %)

ОКИС- ЛЫ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	38,80	42,90	37,46	39,72	40,92	38,30	42,84	40,7	43,10	38,16	45,17
TiO <sub>2</sub>	2,38	2,26	1,43	2,02	0,97	3,79	2,26	2,6	2,07	2,73	1,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,01	10,40	11,94	11,35	8,46	12,08	9,70	10,0	14,68	11,58	14,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,03	5,43	4,85	5,44	7,42	4,05	6,82	6,3	3,85	5,56	5,10
FeO	5,98	5,76	6,16	5,97	4,98	6,70	6,41	6,5	5,60	5,50	5,05
MnO	0,18	0,20	0,22	0,20	0,10	0,15	0,11	—	0,20	0,16	0,35
MgO	8,09	8,77	6,15	7,69	9,92	7,78	10,93	9,6	7,95	10,24	6,26
CaO	12,99	11,66	12,32	12,29	14,96	13,94	14,40	13,8	10,07	13,90	11,06
Na <sub>2</sub> O	4,32	3,73	4,78	4,28	4,81	4,78	2,64	2,9	6,41	2,73	3,69
K <sub>2</sub> O	1,58	1,63	1,73	1,65	2,18	0,88	0,92	1,4	2,66	3,65	2,73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,67	1,72	0,94	—	0,20	0,29	0,4	1,23	0,67	0,51
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,10	1,00	3,11	1,40	0,78	2,38	0,25	—	0,21	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,41	—	0,37	0,26	0,08	0,11	2,87	0,5	—	—	3,40
П.п.п.	5,44	6,38	—	6,66	—	—	—	2,9	0,83	5,42	—
CO <sub>2</sub>	3,33*	3,18*	7,95	3,25	4,04	4,38	—	1,7	0,76	—	—
F	0,21	—	—	0,13	—	—	—	—	0,15	—	—
Σ	99,97	100,66	100,2	100,3	99,62	99,52	100,44	99,30	99,77	100,4	99,99

## Петрохимические характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>S</i>	47,4	50,5	47,5	48,3	45,3	—	—	—	49,4	45,5	53,7
<i>a</i>	11,9	10,4	14,0	12,1	10,8	—	—	—	17,4	10,4	12,3
<i>c</i>	2,2	1,5	1,7	1,7	2,1	—	—	—	0,8	2,5	3,9
<i>b</i>	38,5	37,6	36,8	37,9	41,8	—	—	—	32,4	41,6	30,1
<i>f'</i>	29,0	27,0	30,0	28,0	20,0	—	—	—	26,0	24,3	31,9
<i>m'</i>	36,0	39,0	31,0	35,0	28,0	—	—	—	40,0	41,3	35,5
<i>c'</i>	35,0	34,0	39,0	37,0	42,0	—	—	—	34,0	34,4	32,3
<i>n</i>	80,9	78,0	81,1	79,8	73,5	—	—	—	78,4	50,7	67,4
<i>t</i>	4,3	3,8	2,8	3,6	1,7	—	—	—	3,5	5,1	3,1
<i>φ</i>	13,5	12,3	12,0	12,6	9,2	—	—	—	9,7	11,4	14,7
<i>Q</i>	-31,2	-21,3	-34,7	-29,3	-33,1	—	—	—	-36,8	-32,1	-21,1
<i>a/c</i>	5,4	6,9	8,2	7,1	—	—	—	—	21,7	4,2	3,15

Мончикиты: 1 — Турьего мыса (ср. из 12 ан.); 2 — Кандалакские острова (ср. из 12 ан.); 3 — районы горы Небло (ср. из 6 ан.); 4 — Кандалакский пояс (ср. из 30 ан.); 5 — Ковдорский массив (Лапин, 1970); 6 — Турий мыс (Kranck, 1928); 7 — Турий мыс (Кухаренко и др., 1965); 8 — Турий мыс (Шинкарев, Иваников, 1973); 9 — Ловозерский и Хибинский массивы (ср. из 3 ан.); 10 — Маймеча-Котуйская провинция (Жабин, Сурина, 1970); 11 — по Р. Дэли.

\* CO<sub>2</sub> — входит в п.п.п.

## Средние химические составы меланефелинитов и нефелинитов Карело-Кольского региона (вес.%)

ОКСИДЫ	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	39,63	39,9	42,30	41,73	43,09	40,9	43,90	42,63	45,28
TiO <sub>2</sub>	2,60	2,4	1,40	4,03	1,03	2,0	1,26	1,43	0,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,46	11,9	11,00	7,69	19,15	17,0	14,25	16,80	17,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,81	6,4	6,30	7,00	3,73	4,1	6,70	4,84	5,44
FeO	6,09	6,0	4,61	8,48	2,51	3,9	3,55	3,32	2,44
MnO	0,21	—	0,18	0,20	0,39	—	0,21	0,20	0,19
MgO	7,76	7,1	6,36	9,37	1,55	2,6	3,19	2,45	3,44
CaO	13,46	14,4	12,62	13,53	6,92	9,7	8,58	8,40	8,13
Na <sub>2</sub> O	4,23	4,3	5,40	2,20	9,60	10,0	8,25	9,28	9,35
K <sub>2</sub> O	1,78	1,7	1,24	1,73	2,80	2,7	1,79	2,43	2,71
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,04	0,5	0,60	—	1,91	0,2	0,4	0,63	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,45	—	—	—	0,29	—	—	0,29	—
F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,44	0,4	0,76	0,47	0,36	0,4	1,23	0,66	0,65
F	0,26	—	—	—	0,32	—	0,18	0,17	—
П.п.п.	2,35	3,0	7,65	3,54	6,36	2,2	6,64	5,66	4,48
BaO	—	0,26	—	—	—	0,03	—	—	—
SrO	—	0,58	—	—	—	0,23	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	2,10 *	2,60 *	—	—	3,75 *	4,0	—	1,3	—
Σ	99,57	98,84	99,82	100,00	98,10	99,96	100,13	100,49	100,00

## Петрохимические характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>S</i>	47,1	47,4	49,9	45,6	54,2	51,0	53,3	52,8	53,2
<i>a</i>	11,7	12,0	13,8	6,5	27,5	24,4	20,0	24,0	23,5
<i>c</i>	1,8	2,0	0,6	1,3	0,1	3,0	1,7	1,4	1,7
<i>b</i>	39,4	38,6	35,7	46,6	18,2	21,6	25,0	21,8	21,6
<i>f'</i>	30,0	29,0	28,0	40,6	35,0	20,0	32,0	30,0	26,1
<i>m'</i>	33,0	31,0	30,0	30,5	16,0	22,0	22,0	20,0	27,3
<i>c'</i>	37,0	40,0	42,0	28,9	49,0	58,0	46,0	50,0	46,6
<i>n</i>	78,6	79,5	87,0	66,1	83,8	83,0	86,6	84,3	82,6
<i>t</i>	4,7	4,3	2,5	6,7	1,8	3,5	2,0	2,5	1,3
<i>φ</i>	14,8	14,1	15,1	11,6	18,2	2,0	17,1	13,3	14,2
<i>Q</i>	-31,1	-31,2	-28,4	-23,1	-47,4	-49,8	-35,1	-43,8	-42,3
<i>a/c</i>	6,5	6,0	23,0	5,0	—	—	—	—	—

\* CO<sub>2</sub> входит в п.п.п.

12 — меланефелинит, Турый мыс (ср. из 18 ан.); 13 — оливиновый меланефелинит, там же (ср. из 4 ан.; Шинкарев, Иванигов, 1973); 14 — меланефелинит, Канда-лакские о-ва; 15 — меланефелинит Маймеча-Котуйской провинции (Жабин, Сурина, 1970); 16 — нефелинит, Турый мыс (ср. из 2 ан.); 17 — нефелинит, там же (ср. из 4 ан.; Шинкарев, Иванигов, 1973); 18 — нефелинит Кандалакских островов (ср. из 4 ан.); 19 — нефелинит Кандалакского пояса (ср. из 16—18); 20 — нефелинит Маймеча-Котуйской провинции (Жабин, Сурина, 1973).

Химическая классификация главных типов дайковых пород  
Карело-Кольского региона (по А. Н. Заварицкому)

Типы пород	Ненасыщенные SiO <sub>2</sub> породы ( $Q < -15$ )			
	пересыщен- ные щело- чами ( $c=0$ или $c$ )	богатые щелочами $a/c > 7$	щелочные $7 > a/c > 2$	бедные щело- чами $a/c < 2$
Лейкократо- вые $b < 25$	Нефелиниты Жильные де- риваты пнт- рузивных массивов	—	—	—
Меланокра- товые $b =$ $= 25-35$ $b = 35-45$	Кальцитовые сиенит-пор- фиры Альениты Ковдора	Мончикиты нефе- лин-сиенитовых массивов Меланефелиниты Альениты	Мончикит сред- ний (по р. Дэ- ли) Мончикиты	— —
Голомелано- кратовые $b > 45$		Щелочные пикри- товые порфиры (средние для кар- бонатитовых мас- сивов)	Альенит сред- ний (по р. Дэ- ли)	Щелочные пи- критовые пор- фиры Слюдисто-кар- бонатные по- роды

А. Н. Заварицкого (фиг. 7.). Как видно из диаграммы, точки составов альенитов (пустые кружки), мончикитов (крестики) и меланефелинитов (черные кружки) не локализованы, а образуют общее широкое поле с координатами в пределах:  $b = 30 - 50$ ;  $a = 5 - 18$ ;  $c$  — от  $-5$  до  $+3$ . Подобный разброс точек является не только результатом гетероморфизма, характерного для лампрофи-  
ров, но и обусловлен рядом других факторов — как то: неравно-  
мерное развитие карбонатизации, региональные различия внутри  
типов пород, а в особенности, вероятно, имеющимися различиями  
в составах краевых и центральных частей дайковых тел. Б. А. Мальковым (1973) было показано, что центральные части  
даек мончикитов Турьего мыса значительно обогащены фемиче-  
скими компонентами. В то же время было выявлено существование  
и другой тенденции, связанной с процессами дифференциации  
внутри дайковых тел, в результате которой центральные части  
даек сложены относительно более лейкократовыми породами.  
В связи с этим для сопоставления типов лампрофировых пород по  
химизму обратимся к средним составам их для отдельных дайко-  
вых полей (табл. 6, 7).

*Мончикиты и меланефелиниты.* По классификации А. Н. Зава-  
рицкого средние составы мончикитов и меланефелинитов Турьего  
мыса очень близки и попадают в одну группу: это ненасыщен-  
ные кремнеземом щелочные меланократовые породы (табл. 8).

Меланефелиниты отличаются несколько более высокой щелочностью ( $a/c=6,5$ , по сравнению с  $a/c=5,4$  в мончикитах) и более меланократовые, чем мончикиты. Для мончикитов характерен также более магнезиальный характер цветных минералов.

Однако при использовании метода пересчета по А. Н. Завалицкому для лампрофиров необходимо подчеркнуть достаточно формальный характер параметров данного метода. Условность вычисленных таким путем петрохимических характеристик связана не только с тем фактом, что полевые шпаты в составе сравниваемых пород отсутствуют. Гораздо большие затруднения в интерпретации результатов пересчета и искажения первичных соотношений петрогенных элементов вызваны высоким содержанием карбонатов в лампрофирах и невозможностью количественного разграничения первичного и вторичного кальцита. Если сопоставлять породы по силикатной составляющей (за вычетом кальцита или  $\text{CO}_2$ ), то можно констатировать заметно большую кремнекислотность мончикитов по сравнению с меланефелинитами и альнеитами. Это различие вполне закономерно в связи с характерной для мончикитов тенденцией к повышению лейкократовости в центральных частях даек.

Необходимо отметить, что отдельные типы пород в разных дайковых полях Кандалакшского пояса несколько отличаются друг от друга. Так, средний тип мончикитов Кандалакшских островов отличается от мончикитов Турьего мыса несколько большей кремнекислотностью и более лейкократовым составом; еще более лейкократовыми являются мончикиты района горы Небло, которые характеризуются еще более высокими содержаниями алюмосиликатных компонентов ( $a=14$ ). Довольно резко отличаются и мончикиты из Ловозерского массива, которые по сравнению с мончикитами Кандалакшского пояса обеднены фемическими компонентами ( $b=32,5$ ) и обогащены алюмосиликатными ( $a=17,5$ ). Мончикит Ковдорского массива, наоборот, отличается более меланократовым составом и повышенной щелочностью.

*Альнеиты.* Альнеиты Турьего мыса (табл. 9, ан. 21) относятся к тому же классу ненасыщенных кремнекислотой пород, что и мончикиты и меланефелиниты, но отличаются щелочностью — это пересыщенные щелочами породы. Дефицит кремнезема в альнеитах тоже значительно больше, чем в мончикитах и меланефелинитах Турьего мыса ( $Q=-45,1$ ). Альнеиты, кроме того, характеризуются как более меланократовые породы ( $b=42,5$ ), приближающиеся по этой характеристике к голомеланократовым породам, в частности, к пикритовым порфиритам Кандалакшского пояса. Однако и в этом случае при оценке указанных характеристик следует иметь в виду высокое содержание кальцита в альнеитах — до 15% и выше.

Коротко рассмотрим петрохимические особенности других типов даек, ассоциирующих с щелочными лампрофирами.

Средние химические составы альенинтов Карело-Кольского региона  
(вес.%)

Окислы	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO <sub>2</sub>	35,74	37,0	36,24	37,03	36,50	32,00	38,00	32,31
TiO <sub>2</sub>	2,99	3,1	2,01	1,23	2,33	1,97	1,90	1,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,72	11,7	8,12	12,05	10,65	8,89	10,69	9,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,06	6,2	5,13	6,05	6,11	9,08	7,34	5,42
FeO	5,70	5,3	6,83	5,55	5,84	3,82	4,52	6,34
MnO	0,22	—	0,21	0,20	0,23	0,30	0,21	0,01
MgO	6,90	5,7	11,15	13,07	9,20	7,24	10,12	17,43
CaO	15,27	14,4	13,04	11,02	13,43	19,62	14,76	13,58
Na <sub>2</sub> O	5,05	5,0	2,69	4,06	4,20	4,18	5,83	1,42
K <sub>2</sub> O	2,33	2,3	2,06	0,15	1,71	3,05	2,60	2,70
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,31	} 0,3	0,86	1,00	0,57	1,96	—	7,50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,50				0,20	0,20	—	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,64	0,6	0,62	—	0,70	0,84	0,70	2,38
F	0,54	—	0,18	—	0,18	—	—	—
П.п.п.	5,00	3,9	10,52	2,47	5,47	—	3,33	—
Ba	—	0,35	—	—	—	—	—	—
SrO	—	0,42	—	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	(3,59)*	3,6	(7,04)	6,62	2,55	7,07	—	—
Σ	100,97	99,87	99,66	100,57	99,87	100,22	—	—

## Петрохимические характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>S</i>	42,3	46,3	44,1	43,7	44,2	39,0	42,7	37,2
<i>a</i>	14,5	14,8	9,1	9,3	12,0	12,1	13,6	7,0
<i>c</i>	0,7	0,7	1,0	3,6	1,3	1,8	2,2	2,7
<i>b</i>	42,5	38,2	45,8	43,4	42,5	47,1	41,5	53,1
<i>f</i>	27,0	27,0	25,0	25,0	26,0	22,0	19,4	19,6
<i>m'</i>	28,0	25,0	42,0	52,0	37,0	27,0	39,4	55,0
<i>c'</i>	45,0	48,0	33,0	23,0	37,0	51,0	41,2	25,5
<i>n</i>	77,2	78,2	67,0	98,0	79,0	62,3	73,4	44,2
<i>t</i>	6,1	5,9	4,0	2,4	4,4	4,3	3,7	3,2
<i>φ</i>	14,2	14,0	9,7	12,4	12,1	12,8	9,1	8,5
<i>Q</i>	-45,1	-37,0	-30,0	-31,2	-36,9	-48,0	-44,0	-42,3
<i>a/c</i>	—	—	9,1	2,5	9,2	—	—	2,6

\* CO<sub>2</sub> входит в п.п.п. 21 — Турий мыс (ср. из 17 ан.); 22 — Турий мыс («Мелилитит», ср. из 8 ан.; Шинкарев, Иваников, 1973); 23 — Кандалакшские острова (ср. из 4 ан.); 24 — о. Кишкин (Тараховский, 1960); 25 — Кандалакшский пояс (ср. из ан. 24—27); 26 — Ковдорский массив (Лапин, 1970); 27 — Маймечя-Котуйский район (Жабин, Сурина, 1970); 28 — по Р. Дэли.

Таблица 10

## Химические составы щелочных пикритовых порфиров и нефелинитов Кандалакшских островов и Турьего мыса (вес.%)

Оксиды	Щелочные пикритовые порфиры							Нефелиниты						
	I							II		III	IV			
	815	816	817	818	Д-8	Д-16	Д-18	445	443		806	808	913	807
SiO <sub>2</sub>	35,50	38,98	31,66	35,72	36,29	37,42	35,50	45,56	40,62	42,46	46,00	42,90	44,40	42,20
TiO <sub>2</sub>	2,90	2,00	2,25	2,05	2,27	1,85	1,60	0,84	1,22	1,27	1,20	1,30	1,55	1,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,80	6,20	8,41	7,86	6,20	8,50	8,00	20,50	17,80	16,29	15,80	14,90	10,90	15,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,60	7,33	6,04	6,70	2,85	7,01	6,52	2,92	4,55	6,73	6,94	6,42	6,61	6,73
FeO	7,10	5,20	8,19	6,72	6,00	4,80	5,34	2,20	2,82	4,88	3,25	3,59	4,33	3,02
MnO	0,22	0,19	0,24	0,17	0,19	0,21	0,21	0,28	0,51	0,14	0,24	0,21	0,19	0,23
MgO	15,80	16,64	10,52	13,86	12,30	11,81	14,12	1,00	2,10	4,15	2,73	2,72	4,00	3,34
CaO	12,80	14,72	16,45	14,23	12,44	15,70	17,67	5,15	8,70	8,23	6,45	9,49	11,17	7,21
Na <sub>2</sub> O	0,27	0,56	0,56	0,74	0,22	1,28	2,10	11,20	8,00	8,84	9,30	6,80	6,40	10,40
K <sub>2</sub> O	0,98	0,88	1,58	0,96	1,32	2,00	1,56	2,88	2,72	3,35	2,70	2,20	1,45	0,80
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	} 1,14	1,12	1,47	0,12	0,60	0,42	3,82	—	0,73	} 0,25	} 0,30	} 0,69	} —
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,36		0,12	0,60	0,42	0,22	0,36	0,47						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,60	0,29	0,72	0,53	0,48	0,48	0,40	0,18	0,53	0,57	1,06	1,14	1,14	1,60
F	0,20	—	—	—	—	—	—	0,34	0,29	0,12	—	—	—	0,18
П.п.п.	7,60	7,10	13,15	10,50	19,73	8,86	7,35	2,72	10,00	1,89	4,01	7,83	7,36	7,35
Σ	99,73	100,09	99,77	100,04	100,29	99,92	100,37	99,81	100,22	100,12	99,68	99,50	99,50	99,72

Примечание: — I — Кандалакшские острова; II — Турый мыс; III — Ковдорский массив (Ланин, 1970); IV — Кандалакшские острова.

Химические составы щелочных пикритовых порфиритов (вес.%)

Оксиды	33	34	35	36	37	38	39	40	41
SiO <sub>2</sub>	32,58	33,73	34,58	29,16	25,87	30,82	30,26	26,10	27,10
TiO <sub>2</sub>	2,00	2,24	5,09	4,10	2,13	2,45	2,10	3,05	3,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,41	3,85	5,80	4,16	7,57	4,74	4,88	2,50	3,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,42	17,27	10,68	2,02	6,01	6,56	15,65	6,69	7,62
FeO	5,96	0,98	7,37	17,68	6,19	5,30	2,45	6,25	6,06
MnO	0,20	0,11	0,27	0,38	0,20	0,11	0,20	0,28	0,31
MgO	21,61	11,27	19,50	13,29	13,58	21,38	19,70	21,86	19,03
CaO	10,51	20,85	12,28	19,63	14,86	16,65	15,40	14,19	14,99
Na <sub>2</sub> O	1,46	0,28	0,60	0,63	0,82	0,55	0,07	0,25	1,02
K <sub>2</sub> O	4,28	4,01	1,70	1,75	1,32	2,96	0,40	1,46	1,92
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,46	0,14	0,06	—	0,91	0,05	—	0,43	2,60
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,74	1,01	0,43	—	—	1,40	—	4,57	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,47	—	0,25	3,11	0,50	0,25	0,39	1,71	1,01
CO <sub>2</sub>	6,2	4,68	1,05	3,08	—	6,57	—	9,95	11,17
F	0,54	—	—	—	—	—	—	0,22	0,34
П.п.п.	0,70	—	—	—	10,61	—	8,90	—	—
Σ	99,58	99,82	100,26	98,99	—	99,83	100,40	99,51	100,20
-O=F <sub>2</sub>	0,23	—	—	—	—	—	—	0,09	—
Σ	99,31	—	—	—	100,47	—	—	99,42	—

33 — оливиновый пикритовый порфирит, Ковдор; 34 — биотит-пироксеновый пикритовый порфирит, Ковдор; 35 — оливиновый пикритовый порфирит, Vuoriaarvi; 36 — биотит-пироксеновый пикритовый порфирит, там же; 37 — щелочной пикритовый порфирит, Кандалакшские острова (ср. из 7 ан.); 38 — пикритовый порфирит, Восточноазиатский массив; 39 — пикритовый порфирит, Большая Тагна; 40 — пикритовый порфирит, Арбарастах; 41 — пикритовый порфирит, ассоциирующий с карбонатитовыми массивами (ср. из 40 ан.)

**Нефелиниты.** Это наиболее лейкократовые породы из всех типов дайковых пород (табл. 10) и по основным петрохимическим характеристикам близки к жилным дериватам щелочно-ультраосновных массивов — ийолит-порфирам и мельтейгит-порфирам. Это ненасыщенные SiO<sub>2</sub> и пересыщенные щелочами лейкократовые породы (класс 6, группа 20, по классификации А. Н. Заварицкого), которые представляют собой аналоги интрузивных уритов.

**Пикритовые порфириты.** Химические составы пикритовых порфиритов Кандалакшского пояса и других регионов приведены в таблицах 10, 11. Для этих пород характерна очень низкая кремнекислотность, низкое содержание глинозема (около 4%) и высокие содержания титана (2—5%), железа (в сумме до 19%), магния (до 22%), а также относительно большая роль калия в составе щелочей, причем абсолютные содержания калия также

высоко (до 4%). Пикритовые порфиры постоянно содержат значительное количество углекислоты (до 10%). Приведенные выше химические особенности находят отражение и в петрохимических характеристиках, причем отдельные вариации щелочности, присущие этим породам, отражают изменения в минералогическом составе пород, что отмечалось при петрографическом описании. По сравнению со средним пикритом (по Р. Дэли) изученные породы характеризуются значительно большей щелочностью и менее магнезиальным (более кальциевым) составом цветных компонентов. Пикритовые порфиры Кандалакшского пояса по сравнению со средним составом пикритовых порфиритов, ассоциирующими с карбонатитовыми массивами, отличаются большей кремнекислотностью и меньшей магнезиальностью.

*Силикатно-карбонатные породы.* Как видно из табл. 12, химический состав этих пород значительно варьирует, преимущественно за счет содержаний таких окислов как  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CaO}$ . Наиболее стабильно содержание  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ , а также —  $\text{K}_2\text{O}$ . По петрохимическим характеристикам слюдисто-карбонатные породы Кандалакшского пояса попадают в одну группу с щелочными пикритовыми порфиритами — это насыщенные  $\text{SiO}_2$ , бедные щелочами или щелочные голомеланократовые породы с очень высоким значением характеристики  $b$  (до 75). В отличие от щелочных пикритовых порфиритов Кандалакшских островов эти породы очень сильно недосыщены  $\text{SiO}_2$  ( $-Q$  до 70,3), а в составе их феррических минералов преобладающее значение имеет не магний, а кальций. Их сходство с пикритовыми порфиритами проявляется в близкой щелочности и существенно калиевом составе щелочей. Изученные слюдисто-карбонатные породы петрохимически сходны с дамкьернитами, описанными Ю. Л. Капустиным.

Кальцитовые тингуаит-порфиры по основным петрохимическим характеристикам близки к нефелинитам и относятся к одной и той же классификационной группе ненасыщенных  $\text{SiO}_2$  и пересыщенных щелочами пород. В отличие от нефелинитов имеют несколько более меланократовый характер. Существенным отличием является преимущественно кальциевый состав феррических компонентов породы, а также калиевый состав щелочей (см. табл. 12). По своему химизму эти породы резко отличаются от слюдисто-карбонатных пород.

Жильные дериваты щелочно-ультраосновных массивов (ильолит-порфиры, мельтейгит-порфиры, нефелиновые сиениты и пр.) по своим петрохимическим характеристикам резко отличаются от описанных выше щелочных лампрофировых пород (фиг. 8, табл. 13). Это, прежде всего, значительно более лейкократовые породы, со значительным содержанием алюмосиликатных минералов ( $a=29$ ) и значительно пересыщены щелочами. Как уже указывалось выше наиболее близки к этим породам нефелиниты (см. табл. 8).

## Химические составы силикатно-карбонатных дайковых пород (вес.%)

Оксиды	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55							
SiO <sub>2</sub>	42,88	40,60	44,85	41,74	42,77	31,26	13,35	20,80	21,80	30,61	31,42	27,96	29,16	29,79							
TiO <sub>2</sub>	0,82	1,40	0,74	1,11	0,99	1,15	0,74	1,60	1,16	1,48	3,15	2,42	4,15	2,8							
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,83	9,23	11,76	10,53	10,94	12,34	4,88	11,61	9,61	7,77	6,47	6,50	10,26	7,75							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,47	5,35	4,74	5,91	5,52	0,69	5,26	нет	1,98	5,80	5,33	5,11	6,38	5,65							
FeO	4,63	2,30	2,71	3,46	3,21	5,59	5,92	5,69	5,73	4,95	4,26	4,09	8,55	5,46							
MnO	0,32	0,25	0,20	0,28	0,26	0,23	0,30	0,35	0,29	0,14	0,19	0,11	0,14	0,14							
MgO	1,63	3,24	3,71	2,43	2,86	16,85	12,55	7,16	12,19	9,73	9,54	10,38	8,03	9,42							
CaO	11,88	18,30	13,30	15,09	14,49	18,38	25,65	25,58	23,10	19,63	18,70	19,54	16,34	18,55							
Na <sub>2</sub> O	6,73	4,90	6,67	5,81	6,10	1,00	0,47	2,38	1,38	1,41	0,83	0,70	0,83	0,96							
K <sub>2</sub> O	4,93	3,66	2,56	4,29	3,73	2,16	1,23	2,40	1,93	2,39	4,42	3,33	2,72	3,21							
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,01	—	} 7,68	0,50	} 2,56	1,61	1,14	1,65	1,47	} 1,54	} 1,18	} 1,06	} 2,27	} 1,51							
П.п.п.																					
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	—				0,1		2,01	0,16						1,54	1,24					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,88	1,27	1,08	1,07	1,08	0,44	3,54	1,31	1,76	1,46	2,51	2,18	1,00	1,84							
CO <sub>2</sub>	5,79	9,20	—	7,49	4,99	6,58	25,00	17,64	16,41	12,76	10,69	16,34	10,24	12,50							
F	—	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
-O=F <sub>2</sub>	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—							
Сумма	99,98	99,77	—	99,81	99,50	100,29	100,19	99,71	100,05	99,67	99,59	99,72	100,27	99,58							

Таблица 12 (окончание)

Окислы	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
Петрохимические характеристики по А. Н. Заварицкому														
<i>S</i>	53,4	50,2	53,3	51,7	52,3	35,0	19,4	30,1	29,4	—	—	—	—	39,5
<i>a</i>	17,0	13,0	16,4	15,1	15,5	5,0	3,4	10,4	6,5	—	—	—	—	7,4
<i>c</i>	6,6	4,0	2,7	5,4	4,2	5,4	2,3	4,2	4,1	—	—	—	—	1,9
<i>b</i>	23,0	32,8	27,6	27,8	28,0	54,6	74,9	55,3	60,0	—	—	—	—	51,2
<i>f'</i>	19,0	10,0	15,6	14,0	15,0	11,0	17,0	12,0	14,0	—	—	—	—	22,0
<i>m'</i>	13,0	18,0	23,6	16,0	18,0	50,0	35,0	26,0	39,0	—	—	—	—	34,0
<i>c'</i>	68,0	72,0	60,8	70,0	67,0	39,0	48,0	61,0	47,0	—	—	—	—	44,0
<i>n</i>	55,2	57,2	75,9	55,4	64,0	41,6	36,6	60,2	52,4	—	—	—	—	31,4
<i>t</i>	1,4	2,7	1,2	55,4	1,6	2,6	3,9	5,5	4,0	—	—	—	—	6,6
$\varphi$	—	2,6	5,1	0	2,3	9,6	7,4	0	3,1	—	—	—	—	10,3
<i>Q</i>	-33,8	-29,6	-28,9	-32,2	-39,6	-45,4	-70,3	-64,8	-58,3	—	—	—	—	-37,7
<i>a/c</i>	—	—	—	—	—	0,9	1,4	2,5	1,6	—	—	—	—	3,9

42 — кальцитовый тингуаит-порфир; 43 — кальцит-канкринитовый тингуаит-порфир, 42, 43 — Ковдорский массив (Лапин, 1970); 44 — средний кальцитовый шонкинит-порфир, Маймечя-Котуйский район (Жабин, Сурина, 1970); 45 — средний кальцитовый сиенит-порфир Ковдорского массива; 46 — кальцитовый сиенит-порфир (ср. из 42—44); 47 — слюдисто-карбонатная порода из дайки района г. Канда-лакши, обр. 845 (ИМГРЭ); 48 — слюдисто-карбонатная порода из дайки района горы Небло, обр. М-47 (ИМГРЭ); 49 — слюдисто-карбонатная порода района Контозера, обр. 182-К (ИМГРЭ); 50 — слюдисто-карбонатная порода (ср. из ан. № 47—49); 51—54 — Дамкьерниты по Ю. Л. Капустину (1974); 51 — Ковдорский массив; 52 — Вуориярви; 53 — Восточносаянский массив; 54 — комплекс Фен, 55 — среднее из ан. 51—54.

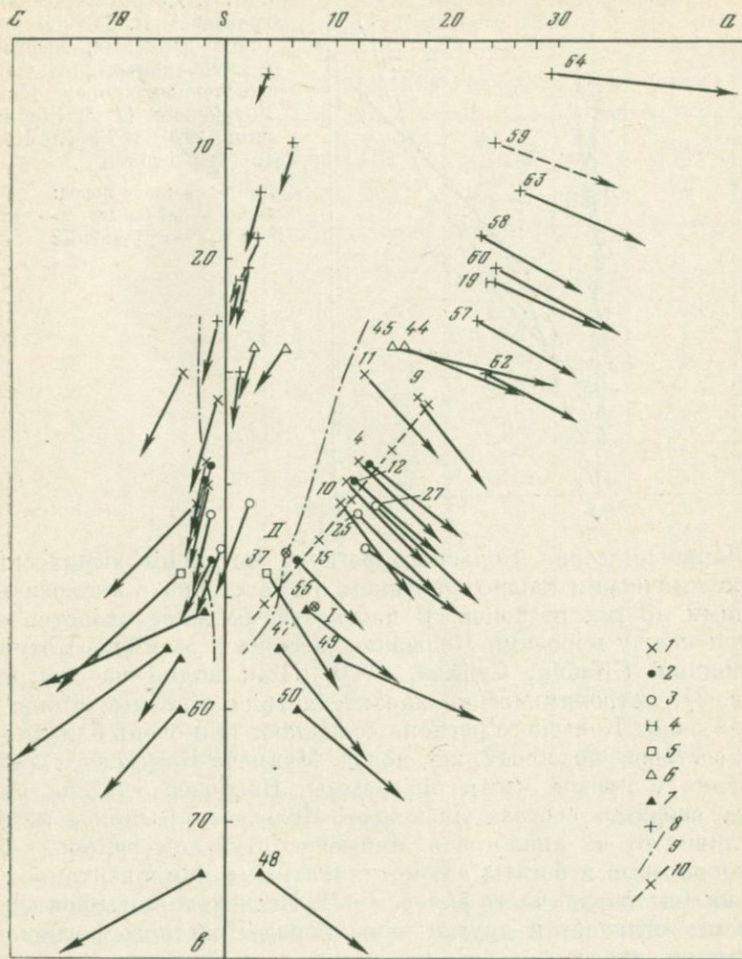
## Химический состав жильных дериватов ультраосновных щелочных массивов Кольского полуострова (вес.%)

Оксиды	Ковдорский массив					Турый мыс	Массив Вуориярви		
	56	57	58	59	60		61	62	63
SiO <sub>2</sub>	41,80	45,28	47,30	49,76	45,80	40,50	40,18	45,94	52,25
TiO <sub>2</sub>	2,50	0,56	1,36	0,46	0,75	2,13	0,13	1,96	0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,43	18,19	16,83	17,14	18,22	9,96	17,25	19,12	20,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,25	5,84	5,58	5,71	4,16	7,12	8,48	3,66	3,82
FeO	5,46	2,55	3,30	0,85	3,20	6,21	4,86	2,63	0,68
MnO	0,18	0,17	0,15	0,08	0,12	0,18	0,20	0,45	0,09
MgO	6,95	3,76	2,70	1,11	3,47	10,85	3,90	1,66	0,14
CaO	14,84	9,81	6,40	3,97	8,61	15,73	10,16	6,14	2,39
Na <sub>2</sub> O	5,60	8,64	8,75	11,74	10,21	4,10	9,74	10,49	10,05
K <sub>2</sub> O	2,80	2,80	4,25	3,54	2,71	1,62	2,00	3,88	6,18
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,25	0,33	0,10	0,56	0,13	0,25	0,60	0,23	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,60	0,76	1,92	2,45	0,80	—	—	1,82	1,75
CO <sub>2</sub>	0,10	0,26	0,84	2,83	0,43	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,00	1,12	0,83	0,15	1,18	0,33	1,30	0,29	0,05
BaO	—	—	0,12	0,06	—	—	—	—	—
SrO	—	—	—	0,11	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	0,75	1,20	—	—
S, SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	0,08	следы
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	1,41	1,69
Σ	99,76	100,10	100,33	100,42	99,79	99,73	100,44	99,80	100,10

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

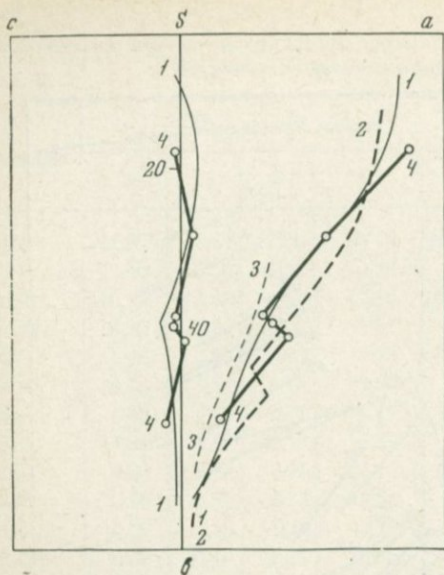
<i>S</i>	47,4	51,3	56,2	60,2	52,8	44,0	45,5	56,2	63,6
<i>a</i>	13,3	22,7	23,0	24,2	24,3	10,4	23,5	26,6	29,2
<i>c</i>	2,3	0,6	3,0	6,1	2,1	0,9	1,2	3,2	3,9
<i>b</i>	40,0	25,4	17,8	9,5	20,7	44,7	29,8	13,8	3,3
<i>f'</i>	23,0	29,0	29,0	Na' = 26,0	22,0	25,0	36,0	22,0	8,0
<i>m'</i>	30,0	25,0	26,0	20,0	28,0	38,0	22,0	21,0	6,0
<i>c'</i>	47,0	46,0	45,0	54,0	50,0	37,0	42,0	57,0	86,0
<i>n</i>	70,6	82,3	72,5	77,4	81,0	79,6	87,5	78,4	67,5
<i>t</i>	4,3	0,9	2,1	0,7	0,1	3,8	0,3	3,1	4,6
<i>φ</i>	20,4	19,3	10,4	—	6,6	12,4	20,4	0,5	0
<i>a/c</i>	—	37,8	—	—	—	11,5	—	—	—
<i>Q</i>	-37,1	-43,4	-36,6	-34,1	-45,0	-22,7	-57,2	-43,8	-35,1

56—60 по А. В. Лапину (1970); 61—64 по А. А. Кухаренко и др. (1965); 56 — ийолит; 57 — ийолит; 58 — нефелиновый сиенит; 59 — нефелин-канкринитовый сиенит; 60 — ийолит; 61 — оливиновый мельтейгит-порфир; 62 — ийолит-пегматит; 63 — ийолит-порфир; 64 — канкринитовый сиенит.



Фиг. 8. Петрохимическая диаграмма, по А. Н. Заварицкому, для средних составов дайковых щелочно-ультраосновных пород Карело-Кольского региона

1 — мончикиты; 2 — меланефелиниты; 3 — альнеиты; 4 — нефелиниты; 5 — пикритовые порфиры; 6 — кальцитовые сиенит-порфиры; 7 — слюдисто-карбонатные породы и дамкьерниты; 8 — жильные дериваты щелочно-ультраосновных интрузий; 9 — линия составов Ловозерской эффузивной свиты (Бородин и др., 1973); 10 — линия составов ультраосновных щелочных интрузий Кольского п-ва; I—II — средние составы (по А. А. Кухаренко и др., 1971): I — щелочно-ультраосновной формации Кольского п-ва, II — эффузивов Контозера



Фиг. 9. Петрохимическая диаграмма А. Н. Заварицкого для серий дайковых, эффузивных и интрузивных щелочно-ультраосновных пород Маймеча-Котуйского (1-3; Жабин, Сурина, 1970) и Карело-Кольского (4) регионов

Линия составов пород:  
1 и 4 — дайковых, 2 — интрузивных и 3 — эффузивных

Дайковая серия Кольского региона по своим химическим и петрохимическим характеристикам очень сходна с аналогичными сериями других регионов. В частности, большое сходство отмечается между породами Кольского региона и Маймеча-Котуйской провинции (Жабин, Сурина, 1970). Как видно из диаграммы (фиг. 9), петрохимические характеристики основных типов дайковых пород Кольского региона совпадают или очень близки к линии составов подобных же пород Маймеча-Котуйского района, особенно в правой части диаграммы. Наиболее удалена вправо точка среднего состава альенитов Кольского региона, которые, в отличие от их аналогов в Маймеча-Котуйском районе, — более лейкократовые и богаты алюмосиликатными компонентами и щелочами (см. левую часть диаграммы). Несколько повышенная щелочность отличает и другие типы пород Кольского региона. На указанной диаграмме хорошо видно промежуточное положение дайковой серии, линия составов которой располагается между эффузивной и интрузивной сериями Маймеча-Котуйского района.

На диаграмме (см. фиг. 8) показано соотношение средних составов дайковых пород Кольского региона и линий средних составов эффузивных и интрузивных серий того же района. Как видно из диаграммы, породы дайковой серии при одной и той же меланократовости характеризуются более высоким содержанием щелочных алюмосиликатов и соответственно удалены вправо в правой и левой части диаграммы по сравнению с линией составов пород Ловозерской эффузивной свиты.

Сопоставление конкретных пород дайковой и эффузивной серий Карело-Кольского региона (табл. 14) позволяет выявить сле-

Сопоставление петрохимических характеристик дайковых и эффузивных пород Кольского региона

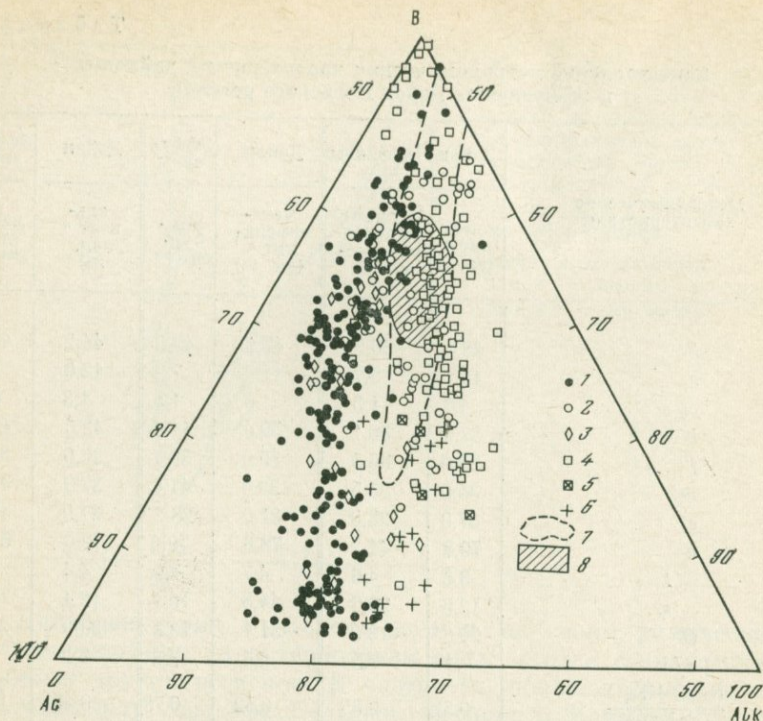
Петрохимические характеристики	Дайки	Эффузивы	Дайки	Эффузивы	Дайки	Эффузивы
	мончикит * (ан. 4)	базальт ** оливин-пироксеновый	меланефелинит * (ан. 12)	лимбургит **	альнеит * (ан. 25)	мелилитит **
<i>S</i>	48,3	50,9	47,1	49,0	44,2	45,9
<i>a</i>	12,1	9,7	11,7	7,9	12,0	5,3
<i>c</i>	1,7	1,3	1,8	1,5	1,3	4,6
<i>b</i>	37,9	38,1	39,4	41,6	42,5	44,2
<i>f'</i>	28,0	36,5	30,0	30,7	26,0	32,4
<i>m'</i>	35,0	35,5	33,0	41,1	37,0	37,2
<i>c'</i>	37,0	28,0	37,0	28,2	37,0	30,4
<i>n</i>	79,8	71,2	78,6	79,0	79,0	62,2
<i>t</i>	3,6	4,6	4,7	7,9	4,4	9,9
$\varphi$	12,6	20,6	14,8	10,1	12,1	21,5
<i>Q</i>	-29,3	-19,0	-31,1	-19,3	-36,9	-23,5
<i>a/c</i>	7,1	7,5	6,5	5,3	9,2	1,2
$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	0,52	0,55	0,52	0,78	0,55	0,26
$\frac{\text{TiO}_2}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100$	17,7	17,7	20,1	29,2	19,5	33,0
$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100$	58,5	66,4	62,5	60,5	56,8	62,3

\* Средний состав породы по Кандалакшскому поясу (табл. 6, 7, 9).

\*\* Эффузивы Ловозерской и Контозерской свит Кольского полуострова (Бородин, Гладких, 1974).

дующие их особенности. Во всех типах пород дайки оказываются в значительно большей степени недосыщены кремнекислотой и обогащены алюмосиликатными компонентами (*a*); в цветных минералах даек значительно большую роль играет кальций (*c'*), в то время как в эффузивных породах — железо и в особенности — магний; по щелочности (*a/c*) дайковые породы близки — как, например, мончикит и щелочной базальт или значительно богаче (альнеит) своих эффузивных аналогов. Как правило, для пород эффузивной серии характерна относительно большая роль трехвалентного железа и они богаче титаном. Наиболее близки по коэффициенту агпайтности, отношению титана к сумме железа и отношению железа и магния мончикиты и базальты Контозерской свиты.

Интрузивные породы щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова по сравнению с дайковыми породами обладают



**Фиг. 10.** Катионная диаграмма Ac—B—Alk для базальтоидных и щелочно-ультраосновных серий

1 — базальтоидные серии (базальты, трахиты, фоналиты); 2 — нефелиниты; 3 — щелочные габброиды (серия Кайзерштуля); 4 — щелочно-ультраосновные породы; 5 — жильные ийолиты и микрийолиты; 6 — нефелиновые сиениты; 7 — поле щелочно-ультраосновных дайковых пород Карело-Кольского региона; 8 — поле щелочных лампрофиров (меланефелинитов, мончикитов, альнеитов)

большей щелочностью и содержат больше щелочных алюмосиликатов, чем основные типы дайковых пород. Исключение представляют альнеиты, точки средних составов которых располагаются еще правее линии щелочно-ультраосновных интрузий.

На диаграмме Ac (Si, Al) — B (Ca, Mg, Fe) — Alc (K, Na) (фиг 10) показано (пунктирной линией) поле изученных дайковых пород среди составов эффузивных базальтоидных серий, щелочных габброидов и щелочно-ультраосновных интрузий. Так же как и по диаграмме А. Н. Заварицкого, дайковые породы занимают промежуточное положение между эффузивными и интрузивными сериями, причем по своей щелочности они все же ближе к интрузивным.

Аналогичные соотношения составов жильных, эффузивных и интрузивных пород щелочно-ультраосновного состава отмечались и для других провинций (Жабин, Сурина, 1970; Сурина, 1970). Так, на основе диаграммы глинозем — щелочи, показано, что со-

Средние содержания летучих компонентов в дайковых породах  
Кандалакшского пояса

Породы	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O+	П.п.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F
Мончикиты	4,24	2,65	—	0,7	0,21
	0,41—9,65	0,13—3,63		0,31—2,25	0,1—0,29
Меланефелиниты	2,16	1,9	—	0,44	0,26
	0,4—6,0	0,4—3,3		0,19—0,76	0,12—0,60
Пикритовые порфи- риты	—	—	10,61	0,5	0,20
	—	—	7,10—19,73	0,29—0,72	
Силикатно-карбонат- ные породы	16,4	1,47	—	1,76	—
	6,58—2,50	1,14—1,61		0,44—3,54	
Кальцитовые сиенит- порфиры	6,87	0,7	—	1,08	0,12
	4,99—9,2	0,5—1,0		0,88—1,27	
Нефелиниты	—	—	5,88	0,88	0,23
	—	—	1,89—10,0	0,18—1,60	
Жильные дериваты ультраосновных мас- сивов	1,08	1,5	—	0,69	—
	0,1—2,83	0,5—2,45		0,05—1,30	

Примечание. В числителе приведены средние содержания (в %) в знаменателе — пределы их колебаний. Составлена по данным табл. 3—5, 10, 12.

отношение этих компонентов в эффузивных породах близко к их соотношению в авгите, а в интрузивных породах — к соотношению в калиевом полевом шпате и нефелине (дайковые занимают положение ближе к интрузивным), что, возможно, объясняется различием в поведении щелочей. В эффузивном процессе удаление значительной части щелочей в виде легкорастворимых и летучих соединений (карбонатов, фторидов, хлоридов) способствует оставшемуся в избытке глинозему изоморфно входить в состав клинопироксенов, в то время как при интрузивном магматизме он в значительной мере связывается со щелочами в алюмосиликатах.

Высокие содержания летучих компонентов являются особенностью лампрофировых и всех связанных с ними дайковых пород.

Как можно видеть из табл. 15, минимальные содержания углекислоты и воды характерны для жильных дериватов щелочно-ультраосновных массивов. Все породы даек автономного плана по увеличению содержаний этих двух компонентов можно поставить в следующий ряд: меланефелиниты — нефелиниты — мончикиты — альеиты — кальцитовые сиенит-порфиры — пикритовые порфиры — силикатно-карбонатные породы. Наряду с увеличением общей суммы летучих (CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O) здесь закономерно увеличивается роль CO<sub>2</sub> и уменьшается роль H<sub>2</sub>O: отношение CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O изменяется от 0,7 в жильных дериватах и 1,1 в мелане-

Фелинитах до 1,6 и 1,66 в мончикитах и альнеитах и 9,8 и 11,2 в кальцитовых сиенит-порфирах и силикатно-карбонатных породах. Последние два типа пород оказываются и максимально обогащены фосфором (до 1,76). Как жильные породы с ранне магматическими вкрапленниками кальцита (кальцитовые сиенит-порфиры), так и силикатно-карбонатные породы, где карбонаты слагают основную массу, свидетельствуют о том, что остаточные расплавы могут содержать значительные количества углекислоты и в общем имеют состав щелочных силикатно-карбонатных расплавов. Образующиеся породы можно рассматривать как переходные к собственно карбонатным породам — карбонатит-порфирам, аналогам карбонатитов интрузивных серий. Возможность появления дайковых тел собственно карбонатитового состава недавно была убедительно показана А. Г. Жабиным на примере щелочного дайкового комплекса Маймеча-Котайской карбонатитовой провинции (Жабин, 1965) и А. В. Лапиным (1971) на примере дайковых пород Ковдора.

На основании полученных данных можно сопоставить изученные щелочные лампрофиры со средними составами щелочных лампрофировых пород, приведенных А. Н. Заварицким и Р. Дэли (табл. 16). По петрохимическим особенностям А. Н. Заварицкий выделяет в группе лампрофировых дайковых пород шесть основных типов (I—VI), причем, как следует из таблицы, наиболее четко выделенные группы лампрофиров подразделяются по степени насыщенности кремнекислотой (характеристика  $Q$ ), согласно которой малхитовые и диоритовые типы попадают в класс насыщенных кремнеземом пород, минетто-вогезитовые являются слегка недосыщенными кремнеземом породами, а камптониты, мончикиты и альнеиты — классы ненасыщенных кремнеземом пород. В той же последовательности увеличивается и меланократовость пород (характеристики  $b$  соответственно 16, 21—26 и 29—53). Большинство групп близко по содержанию алюмосиликатных компонентов ( $a$  и  $c$ ) и, соответственно, щелочности ( $a/c$ ), однако при этом нельзя не учитывать, что в зависимости от степени недосыщенности пород кремнеземом, содержание характеристик  $a$  и  $c$  будет меняться. Очевидно, что если для насыщенных кремнеземом пород они будут отражать содержание полевых шпатов, то в ненасыщенных породах им соответствуют фельдшпатоиды и цеолиты. В составе цветных минералов всех групп лампрофировых пород преобладает магний; для более кислых типов железо преобладает над кальцием, для щелочных — наоборот увеличивается роль кальция. Величина натровой характеристики меняется в различных типах незакономерно от 44 до 83. Щелочные типы лампрофиров существенно обогащены титаном.

Лампрофиры Карело-Кольского региона по своим петрохимическим характеристикам соответствуют двум последним (V и VI) группам лампрофиров — мончикитам и альнеитам, уклоняясь от средних типов в сторону большей щелочности и более низкой

Петрохимическая характеристика типов лампрофировых пород

Породы	a	c	b	S	a/c	Q	f'	m'	c'	n	t	φ
I Малхитовые	13	5	16	66	2,6	+1	—	—	—	—	—	—
Малхит (Трёгер, 1935)	10,4	7,0	15,6	67,0	1,5	+7,2	48,0	44,8	7,2	81,1	—	—
II Диоритовые	12	5	21	62	2,4	-5	—	—	—	—	—	—
Керсантит, средний (Дэли, 1933)	11,4	5,0	22,2	61,4	2,3	-5	38,6	50,8	11,0	62,5	1,5	13,5
Спессартит (Дэли, 1933)	10,8	4,2	23,8	61,2	2,5	-3,4	35,2	46,9	17,9	70,0	1,7	12,5
Одинит (Зандкюлер, 1916)	13,3	5,4	26,3	55,0	2,4	-22	32,0	44,7	23,3	83,2	—	—
III Минетта-вогезитовые	13	3	25	59	4,3	-11	—	—	—	—	—	—
Минетта (Дэли, 1933)	12,5	3,4	26,6	57,5	3,8	-13,4	29,0	53,0	18,0	45,1	1,8	10,8
Вогезит (Р. Дэли)	11,1	4,3	25,1	59,5	2,6	-7,5	31,1	57,9	11,0	63,4	0,8	12,3
IV Камптониты	11	6	29	54	1,9	-20	—	—	—	—	—	—
Камптонит (Р. Дэли)	10,5	6,4	29,3	53,8	1,7	19,8	45,2	34,3	20,5	73,2	6,7	17,2
V Мончикиты	12	4	32	52	3,0	-24	—	—	—	—	—	—
Мончикит (Р. Дэли)	12,3	3,9	30,1	53,7	3,2	-21,1	31,9	35,8	32,3	67,4	3,1	14,7
VI Альнеит-польцевитовые	6	3	53	38	2,0	-39	—	—	—	—	—	—
Альнеит (Р. Дэли)	7,0	2,7	53,1	37,2	2,6	-42,3	19,7	54,9	25,4	44,2	3,2	8,5
Лампрофиры Кандалакшского пояса												
Мончикиты	11,0	1,6	39,8	47,6	6,9	-28,4	26,0	37,0	37,0	80,8	4,1	10,6
Меланефелиниты	12,5	1,4	38,0	48,1	8,9	-30,2	29,0	31,0	40,0	82,0	3,7	14,7
Альнеиты	12,0	1,3	42,5	44,2	9,2	-36,9	26,0	37,0	37,0	79,0	4,4	12,1
Мончикиты Ловозерского массива	17,4	0,8	32,4	49,4	21,7	-36,8	26,0	40,0	34,0	78,4	3,5	9,7

Примечание. I—VI — типы лампрофиров, по А. Н. Заварицкому.

кремнекислотности. В них еще более четко проявилась тенденция обогащения цветных компонентов кальцием при примерно равной роли магния и подчиненной роли железа. Мончикиты, ассоциирующие в Карело-Кольском регионе с нефелинситовыми массивами, отличаются от среднего мончикита р. Дэли и от мончикитов, ассоциирующих с щелочно-ультраосновными массивами высоким значением щелочной алюмосиликатной характеристики ( $a$ ) и значительно более высокой щелочностью.

Кратко изложим те выводы, которые можно сделать, исходя из приведенного петрохимического материала.

Мончикиты и меланефелиниты, выделенные на основе петрографического состава как самостоятельные породы, близки по валовому химическому составу и могут быть объединены в один тип пород. По средним составам меланефелиниты являются породами несколько более меланократовыми с незначительно более высокой щелочностью, однако обе породы принадлежат к одной и той же группе по классификации А. Н. Заварицкого.

Все три основных типа лампрофировых пород — мончикиты, меланефелиниты и альеиты — очень близки по содержанию и соотношению фемических окислов — Mg, Ca, Fe, Ti, отношению K/Na и ряду петрохимических характеристик —  $b$ ,  $a$ ,  $S$ . Все же альеиты, в целом, представляют более обособленный тип породы. Для них характерны более низкая кремнекислотность, высокая щелочность и несколько более меланократовый характер, обогащенность цветных компонентов кальцием и т. д. Характер химизма эндоконтактных и центральных частей даек альеитов также отличается от двух других типов пород.

Для всех трех групп пород обнаруживаются значительные колебания составов как в пределах одного дайкового поля, так и всего Кандалакшского пояса. Эти колебания проявляются преимущественно в изменении степени меланократовости пород (изменение характеристик  $b$  и  $a$ ), т. е. в различных соотношениях цветных минералов и лейкократового мезостаза.

Щелочные пикритовые порфириты и слюдисто-карбонатные породы, с одной стороны, и нефелиниты и кальцитовые тингуаит-порфиры — с другой, по своим петрохимическим особенностям стоят в одном ряду с основными типами лампрофиров. Первые две породы — пикритовые порфириты и слюдисто-карбонатные породы (близкие к дамкьернитам) — обогащены магнием и обеднены кремнекислотой и щелочами, и располагаются в основании всего ряда дайковых пород. Наоборот, нефелиниты и кальцитовые тингуаит-порфиры обогащены Si, Al, щелочами и являются лейкократовыми представителями этого ряда. Составы двух этих пар близки, но не полностью идентичны, отличаясь главным образом соотношением углекислоты и кремнезема, что не позволяет считать их гетероморфными аналогами.

Жильные дериваты щелочно-ультраосновных интрузий значительно отличаются своими петрохимическими особенностями от

описанных типов пород — это породы более лейкократовые с гораздо более высокой щелочностью. Они близки к щелочным интрузивным породам типа ийолита-мельтейгита.

Изученная серия даек щелочно-ультраосновного состава как в целом, так и по химизму отдельных типов близка к аналогичным сериям других регионов развития щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (в частности, в Маймеча-Котуйском районе), отличаюсь несколько более высокой щелочностью ( $a/c$ ) пород.

По сравнению с эффузивными сериями Ловозерского и Контозерского массива изучения дайковая серия Кандалакшского пояса имеет большую щелочность и меньшую кремнекислотность входящих в ее состав пород. Дайковые породы не имеют полных химических аналогов среди эффузивных пород соответствующего типа даже в пределах одного региона. Примером могут служить альнеиты и меллититы Карело-Кольского региона, отличающиеся рядом основных петрохимических характеристик. Напротив, от интрузивных серий щелочно-ультраосновного состава того же района большинство типов пород (исключение составляют альнеиты) отличается меньшей щелочностью и более высоким содержанием титана. Промежуточное положение между составами эффузивных серий щелочно-базальтоидного состава и щелочно-ультраосновными породами занимает поле изученных дайковых пород и на общей петрохимической диаграмме  $Ac - B - Alc$ , где приведены составы пород из различных частей земного шара.

Основные типы лампрофировых пород — мончикиты, меланефелиниты и альнеиты, входящие в состав щелочно-ультраосновной дайковой серии Кольского региона — по своим петрохимическим характеристикам полностью отвечают составам мончикитов и альнеитов, которые приводятся А. Н. Заварицким. Характерным отличием изученных пород от средних типов является их повышенная щелочность.

В ряду лампрофировых пород различных ассоциаций, мончикиты и альнеиты, ассоциирующие обычно с комплексными щелочно-ультраосновными массивами, а также образующие автономные дайковые поля в регионах развития таких массивов, представляют собой наиболее меланократовые и щелочные типы лампрофировых пород. В отличие от них мончикиты, ассоциирующие с нефелинсиенитовыми магматическими породами (Ловозерский массив), имеют более лейкократовый состав (лейкомончикиты).

## РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ДАЙКАХ

Геохимическая общность различных фаций щелочно-ультраосновных пород — интрузивных, эффузивных, дайковых, характеризующихся специфическим набором редких элементов (Nb, Zr, TR, Sr и др.) — выявлена для ряда щелочных провинций, в том числе для Маймеча-Котуйской и Карело-Кольской (Жабин, Сури-

на, 1970; Бородин, Гладких, 1973 и др.). Однако при изучении Карело-Кольской провинции основное внимание уделялось интрузивным сериям, в то время как по дайковым комплексам имеющиеся данные (Капустин, 1974; Шинкарев, Иваников, 1973 и др.) далеко не полны, что не позволяет провести достаточно обоснованные геохимические сопоставления.

В настоящей работе приведены данные<sup>1</sup> по содержанию редких элементов (Nb, Ta, Zr, TR, Sr, Ba, Li, Rb, Sc, V, Cr, Ni, Co, Pb, Mo и Zn) в щелочно-ультраосновных дайках Кандалакшского пояса (табл. 17—19).

*Тантал и ниобий.* Распределение ниобия в различных типах пород Кандалакшского пояса даек неравномерно и увеличивается в лейкократовых (нефелиниты) разностях по сравнению с породами группы щелочных лампрофиров (табл. 20). В последних наиболее богаты ниобием альнеиты; мончикиты и меланефелиниты, в среднем, близки по содержанию этого элемента, хотя мончикиты отдельных участков обогащены очень неравномерно (от 0,0058% в районе горы Небло до 0,0103 на Турьем мысу). Среднее содержание тантала в породах меняется не существенно, в пределах 0,0009%—0,0007%, а отношение Nb/Ta для большинства щелочных лампрофиров близко к 10, увеличиваясь до 18 и более в пикритовых порфиритах, нефелинитах и силикатно-карбонатных породах.

В породах лампрофировой группы не выявляется четкой тенденции увеличения содержания ниобия в зависимости от щелочности пород, что характерно для дифференцированных щелочных оливин-базальтовых и базальтоидных эффузивных серий (фиг. 11), и точки, отвечающие определенным типам дайковых пород не образуют обособленных полей. Разброс точек связан с неравномерным распределением ниобия как в отдельных участках, так и в пределах конкретных дайковых тел. Краевые и центральные части даек могут отличаться, более чем втрое по содержанию ниобия, причем это не всегда сопровождается соответствующим изменением щелочности, а иногда и наоборот последней. Из табл. 21 видно, что в меланефелинитах Турьего мыса эндоконтакт обеднен ниобием вдвое по сравнению с центральной частью дайки, причем щелочность в эндоконтакте даже несколько выше. В мончикитах Кандалакшских островов отмечается обратная картина; при этом ядро дайки с меньшим содержанием ниобия характеризуется также более высокой щелочностью. В альнеитах более четко проявлена положительная связь увеличения содержания ниобия с ростом щелочности либо в центральных, либо

<sup>1</sup> Анализ редких элементов проведен в аналитических лабораториях ИМГРЭ следующими методами: Ta, TR, Zr, Nb — химическим (незначительная часть определений Nb и Zr выполнена количественным спектральным методом); Sr, Ba, Sc, Be, Cr, Ni, Co, V, Zn, Rb, Mo — количественным спектральным; Li, Rb — методом фотометрии пламени.

## Содержание редких элементов в мончикитах Кандалакского пояса (%)

Эле- менты	Турий мыс										
	378	385	412	415	441	389	386	378	379	416	417
Nb	—	—	0,0077	0,0054	—	0,0140	0,0119	0,0133	0,0105	0,0091	0,0091
Ta	—	—	0,0007	0,0007	—	—	—	—	—	—	—
Zr	0,0260	—	0,0260	0,0240	0,0250	0,0330	0,0290	0,0160	0,0280	0,0260	0,0260
ΣTR	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0560	—	—
Sr	—	0,316	—	—	—	0,490	0,430	0,280	0,240	0,570	0,260
Ba	—	—	—	—	—	0,140	0,080	0,090	0,060	0,780	0,090
Li	0,0012	0,0034	0,0049	0,0020	0,0029	—	—	—	—	—	—
Rb	0,0040	0,0060	0,0040	0,0030	0,0040	—	—	—	—	—	—
Sc	—	0,0033	—	0,0054	—	0,0009	0,0056	0,0007	0,0025	0,0024	0,0034
V	0,017	0,019	0,022	0,016	0,017	0,025	0,028	0,031	0,025	0,036	0,036
Cr	0,025	0,0095	0,0060	0,0320	—	—	—	—	0,0290	0,0150	0,0400
Ni	0,0125	0,0085	0,0057	0,0075	0,0170	0,0018	0,0022	0,0033	0,0150	0,0076	0,0130
Co	—	—	—	—	—	0,0041	0,0053	0,0057	0,0056	0,0060	0,0070
Pb	—	—	—	—	—	0,0018	0,0018	0,0017	0,0017	0,0015	0,0007
Mo	—	—	—	—	—	0,0002	0,0001	0,0002	0,0001	0,0001	0,0001
Zn	—	—	—	—	—	0,016	0,015	0,015	0,014	0,015	0,013

Таблица 17 (окончание)

Элементы	Кандалакшские острова											Район горы Небло		
	822	823	830	831	832	839	840	828	829	833	834	М-44	М-45	М-58
Nb	0,0091	0,0112	0,0112	0,0049	0,0035	0,0035	0,0035	0,0098	0,0105	0,0126	0,0140	0,0056	0,0049	0,0070
Ta	—	—	—	—	—	—	—	0,0005	0,0006	0,0002	0,0007	0,0005	0,0006	0,0008
Zr	0,0150	0,0320	0,0220	0,0240	0,0150	0,0160	0,0140	0,0360	0,0340	0,0340	0,0440	0,0080	0,0070	0,0072
ΣTR	—	—	—	0,0410	0,0390	—	—	0,0590	—	—	0,0560	0,0266	—	0,0439
Sr	0,320	0,150	0,180	0,200	0,160	0,190	0,100	0,052	0,108	0,070	0,124	0,106	0,119	0,140
Ba	0,220	0,050	0,140	0,110	0,180	0,190	0,070	—	—	—	—	0,300	0,010	0,060
Li	—	—	—	—	—	—	—	0,0069	0,0059	0,0080	0,0056	0,0037	0,0027	0,0026
Rb	—	—	—	—	—	—	—	0,0050	0,0060	0,0050	0,0050	0,0006	0,0002	0,0003
Sc	0,0013	0,0022	0,0023	0,0020	0,0012	0,0013	0,0012	0,0026	0,0028	0,0030	0,0019	0,0017	0,0017	0,0017
V	0,029	0,024	0,025	0,021	0,033	0,031	0,026	0,027	0,025	0,021	0,025	0,021	0,020	0,016
Cr	0,0045	0,0590	0,0260	0,0200	0,0013	0,0019	0,0010	0,060	0,085	0,075	0,055	0,0005	0,013	0,013
Ni	0,0069	0,0330	0,0120	0,0100	0,0047	0,0560	0,0032	0,0200	0,0230	0,0270	0,0190	0,0060	0,0030	0,0080
Co	0,0049	0,0092	0,0048	0,0077	0,0067	0,0740	0,0064	0,0060	0,0055	0,0050	0,0050	0,0100	0,0100	0,0090
Pb	0,0016	0,0011	0,0029	0,0030	0,0043	0,0010	0,0025	—	—	—	—	0,0018	0,0020	0,0020
Mo	0,0002	0,0003	0,0006	0,0001	0,0001	0,0002	0,0001	—	—	—	—	—	—	—
Zn	0,014	0,017	0,012	0,018	0,010	0,011	0,009	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Прочерк (—) в этой и последующих таблицах означает, что элемент не определяется.

Содержание редких элементов в дайках Кандалакшского пояса (%)

Элементы	Щелочные пикритовые порфириды (Кандалакшские острова)							Меланефелиниты Турьего мыса					
	Д-8	Д-18	Д-16	816	817	818	815	390	391	393	401	404	410
Nb	0,0252	0,0084	0,0147	0,0084	0,0220	0,0170	0,0119	0,0084	0,0069	—	0,0077	0,0051	0,0038
Ta	0,0011	0,0006	0,0008	0,0005	0,0012	0,0011	—	0,0009	0,0008	—	0,0009	0,0007	0,0005
Zr	0,030	0,012	0,030	0,017	0,030	0,030	0,029	0,034	0,032	—	0,032	0,024	0,016
ΣTR	—	—	—	0,0318	—	0,0568	—	—	—	—	0,0378	—	—
Sr	0,032	0,212	0,136	0,090	0,082	0,079	0,140	—	—	0,186	—	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—	0,050	—	—	—	—	—	—
Li	0,0086	0,0029	0,0059	0,0059	0,0080	0,0098	—	0,0013	0,0010	0,0018	0,0050	0,0018	0,0010
Rb	0,0066	0,0050	0,0080	0,0050	0,0060	0,0050	—	0,0030	0,0040	0,0063	0,0040	0,0020	0,0030
Sc	0,0170	0,0023	0,0026	0,0046	0,0035	0,0035	—	—	—	0,0046	—	—	—
V	0,0180	0,0105	—	0,0150	0,0220	0,0170	0,0280	0,0190	0,0210	0,0205	0,0230	0,0170	0,0140
Cr	0,0500	0,0380	—	0,0830	0,0480	0,0430	0,0380	0,0027	0,0021	н.о.	0,0180	0,0310	0,0550
Ni	0,0230	0,0280	—	0,0620	0,0200	0,0240	0,0270	0,0058	0,0060	0,0085	0,0075	0,0108	0,0270
Co	0,0055	0,0055	—	0,0080	0,0066	0,0060	0,0071	—	—	—	—	—	—
Pb	—	—	—	—	—	—	0,0017	—	—	—	—	—	—
Mo	—	—	—	—	—	—	0,0001	—	—	—	—	—	—
Zn	—	—	—	—	—	—	0,0160	—	—	—	—	—	—

Элементы	Меланефелиниты Турьего мыса												
	424	425	429	430	433	436	448	450	273	397	431	437	449
Nb	—	—	0,0077	0,0098	0,0077	0,0048	0,0048	0,0084	—	0,0098	0,0182	0,0098	0,0119
Ta	—	—	0,0010	0,0010	0,0011	0,0006	0,0007	0,0006	—	—	—	—	—
Zr	0,023	0,028	0,031	0,030	0,034	0,024	0,029	0,028	—	0,045	0,039	0,030	0,028
ΣTR	0,0103	—	—	0,0267	—	—	0,0335	—	—	—	0,0480	—	0,0270
Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,240	0,780	0,500	0,640
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,100	0,800	0,680	0,130
Li	0,0022	0,0040	0,0025	0,0030	0,0026	0,0032	0,0220	0,0068	0,0023	—	—	—	—
Rb	0,0050	0,0110	0,0030	0,0040	0,0040	0,0020	0,0040	0,0100	0,0050	—	—	—	—
Sc	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0029	0,0019	0,0005	0,0057
V	0,0200	0,0185	0,0190	0,0210	0,0180	0,0185	0,0200	0,0750	0,0200	0,0170	0,0190	0,0220	0,0360
Cr	0,0048	0,0095	0,0180	0,0130	0,0100	0,0320	0,0880	0,0180	0,0150	—	0,0150	0,0200	0,0130
Ni	0,0060	0,0055	0,0085	0,0078	0,0058	0,0130	0,0046	0,0058	0,0070	0,0075	0,0067	0,0130	0,0068
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0074	0,0043	0,0056	0,0062
Pb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0011	0,0017	0,0016	0,0016
Mo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0002	0,0004	0,0024	0,0001
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0150	0,0150	0,0150	0,0150

Содержание редких элементов в дайках Кандалакшского пояса (%)

Элементы	Альнейты											
	Турый мыс											
	362	363	366	370	374	374/2	374/3	364	367	451	452	453
Nb	0,0140	0,0105	—	0,0051	0,0119	0,0105	0,0064	0,0175	0,0140	0,0091	0,0196	0,0217
Ta	0,0014	0,0010	—	0,0006	0,0010	0,0011	0,0007	—	—	—	—	—
Zr	0,066	0,046	—	0,024	0,065	0,040	0,028	0,051	0,033	0,048	0,035	0,056
ΣTr	0,0378	—	—	0,0094	—	—	—	0,0460	—	—	—	—
Sr	—	—	0,195	—	—	—	—	0,480	0,380	0,780	0,940	0,540
Ba	—	—	—	—	—	—	—	0,310	0,230	0,920	0,290	0,350
Li	0,0023	0,0017	0,0015	0,0019	0,0017	0,0012	0,0010	—	—	—	—	—
Rb	0,005	0,008	0,008	0,018	0,008	0,004	0,005	—	—	—	—	—
Sc	—	—	0,0018	—	—	—	—	0,0021	0,0013	0,0039	0,0006	0,0017
V	0,0230	0,0230	0,0210	0,0135	0,0260	0,0195	0,0160	0,0320	0,0420	0,0320	0,0450	0,0510
Cr	He обн.	He обн.	0,0025	0,0045	He обн.	He обн.	He обн.	—	0,0008	—	—	—
Ni	0,0050	0,0050	0,0070	0,0070	0,0048	0,0048	0,0063	0,0015	0,0036	0,0015	0,0020	0,0009
Co	—	—	—	—	—	—	—	0,0046	0,0058	0,0044	0,0053	0,0044
Pb	—	—	—	—	—	—	—	0,0016	0,0017	0,0016	0,0016	0,0036
Mo	—	—	—	—	—	—	—	0,0002	0,0002	0,0006	0,0001	0,0002
Zn	—	—	—	—	—	—	—	0,017	0,014	0,017	0,016	0,011

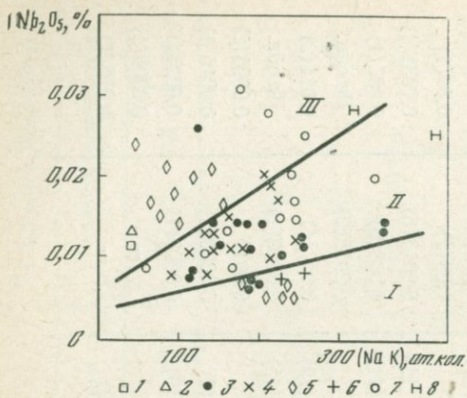
Таблица 19 (окончание)

Эле- менты	Альеннты							Нефелиниты		Силикатно-карбонатные породы		
	Турий мыс			Кандалакшские острова				443	445	845	812	М-47
	376	409	446	811	812	836	837					
Nb	—	—	—	0,0049	0,0147	0,0084	0,0063	0,0196	0,0168	—	—	0,0091
Ta	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0009	—	—	0,0011
Zr	—	—	—	0,020	0,014	0,017	0,035	0,041	0,056	—	—	0,032
ΣTR	—	—	—	—	—	0,0280	0,0440	—	—	0,0610	—	0,0748
Sr	0,235	0,308	0,151	0,260	0,200	0,240	0,170	0,800	—	0,114	0,106	0,217
Ba	—	—	—	0,280	0,220	0,170	0,050	0,300	—	—	—	0,030
Li	0,0018	0,0028	0,0041	—	—	—	0,0034	—	0,0031	0,0013	0,0016	0,0012
Rb	0,005	0,007	0,010	—	—	—	—	—	0,007	0,005	0,009	0,005
Sc	0,0021	0,0019	0,0018	0,0025	—	0,0023	0,0037	Не обн.	—	—	0,0048	0,0029
V	0,0220	0,0220	0,0020	0,0400	0,0220	0,0230	0,0210	0,0210	0,0070	—	—	0,0170
Cr	Не обн.	0,0050	Не обн.	0,0120	0,0200	0,0600	0,0640	—	Не обн.	—	—	0,0300
Ni	0,0070	0,0052	0,0030	0,0074	0,0160	0,0150	0,0150	0,0005	То же	—	—	0,0010
Co	—	—	—	0,0061	0,0069	0,0100	0,0090	0,0016	—	—	—	0,0080
Pb	—	—	—	0,0013	0,0025	0,0020	0,0043	0,0027	—	—	—	0,0023
Mo	—	—	—	0,0001	0,0001	0,0002	0,0003	0,0006	—	—	—	—
Zn	—	—	—	0,012	0,012	0,011	0,015	0,016	—	—	—	—

## Средние содержания редких элементов в дайках Кандалакшского пояса

	Пикритовые порфириды	Меланефелиниты	Мончикиты			Альнейты	Силикатно-карбонатные породы	Нефелиниты
			Турый мыс	Кандалакшские острова	гора Небло			
Nb	0,0154 (7) *	0,0081 (17)	0,0103 (7)	0,0085 (11)	0,0058 (3)	0,0116 (15)	0,0082 (12)	0,0182 (2)
Ta	0,00086 (6)	0,0008 (11)	0,0007 (2)	0,0009 (4)	0,0007 (3)	0,00096 (6)	0,0001 (1)	0,0009 (1)
Zr	0,0254 (7)	0,0300 (17)	0,0259 (10)	0,0260 (11)	0,0074 (3)	0,0385 (15)	0,032 (1)	0,048 (2)
ΣTR	0,0443 (2)	0,0271 (4)	0,0392 (4)	0,0447 (4)	0,0352 (2)	0,0330 (5)	0,0679 (2)	0,050 (1)
Sr	0,110 (7)	0,481 (5)	0,369 (7)	0,150 (11)	0,121 (3)	0,375 (13)	0,145 (3)	0,80 (1)
Ba	0,05 (1)	0,615 (4)	0,20 (6)	0,137 (7)	0,120 (3)	0,31 (9)	0,03 (1)	0,30 (1)
Li	0,0068 (6)	0,0027 (15)	0,0028 (5)	0,0048 (4)	0,0030 (3)	0,0021 (11)	0,0013 (3)	0,0031 (1)
Rb	0,0044 (6)	0,0050 (15)	0,0042 (5)	0,0040 (4)	0,004 (3)	0,0070 (11)	0,008 (3)	0,007 (1)
Sc	0,0056 (6)	0,0031 (7)	0,0030 (8)	0,0026 (4)	0,0017 (3)	0,0021	0,0038 (2)	Не обн.
V	0,0184 (6)	0,0283 (19)	0,0247 (11)	0,0261 (11)	0,019 (3)	0,0264 (19)	0,017 (1)	0,014 (2)
Cr	0,050 (6)	0,0159 (18)	0,0223 (7)	0,0353 (11)	0,0081 (3)	0,0112 (15)	0,0300 (1)	Не обн.
Ni	0,024 (6)	0,0086 (19)	0,0084 (11)	0,0173 (11)	0,0040 (3)	0,0061	0,0010	0,0005 (2)
Co	0,0065 (6)	0,0059 (4)	0,0056 (6)	0,0062 (11)	0,0096 (3)	0,0063 (9)	0,0080 (1)	0,0016 (1)
Pb	0,0017 (1)	0,0013 (6)	0,0015 (6)	0,0024 (7)	0,0019 (3)	0,0022 (9)	0,0023 (1)	0,0027 (1)
Mo	0,0001 (1)	0,0006 (6)	0,0001	0,0002 (7)	—	0,0002	—	0,0006 (1)
Zn	0,016 (1)	0,015 (4)	0,014 (6)	0,011 (7)	—	0,014 (9)	—	0,016 (1)

\* Цифры в скобках указывают число анализированных проб.



Фиг. 11. Диаграмма зависимости  $Nb_2O_5 - (Na+K)$  в дайковых породах Карело-Кольской провинции

- 1 — пикритовые порфириды;
- 2 — силикатно-карбонатные породы;
- 3 — меланефелиниты;
- 4, 5, 6 — мончикиты;
- 7 — альеиты;
- 8 — нефелиниты;

Поля:

- I — толситовых серий,
- II — щелочных оливин-базальтовых серий континентов;
- III — щелочных бесполовошпатовых базальтоидов

в эндоконтактных частях даек. Закономерной связи между содержанием ниобия и карбонатов (по содержанию  $CO_2$ ) не наблюдается. Максимальные содержания этого элемента в дайках приурочены к двум крайним типам пород — к наиболее лейкократовым дифференциатам — нефелинитам, с одной стороны, и к пикритовым порфиридам — с другой. Таким образом, эти данные указывают на сложный характер распределения ниобия, обусловленного, вероятно, различными факторами концентрации в зависимости от условий выплавления лампрофировых магм (глубинности магмаобразования, степени окисления и др.).

В целом концентрация ниобия в дайковых породах Кандалакшского пояса сопоставима с концентрацией этого элемента в эффузивных оливин-базальтовых и щелочно-ультраосновных сериях (см. фиг. 11). Средние содержания ниобия в меланефелинитах, мончикитах и альеитах, соответственно, очень близки содержанию этого элемента в щелочных базальтах (0,0078%) и мелилититах (0,0117%) контозерской эффузивной свиты (Бордин, Гладких, 1973). Щелочные пикритовые порфириды значительно богаче ниобием, чем соответствующие породы контозерской свиты (0,0075% Nb). По содержанию ниобия щелочно-ультраосновные дайки Кандалакшского пояса также вполне сопоставимы с аналогичными дайками Маймеча-Котуйской провинции (Жабин, Сурина, 1970).

Интрузивные породы щелочно-ультраосновной формации восточной части Балтийского щита (Кухаренко и др., 1973) значительно богаче ниобием —  $(Nb, Ta)_2O_5 = 0,045\%$ , чем изученные дайковые породы.

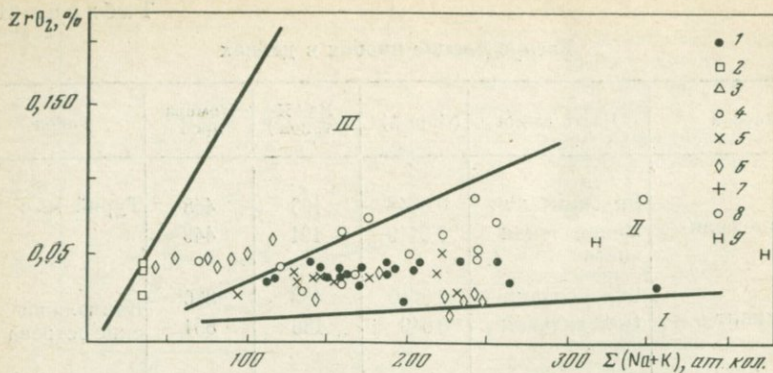
**Цирконий.** Средние содержания циркония в щелочно-ультраосновных дайках колеблются в нешироких пределах — от 0,0236 до 0,0480%; при этом основные типы лампрофировых пород близки по содержанию этого элемента, которое несколько увеличивается в ряду мончикит — меланефелинит — альеит — нефели-

Распределение ниобия в дайках

Порода	Часть дайки	Nb (в %)	Na+K (ат. кол.)	Номера проб	Район
Меланефели- нит	Эндоконтакт	0,0048	193	448	Турий мыс
	Центральная часть	0,0119	191	449	
Мончикит	Эндоконтакт	0,0119	153	830	Кандалакш- ские острова
	Центральная часть	0,049	186	831	
Альеит	Эндоконтакт	0,0140	349	362	Турий мыс
	Центральная часть	0,0105	224	363	
Альеит	Эндоконтакт	0,0091	160	451	То же
	Центральная часть	0,0196	204	452	

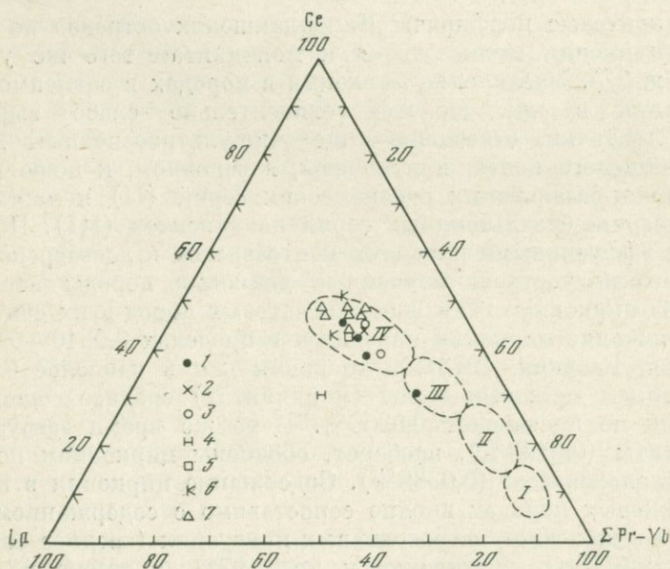
нит. Пикритовые порфиры Кандалакшских островов по содержанию циркония очень близки к мончикитам того же участка (см. табл. 22). Увеличение циркония в породах в зависимости от содержания в них щелочей относительно слабо выражено (фиг. 12); точки, отвечающие щелочно-ультраосновным дайкам Кандалакшского пояса, приурочены, в основном, к полю щелочных оливин-базальтовых океанических серий (II) и частично к полю щелочно-базальтоидных серий континентов (III). По сравнению с эффузивными породами контозерской и ловозерской свит Кольского полуострова изученные дайковые породы несколько обеднены цирконием. Так, для базальтовых пород этих свит среднее содержание циркония находится в пределах 0,0310—0,0460% (Бородин, Гладких, 1973), в то время как в наиболее близких к ним типах дайковых пород (мончикитах) среднее содержание циркония не превышает 0,0250%. В то же время эффузивные мелилититы (0,0133%), наоборот, обеднены цирконием по сравнению с альеитами (0,0385%). Содержание циркония в изученных дайковых породах вполне сопоставимо с содержанием этого элемента в щелочно-ультраосновных интрузиях (среднее содержание 0,045%  $ZrO_2$ , Кухаренко и др., 1971), а также в дайках сходного состава Маймеча-Котуйской провинции (Жабин, Сурина, 1970).

*Редкоземельные элементы.* Средние содержания суммы редких земель в основных типах дайковых пород варьируют в пределах 0,0270—0,0450%, увеличиваясь в силикатно-карбонатных породах до 0,0679%. Четкой связи между содержанием  $\Sigma TR$  и суммой щелочей для изученных пород не устанавливается, хотя



Фиг. 12. Диаграмма зависимости  $ZrO_2 - (Na + K)$  в дайковых породах Карело-Кольской провинции

1 — меланефелиты; 2 — пикритовые порфиры; 3 — кальцитовые сиенит-порфиры; 4, 8 — альнеиты; 5, 6, 7 — мончикиты; 9 — нефелиниты



Фиг. 13. Диаграмма составов редких земель в щелочно-ультраосновных дайках Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской провинций

1—4 — дайки Кандалакшского пояса: 1 — меланефелит, 2 — мончикит, 3 — альнеит, 4 — нефелинит; 5 — средний пикритовый порфирит; 6 — кимберлиты; 7 — дайки Маймеча-Котуйской провинций (Жабин, Сурина, 1970)

Поля составов: I — ультраосновных пород, II—III — толеитовых серий океанов и континентов, IV — щелочных базальтов и базальтоидов континентов

по отдельным телам прослеживается некоторая тенденция увеличения содержания TR с уменьшением суммы щелочей. В дайках альеита (ан. 362—364) и меланефелинита (ан. 430—431) центральные части даек, обедненные щелочами, обогащены редкоземельными элементами по сравнению с краевыми частями даек; в мончикитах (ан. 830—831) некоторое увеличение  $\Sigma TR$  отмечается в обедненных щелочами эндоконтактах (см. табл. 17—19). Можно предположить, что редкоземельные элементы ассоциируют с карбонатными минералами, что, в целом, подтверждается высокими содержаниями суммы TR в силикатно-карбонатных породах (см. табл. 20). Однако четкой зависимости между содержаниями  $\Sigma TR$  и  $CO_2$  как для отдельных жильных тел, так и для всей совокупности пород проследить не удастся. Кроме того, необходимо отметить тот факт, что в наиболее лейкократовых дайковых породах — нефелинитах — содержание суммы TR относительно высоко, хотя нефелиниты при этом имеют более лантановый состав редких земель (фиг. 13).

Таким образом, распределение в дайковых породах редкоземельных элементов, также как и ниобия, достаточно сложно и обусловлено, вероятно, различиями в условиях генерации лампрофировых магм.

По составу редкоземельных элементов (табл. 22) все анализируемые типы лампрофиров — меланефелиниты, альеиты и мончикиты — очень близки (фиг. 13) и располагаются в поле (III) континентальных щелочных оливиновых базальтов и щелочных базальтоидов. Пикритовые порфириты близки по среднему составу редкоземельных элементов к щелочным лампрофиром, а различные типы кимберлитов имеют более цериевый состав.

В отличие от составов редких земель щелочно-ультраосновных даек Маймеча-Котуйской провинции, изученные дайки Кандакшского пояса характеризуются несколько более иттриевым составом редких земель, хотя по сумме TR те и другие очень близки. В отличие от дайковых пород, интрузивные породы щелочно-ультраосновной формации (Кухаренко и др., 1971), богаче редкоземельными элементами:  $(Y, TR)_2O_3 = 0,183\%$ .

*Стронций и барий.* Содержания этих элементов в щелочно-ультраосновных дайках очень высоки и значительно превышают средние содержания Sr и Ba в эффузивных базальтовых сериях. Так, согласно Л. Н. Овчинникову, Л. С. Бородину и В. В. Ляховичу (1970), в щелочных оливиновых базальтах континентов содержание Sr и Ba находится в пределах 0,036—0,066 и 0,06—0,20%, соответственно. В изученных породах содержится в среднем 0,11—0,48% Sr и 0,05—0,61% Ba, что значительно ближе к содержаниям этих элементов в интрузивных породах щелочно-ультраосновной формации — 0,153 SrO и 0,095 BaO (Кухаренко и др., 1971). Соответственно и отношение Sr/Ba в дайках Кандакшского пояса находится в пределах 0,8—4,8 (табл. 23), что близко к отношению этих элементов в интрузивных породах сход-

Состав редких земель в дайках Кандалакшского пояса  
(в % к сумме  $TR_2O_3$ ) \*

№ проб	Название породы	$\Sigma TR_2O_3$ , %	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	V	Dy	Ho	Er	Yb
401	Меланефелинит	0,044	22,1	42,6	4,3	15,6	2,8	2,4	5,9	1,3	—	1,6	1,4
424	»	0,012	21,7	35,9	8,8	19,4	2,6	2,4	4,9	0,5	—	1,8	2,2
430	»	0,031	21,1	40,0	4,5	15,5	3,4	3,8	4,5	2,1	—	2,9	2,1
378	Мончикит	0,041	19,8	42,1	4,9	19,2	3,0	3,0	3,6	0,7	0,3	2,1	1,5
362	Альеит	0,044	18,8	42,4	4,6	17,5	3,3	2,5	4,4	2,3	—	1,4	2,8
370	»	0,011	18,2	36,2	4,3	18,9	4,2	5,9	7,2	5,1	—	—	—
445	Нефелинит	0,042	31,5	29,0	6,2	16,6	2,7	2,2	6,7	1,5	—	1,7	2,0

\* Расшифровки состава  $TR_2O_3$  выполнены рентгеноспектральным методом в лаборатории ИМГРЭ.

Таблица 23

Индикаторные отношения весовых количеств редких и петрогенных элементов в дайках Кандалакшского пояса

Отношения элементов	Пикритовые порфириты	Силикатно-карбонатные породы	Мончикиты по участкам *			Меланефелиниты	Альеиты	Нефелиниты
			1	2	3			
Nb/Ta	18	82	9	14	8	10	12	20
K/Rb	246	145	330	310	350	290	280	360
Li·100/Mg	0,05	0,008	0,055	0,035	0,049	0,03	0,03	0,2
Nb·100/Ti	1,2	1,1	0,65	0,7	0,68	0,5	0,65	3,0
Sr/Ba	2,2	4,8	1,1	1,8	1,0	0,8	1,2	2,7
Ti/V	65	41	50	57	45	55	68	43
Cr/V	2,7	1,7	1,35	0,90	0,45	0,56	0,42	—
Cr/Ti	0,04	0,04	0,027	0,016	0,01	0,01	0,006	—
Ni/Co	3,7	1,2	2,8	1,5	0,4	1,45	1,0	0,3
	1	8	2	6	3	4	5	7

\* 1 — Кандалакшских островов, 2 — Турьего мыса, 3 — района горы Небло.

ного состава (1,5). Приведенные значения отношения Sr/Ba существенно отличаются от более низких значений отношения этих элементов в эффузивных сериях — так для эффузивов Маймеча-Котуйской провинции последние составляют всего 0,18—0,25 («Формации позднепалеозойского — раннемезозойского этапа», 1974).

Распределение Sr и Ba в различных дайковых породах неравномерное. Максимально обогащены стронцием нефелиниты и меланефелиниты, причем последние характеризуются минимальным значением  $Sr/Ba=0,78$ . Максимальное накопление стронция по отношению к барию ( $Sr/Ba=4,8$ ) характерно для силикатно-карбонатных пород, абсолютное содержание бария в которых минимально для всего ряда дайковых пород (0,03% Ba).

*Литий.* Содержание лития в дайковых породах находится в среднем в пределах 0,0013—0,0068%. Максимально обогащены литием пикритовые порфириды, богатые в свою очередь магнием. Однако связь Li с магнием можно проследить только для ряда силикатных пород — пикритовые порфириды — мончикиты — меланефелиниты — альеиты, где отношение  $Li \cdot 100/Mg$  очень близко и находится в пределах 0,03—0,05. Силикатно-карбонатные породы отличаются низким содержанием лития, хотя содержание магния в них максимально ( $Li \cdot 100/Mg=0,008$ ). Содержание лития в дайках Кандалакшского пояса близко (альеиты) или несколько выше (мончикиты, щелочные пикритовые порфириды), чем в эффузивных аналогах Контозерской свиты, где содержания лития колеблются в пределах 0,0010—0,0040%.

*Рубидий.* Содержание рубидия в дайках варьирует в узких пределах 0,004—0,008%. Наиболее высокие содержания этого элемента характерны для альеитов, нефелинитов и силикатно-карбонатных пород. Отношение K/Rb в альеитах при этом близко к значению этого отношения в других лампрофировых породах (246—360) и связано с закономерным изменением содержания этих элементов. В отличие от этого, силикатно-карбонатные породы характеризуются более низким отношением K/Rb и, соответственно, обогащены рубидием. Кроме силикатно-карбонатных пород, минимальное значение K/Rb отношения отмечается в пикритовых порфиридах. В эффузивных породах Контозерской свиты значения K/Rb находятся в пределах 54—415, т. е. варьируют в большей мере, чем в жильных породах. Сопоставление этого отношения в отдельных типах показывает, что оливиновые базальты имеют более высокие значения K/Rb (385—415), чем мончикиты и меланефелиниты (290—350), а мелилититы — более низкие (125—210), чем альеиты (280); эффузивные пикритовые порфириды также в среднем ниже по K/Rb отношению, чем жильные аналоги (см. табл. 22). По абсолютному значению содержания рубидия дайки Кандалакшского пояса и Маймеча-Котуйской провинции вполне сопоставимы (Жабин, Сурина, 1971).

*Скандий.* По имеющимся данным (см. табл. 20), средние содержания скандия максимальны в дайках пикритовых порфиридов (0,0056) и минимальны в нефелинитах, что согласуется с характером распределения этого элемента в дифференцированных щелочных базальтовых сериях. По абсолютным содержаниям, однако, дайковые породы несколько богаче скандием, чем эффузивные аналоги (0,0004—0,0036%, Бородин, Гладких, 1974). Содер-

жания скандия в дайковых породах Кандалакшского пояса превышают средние содержания этого элемента в интрузивных породах щелочно-ультраосновой формации Карело-Кольского региона.

*Ванадий.* Все типы щелочных лампрофиров содержат примерно одинаковые количества ванадия, в среднем от 0,0225% — в мончикитах до 0,0283% — в меланефелинитах; в пикритовых порфиритах, карбонатных породах и нефелинитах содержание ванадия снижается до 0,0184—0,0140%. Строгой закономерности между содержанием V и суммой щелочей в породах лампрофирового ряда не обнаруживается, хотя в целом и проявляется общая тенденция увеличения ванадия в породах с более высокой щелочностью в ряду мончикит — меланефелинит — альеит. Сопоставляя эти породы по содержанию ванадия со сходными типами эффузивных пород контозерской свиты, можно отметить, что мончикиты в среднем близки по содержанию этого элемента к щелочным базальтам, в то время как альеиты и пикритовые порфириты обеднены ванадием по сравнению с их эффузивными аналогами.

Показательно отношение  $Ti/V$  в дайковых породах, которое находится в пределах 41—65, отвечает значению этого отношения в породах щелочно-габброидной формации Кольского полуострова, и отличается от аналогичного отношения в щелочно-ультраосновых породах того же региона (Лалин, 1975).

*Хром.* Наиболее высокие и постоянные содержания хрома в дайках Кандалакшского пояса отмечаются для пикритовых порфиритов, авгититов и лимбургитов (около 0,05%). Далее его содержания уменьшаются в ряду мончикит — меланефелинит — альеит — силикатно-карбонатные породы — нефелиниты. Из этого ряда наиболее богаты хромом мончикиты Кандалакшских островов, а обеднены — мончикиты горы Небло. Распределение хрома в породах, в целом, связано обратной корреляционной зависимостью с содержанием суммы щелочей (диаграмма не приводится). В пределах отдельных дайковых тел, в особенности в мончикитах, можно отметить значительные колебания содержания хрома в контактах и центральных частях даек. Так, в мончикитовой дайке на Кандалакшских островах эндоконтактные части на порядок более богаты хромом, чем центральные части даек (от 0,059—0,0045%); в дайке мончикитов (М—44, М—45) района горы Небло — тот же порядок цифр, хотя обогащена хромом центральная часть. Несколько меньше различия в содержании хрома в альеитах, в меланефелинитах разброс значений также небольшой, причем более богаты хромом центральные части даек. Отношение  $Cr/V$  (табл. 23) для дайковых пород колеблется от 0,4 до 3, что характерно для пород щелочно-ультраосновых интрузий Кольского региона (Лалин, 1975). По значению  $Cr/V$  и  $Cr/Ti$  отношений, которые, как правило, уменьшаются от ранних дифференциатов к поздним, изученные породы

можно поставить в следующий последовательный ряд: пикритовые порфириды — силикатно-карбонатные породы — мончикиты Кандалакшских островов — мончикиты Турьего мыса — меланефелиниты — мончикиты горы Небло — альнеиты.

Средние содержания хрома в дайковых породах несколько ниже содержаний этого элемента в эффузивах Контозерской и Ловозерской свит. Особенно это отличие проявляется для пикритовых порфиритов, в меньшей мере — для альнеитов (по сравнению с мелилититами); мончикиты и щелочные базальты наиболее близки по содержанию хрома.

*Никель, кобальт.* Содержания этих элементов распределены в дайковых породах не столь закономерно и изменяются в иной последовательности, чем хром. Так, максимально обогащены никелем мончикиты, в особенности мончикиты Кандалакшских островов; затем содержание этого элемента уменьшается в ряду альнеиты — мончикиты горы Небло — пикритовые порфириды — силикатно-карбонатные породы — нефелиниты. Максимальные содержания кобальта отмечаются в мончикитах горы Небло и в силикатно-карбонатных породах того же участка; в остальных породах они близки (0,0056—0,0065%) и заметно уменьшаются только в нефелинитах (0,001).

Содержания никеля в изученных породах находятся в тех же пределах, что и в эффузивных породах Контозерской свиты; исключением являются пикритовые порфириды, которые вдвое беднее никелем, чем их эффузивные аналоги.

Средние содержания никеля (0,0350% NiO) и кобальта (0,0120% CoO) в интрузивных породах щелочно-ультраосновной формации значительно выше, чем содержания соответствующих элементов в дайках этого региона (Кухаренко и др., 1971). Отношение Ni/Co в дайковых породах значительно варьирует (0,3—3,7). Щелочные лампрофиры по величине этого отношения стоят ближе к щелочно-габброидной формации (Ni/Co = 0,9), в то время как пикритовые порфириды и мончикиты Кандалакшских островов — к щелочно-ультраосновной формации Карело-Кольского региона (Ni/Co = 2,9) (Кухаренко и др., 1971).

Содержания в дайковых породах Pb, Mo и Zn приведены в таблице и довольно постоянны для всех типов дайковых пород.

Таким образом, можно наметить следующие основные особенности распределения редких элементов в щелочно-ультраосновных дайках Кандалакшского пояса.

По содержанию литофильных редких элементов (Nb, Ta, Zr, TR, Li, Rb) дайковые породы Кандалакшского пояса близки к своим эффузивным аналогам из Контозерской и Ловозерской свит того же региона. При этом можно отметить незначительное обеднение дайковых пород цирконием, в отдельных разностях — ниобием, и обогащение стронцием и барием, а в отдельных разностях — редкоземельными элементами. Составы последних отвечают составам редких земель в щелочных оливиновых ба-

зальтах и щелочных базальтоидах континентальных эффузивных серий.

Распределение в дайках Nb и Zr, а также TR не связано четкой закономерностью со щелочностью (Na+K) этих пород, что отличает их от дифференцированных базальтовых серий.

Содержание литофильных элементов в интрузивных породах щелочно-ультраосновной формации для большинства элементов выше, чем в дайках того же региона. Дайковые породы сходны с интрузивными породами по содержанию стронция и бария.

Содержания некоторых сидерофильных элементов в дайках (Cr, V) более или менее закономерно связаны с изменением щелочности пород. Так, прослежена обратная зависимость содержаний Cr—(Na+K) для всех дайковых пород и V—(Na+K) для пород лампрофировой группы.

Изученные дайки по сравнению с эффузивными аналогами Контозерской свиты оказываются обеднены хромом, обогащены скандием и содержат примерно одинаковые количества ванадия и никеля.

По сравнению с дайковыми породами в интрузиях щелочно-ультраосновной формации того же региона содержится значительно больше никеля и кобальта и несколько меньше — скандия.

По ряду геохимических индикаторных отношений (Ni/Co, Cr/Ti, Nb/Ta, Sr/Ba, Cr/V) изученные дайковые породы стоят значительно ближе к интрузивным породам щелочно-ультраосновной формации, чем к эффузивным сериям сходного состава. Особенно показательны в этом отношении значения Sr/Ba и Ni/Co.

Распределение редких элементов в различных участках Кандалакшского пояса неравномерно. При сопоставлении одного и того же петрографического типа породы — мончикитов — оказывается, что на Турьем мысу эти породы наиболее обогащены ниобием, стронцием и барием, в то время как мончикиты Кандалакшских островов относительно обогащены хромом, никелем и редкоземельными элементами. Наиболее бедны всеми перечисленными выше элементами (за исключением кобальта) мончикиты района горы Небло.

В связи с неодинаковой представительностью опробования отдельных типов лампрофиров и недостаточным числом проб для полноценной статистической обработки аналитические данные позволяют лишь качественно оценить геохимическую специфику лампрофиров. Тем не менее по их характерным геохимическим особенностям — уровню концентрации сидерофильной и литофильной групп элементов, а также индикаторным отношениям Cr/V и Ni/Co можно вполне определенно наметить две основные группы лампрофиров. В первую группу попадают меланефелиниты и альеиты, а также и мончикиты Турьего мыса, отличающиеся пониженным содержанием хрома и никеля, а также пониженной величиной указанных выше индикаторных отноше-

ний. Ко второй группе можно отнести пикритовые порфиры и относительно кремнекислые мончикиты Кандалакшских островов при пониженном или примерно равном содержании в них литофильных элементов по сравнению с лампрофирами первой группы. В первой группе пород наибольшим содержанием стронция, а также наиболее высокой величиной лантан-неодимового отношения характеризуются нефелиниты, что позволяет рассматривать их как фацию максимальной щелочности. Мончикиты горы Небло, а также карбонатно-силикатные породы не входят в намеченные выше группы, занимая промежуточное положение или приближаясь к основной группе лампрофиров. Эти особенности распределения элементов-примесей не позволяют считать лампрофиры последовательными дифференциатами какой-то общей исходной магмы и заставляют допускать для них иные способы генерации.

КИМБЕРЛИТЫ  
И ПИКРИТОВЫЕ ПОРФИРИТЫ

Одним из принципиальных аспектов петрологии карбонатитов и кимберлитов является проблема взаимоотношений между кимберлитами и щелочно-ультраосновными породами платформенных интрузий центрального типа. Эта проблема, в последние годы неоднократно обсуждавшаяся в литературе, включает широкий круг вопросов, касающихся как возможных областей питания и геолого-тектонических условий развития кимберлитового и щелочно-ультраосновного магматизма, так и непосредственного сравнения вещественного состава рассматриваемых пород и их исходных магм (Кухаренко и др., 1965; Wyllie, 1967; Францессон, 1968; Ковальский и др., 1969; Сарсадских, Благулькина, 1969 и др.). Из приведенных работ следует, что кимберлиты и щелочно-ультраосновные комплексы близки не только по условиям размещения и общим петрохимическим параметрам, их сходство, кроме того, подчеркивается и такими специфическими минералого-геохимическими особенностями, как обогащение тех и других литофильными редкими элементами и присутствие характерных аксессуарных редкометалльных минералов — неровскита, бадделейта, пирохлора и др.

Проблема взаимоотношения кимберлитового и щелочно-ультраосновного магматизма имеет и еще одну весьма существенную сторону, которой нередко отводится главенствующая роль при обосновании прямой генетической связи кимберлитов с карбонатитами. Это — почти повсеместное присутствие в щелочно-ультраосновных комплексах в тесной ассоциации с карбонатитами жильных и взрывчатых ультраосновных пород, которые по составу и структуре чрезвычайно близки, а по мнению ряда известных исследователей карбонатитов и кимберлитов, полностью тождественны кимберлитам (Eckermann, 1948, 1950; Dawson, 1964; Sæther, 1957; Garson, 1962; Davidson, 1964; Wyllie, 1967).

Эта сторона проблемы наиболее последовательно отражена в материалах симпозиума «Карбонатиты, кимберлиты и их минералы», организованного Международной минералогической ассоциацией в 1964 г. в Нью Дели.

За последнее время в отечественной литературе также появился ряд публикаций, касающихся этого вопроса (Сарсадских, Бла-

гулькина, 1969; Каминский, 1969; Фролов, Багдасаров, Нечаева, 1970 и др.). Однако, несмотря на внимание, уделяемое проблеме взаимоотношения кимберлитов и карбонатитов, по-прежнему отсутствует общее понимание по многим принципиальным аспектам этой проблемы. Недостаточно разработан в том числе и вопрос о соотношении кимберлитов (в их традиционном для наших исследователей узком понимании) с петрографически сходными с ними породами из карбонатитовых комплексов, что приводит к разному толкованию понятия «кимберлит» в отечественной и зарубежной литературе. Из большого числа определений кимберлитов, опубликованных в отечественной литературе, по-видимому, наиболее удачным и общеупотребительным следует признать определение, предложенное Терминологической комиссией (Коптев-Дворников, Ефремова, Апелъцин и др., 1972): «кимберлит — это ультраосновная горная порода порфириковой структуры, существенно оливинового состава, содержащая в переменных количествах флогопит, ильменит, пироп, пироксен-хромдиоксид, апатит, перовскит, пикроильменит и некоторые другие минералы». Следует отметить, что во многих отечественных работах в определение кимберлита вводится также присутствие включений глубинных пород, а также алмаза в качестве характерного акцессорного минерала (Рожков, Францессон, 1969 и др.).

Большинство зарубежных исследователей кимберлитов и карбонатитов (Dawson, 1964; Eckermann, 1967 и др.) при определении кимберлитов исключают такой признак как присутствие пироба, пикроильменита, алмазов, а также включений глубинных пород, тем самым расширяя объем термина «кимберлит» и в значительной степени лишая его петрологической определенности. В работах зарубежных авторов термин «кимберлит» часто употребляется в качестве синонима применительно к слюдяным перидотитам и пикротовым порфиритам любого типа.

Вместе с тем и среди зарубежных исследователей в последнее время наметилась тенденция к более четкому определению термина «кимберлит», ограничивающему его употребление «щелочными перидотитами порфириковой структуры, содержащими округлые или корродированные фенокристаллы оливина (серпентинизированного, карбонатизированного или неизмененного), флогопита (свежего или хлоритизированного), магнезиального ильменита, пироба и хромистого пироба в тонкозернистой основной массе, состоящей из второй генерации оливина и флогопита с кальцитом или доломитом, серпентином или хлоритом, магнетитом, перовскитом и апатитом. Алмазы и ксенолиты гранатовых перидотитов могут присутствовать» (Mitchell, 1970, 692).

Таким образом, несмотря на очевидное своеобразие «кимберлитов» как петрографического и формационного типа, исследователи кимберлитов по-разному трактуют содержание и объем этого термина. Несомненно, что решение этого вопроса выходит за рамки только терминологической трактовки кимберлитов, но за-

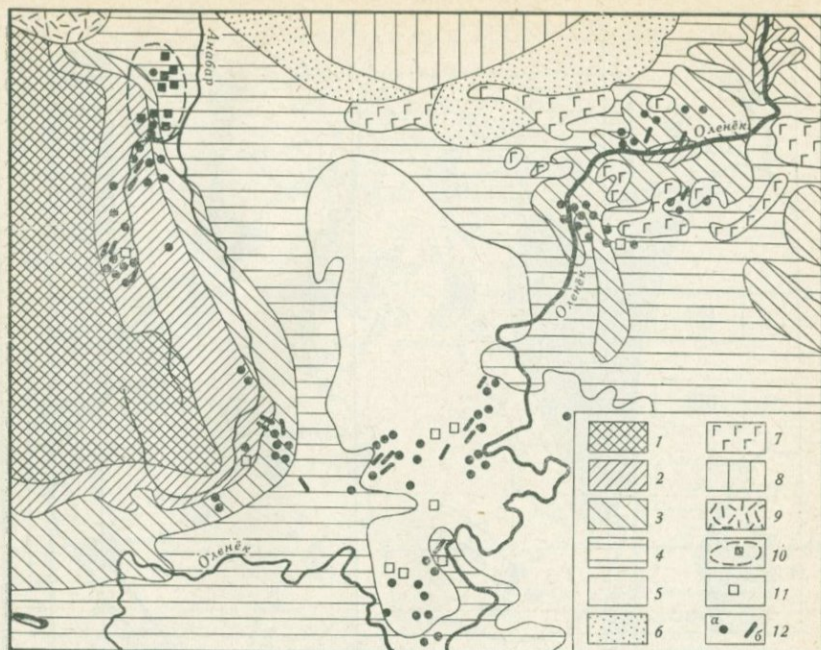
трагирует основные проблемы петрологии кимберлитов и карбонатитов и, кроме того, оказывает самое непосредственное влияние на прогнозную оценку алмазоносности тех или иных районов и правильный выбор объектов поисково-разведочных работ.

Исходя из этих общих посылок, авторами проведено сравнительное исследование жильных и эксплозивных ультраосновных пород, пространственно и генетически связанных с карбонатитовыми комплексами различных провинций СССР (Карело-Кольской, Алданской, Восточно-Саянской и др.) и кимберлитов из классической Якутской алмазоносной провинции. Поскольку в карбонатитовых комплексах преобладают интрузивные (жильные) фации рассматриваемых пород, представляет интерес сравнение этих пород как с эксплозивными кимберлитами, выполняющими трубки взрыва, так и с кимберлитами жильной фации, образующими дайковые тела. В данной главе основной акцент сделан на сравнительное изучение петрохимических и геохимических особенностей этих пород.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ

Учитывая тесную ассоциацию пикритовых порфиритов и их слюдяных разностей с карбонатитами, сравнительный анализ условий размещения кимберлитов и пикритовых порфиритов в общем геологическом плане сводится к выяснению пространственных взаимоотношений между кимберлитами и щелочно-ультраосновными карбонатитовыми комплексами. Карбонатитовые комплексы, так же как и кимберлиты, являются типичными проявлениями платформенного магматизма. Однако совместное нахождение тех и других в пределах одних и тех же районов и, тем более, приуроченность к одним и тем же тектоническим структурам скорее может рассматриваться как исключение. Примером такого рода может служить Маймеча-Котуйская провинция (см. фиг. 2), в которой на территории Далбыхского района развиты как карбонатиты и сопутствующие им серии щелочно-ультраосновных жильных пород, включающие и пикритовые порфириты, так и кимберлиты, причем трубки и дайки кимберлитов приурочены к тем же зонам глубинных разломов, что и проявления щелочно-ультраосновного карбонатитового магматизма и имеют близкий, хотя и более молодой возраст (Сурина, 1966).

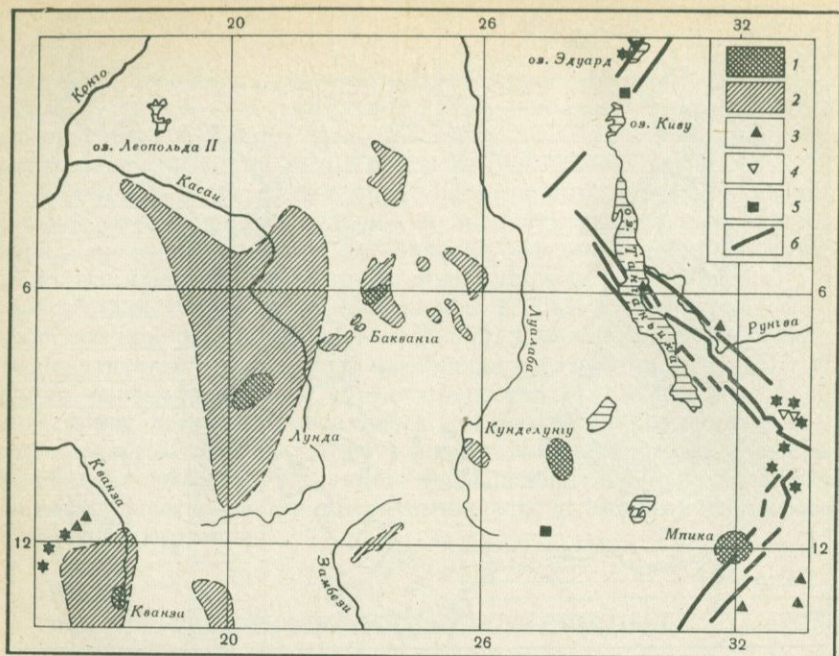
Другим примером, относящимся к северной окраине Сибирской платформы, является территория восточного склона Анабарской антеклизы (фиг. 14), где в пределах нескольких кимберлитовых полей (Куонамкского, Чомурдахского, Средне-Оленекского и др.) в последние годы обнаружено значительное количество карбонатитовых даек, а также трубообразных тел, выполненных эксплозивными брекчиями с карбонатитовым цементом (Ковальский и др., 1969; Маршинцев, 1974).



Фиг. 14. Схематическая геологическая карта восточного склона Анабарской антеклизы (по В. К. Маршинцеву, 1974)

1 — архей; 2 — протерозой; 3—5 — кембрий: 3 — нижний, 4 — средний, 5 — верхний; 6 — пермь; 7 — триас; 8 — юра; 9 — нижний мел (?); 10 — район нахождения трубок карбонатитовых брекчий; 11 — дайки и жилы интрузивных карбонатитов; 12 — кимберлитовые трубки (а) и кимберлитовые жилы и дайки (б)

Одинаковая структурная позиция и близкий возраст карбонатитов и кимберлитов отмечались Мачадо (Machado, 1958) для грабена Лукапа в Анголе, в котором карбонатитовая активность к северо-востоку сменяется кимберлитовым магматизмом. Однако в ряде провинций, где широко представлены карбонатитовые комплексы и кимберлиты, например, в Южной Африке четкая пространственная корреляция между ними отсутствует (Verwoerd, 1967). Таким образом, хотя для ряда районов установлено тесное сонахождение кимберлитов и щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов, в целом для них более характерна пространственная разобщенность. В этом отношении показательно размещение кимберлитов и карбонатитов в пределах Конголезской (Центральноафриканской) кимберлитовой провинции. Как следует из фиг. 15, на территории этой провинции локализация карбонатитов массивов непосредственно контролируется зоной глубинных разломов, входящий в систему Западной ветви Великих Африканских рифтов, в то время как поля кимберлитов пространственно обособлены и размещаются вне непосредственной связи с этой структурой.



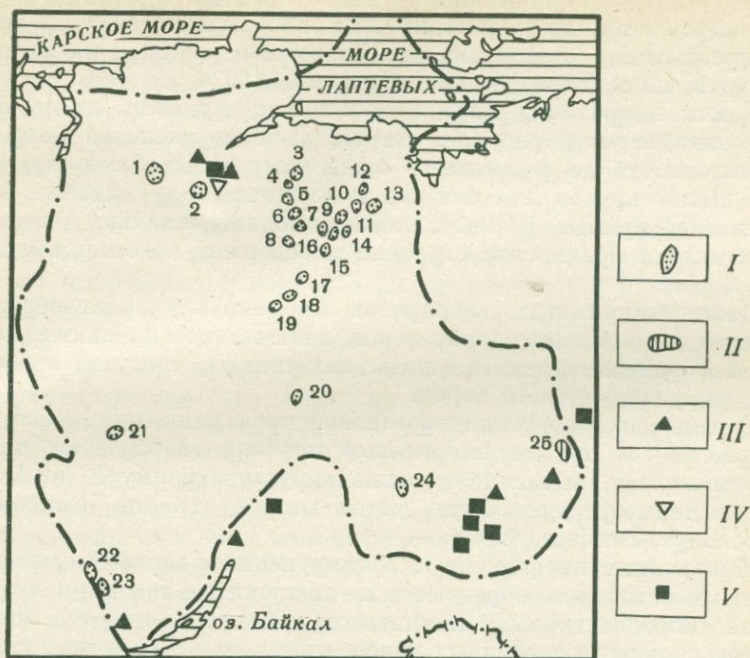
Фиг. 15. Схема размещения кимберлитовых полей, россыпей алмазов и карбонатитовых массивов в пределах Конголезской (Центрально-Африканской) провинции, по В. А. Милашеву, 1974

1 — кимберлитовые поля и их названия; 2 — районы россыпной алмазоносности; 3 — щелочно-ультраосновные интрузивные породы; 4 — карбонатиты; 5 — щелочные породы; 6 — главные дизъюнктивные нарушения в пределах рифтовых структур

Наконец, если обратиться к Сибирской платформе (фиг. 16), то и здесь, рассматривая ее территорию в целом, можно констатировать пространственную разобщенность главных полей алмазоносных кимберлитов, тяготеющих к внутренним частям платформы, и карбонатитовых комплексов, приуроченных к ее окраинным структурам. Эта особенность, а именно, приуроченность карбонатитов к окраинным структурам достаточно специфична и характерна для большинства платформенных областей.

Таким образом, в первом приближении условия локализации кимберлитов и пикритовых порфиритов, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, могут рассматриваться независимо друг от друга.

Пикритовые порфириты и их слюдяные разности являются почти неизменными компонентами карбонатитовых комплексов в большинстве щелочно-ультраосновных провинций. Эти породы обычно слагают дайковые тела, реже образуют трубки взрыва. Дайки пикритовых порфиритов известны в массивах Ковдор, Вуориярви, Африканда, Лесная и Озерная вараки (Карело-Кольская



Фиг. 16. Схема размещения кимберлитовых и пикритовых полей и карбонатитовых массивов на Сибирской платформе (по В. А. Милашеву, 1974)

*I* — поля порфировых ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород фанерозойского возраста; *II* — то же, протерозойского возраста; *III* — интрузивные щелочно-ультраосновные породы; *IV* — карбонатиты; *V* — щелочные породы. Поля: 1 — Каменское, 2 — Котуй-Маймечинское, 3 — Орто-Брыгахское, 4 — Нижнекуонамское, 5 — Среднекуонамское, 6 — Джюкенское, 7 — Лучаканское, 8 — Куранахское, 9 — Омонос-Укуитское, 10 — Нижнеукуитское, 11 — Мерчимденское, 12 — Куойско-Бененчимское, 13 — Верхнемолодинское, 14 — Моторчунское, 15 — Омонос-Суханское, 16 — Чомурдахское, 17 — Верхнемунское, 18 — Далдынское, 19 — Мархино-Алаикское, 20 — Малоботуобинское, 21 — Чадобецкое, 22 — Белозиминское, 23 — Окинское, 24 — Верхнеалданское, 25 — Ингилийское

провинция), Гулинском массиве (Маймеча-Котуйская провинция), в массивах Восточно-Саянской провинции (Большая Тага и др.), Алданской провинции (Арбарастах), Альнё (Швеция), Фей (Норвегия), Рури и Рангве (Кения) и в целом ряде других массивов (Ескерманн, 1948; Mc Call, 1963; Сурина, 1967; Барт, Рамберг, 1969; Жабин, Сурина, 1970; Лалин, 1970; Капустин, 1971; Семилякин, 1968; Жабин, Харченков, 1973 и др.). Дайки располагаются не только внутри массивов, но и на значительном удалении от них во вмещающих породах, следуя направлениям радиальных и конических разломов, а также фиксируя простирание региональных тектонических зон, контролирующих размещение щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов. Так, в карбонатитовом комплексе Арбарастах (юго-восточная часть Алданского щита) дайки пикритовых порфири-

тов встречаются не только на всей площади массива, но и за его пределами, а отдельные тела удалены от массива на расстояние до 15 км и более (Жабин, Харченков, 1973).

Дайки пикритовых порфиритов имеют мощность от нескольких сантиметров до первых метров, реже до десятков метров и протяженность до нескольких сотен метров. Наиболее крупные тела имеют кругое или близкое к вертикальному падение. Контакты даек прямые, резкие с четкими зонами закалки. Дайки нередко имеют брекчиевое строение и содержат обломки вмещающих пород.

Дайки пикритовых порфиритов ассоциируют с разнообразной группой жильных щелочных пород, включающей альеиты, нефелиниты, фонолиты, дамкьерниты, мопчикиты, тингуаит-порфиры и другие разновидности пород.

В ряде массивов Восточносаянской провинции, комплексе Фен (Норвегия) и других пикритовые порфириты образуют также трубки взрыва, имеющие в плане округлую форму и достигающие в диаметре нескольких сотен метров (Жабин, Самсонова, 1968; Барт, Рамберг, 1969).

Пикритовые порфириты, ассоциирующие с щелочно-ультраосновными массивами, образуются на заключительном этапе становления карбонатитовых комплексов. Они формируются позже ультраосновных и щелочных пород, слагающих основную площадь массивов, и по времени образования наиболее близки к карбонатитам, с которыми нередко ассоциируют в пространстве. Геологические взаимоотношения пикритовых порфиритов с карбонатитами в различных массивах неодинаковы. В ряде случаев (массивы Ковдор, Вуориярви и др.) непосредственные геологические взаимоотношения пикритовых порфиритов с карбонатитами свидетельствуют об интракарбонатитовом относительном возрасте пикритовых порфиритов, которые пересекают ранние кальцитовые карбонатиты, но испытывают карбонатизацию в связи с воздействием поздних карбонатитов. В некоторых массивах (Арбарастах) установлены две генерации пикритовых порфиритов («карбонатитовых кимберлитов», по А. Г. Жабину): ранняя — интракарбонатитовая и поздняя — послекарбонатитовая, пересекающая доломит-анкеритовые карбонатиты (Жабин, 1967).

По данным А. Г. Жабина и Н. С. Самсоновой, две генерации пикритовых порфиритов наблюдаются и в трубках взрыва карбонатитовых массивов Восточного Саяна. Пикритовые порфириты I генерации образуются раньше карбонатитов, а породы II генерации являются интракарбонатитовыми.

Таким образом, пикритовые порфириты по времени образования относятся к наиболее поздним членам карбонатитовых комплексов. В большинстве случаев они формируются позже основной массы кальцитовых карбонатитов, но предшествуют поздним генерациям карбонатитов.

Несмотря на отсутствие единого подхода к вопросам терми-

нологии кимберлитов и дискусионность классификационных границ, кимберлиты занимают вполне определенное место в ряду формаций устойчивых областей. Эти своеобразные породы уже давно привлекли внимание геологов как единственный коренной источник алмазов. В последние годы кимберлиты вызывают большой интерес и в связи с изучением проблемы верхней мантии, поскольку они являются производными наиболее глубинных магматических расплавов и содержат разнообразные включения мантийного происхождения.

В настоящее время известно более тысячи кимберлитовых тел, из которых примерно четвертая часть приходится на Сибирскую платформу (Сибирская платформа — 300; Южная Африка — 250; Западная Африка — 100; Юго-Западная Африка — 40 и т. д.). По морфологии среди кимберлитовых тел различаются трубки, дайки и силлы. Весьма характерно кустовое расположение кимберлитовых тел, когда на сравнительно небольшой площади размещается до нескольких десятков тел, нередко группирующихся в удлинённые цепочки. Кимберлитовые трубки обычно имеют в плане овальную или округлую форму, их размеры — от нескольких метров до нескольких сотен метров в поперечнике. Крупнейшая в мире кимберлитовая трубка — Мвадуи в Танзании имеет размер  $1525 \times 1068$  м. Падение трубок обычно близко к вертикальному, но некоторые из них наклонены под углом  $70-80^\circ$  к горизонту. С глубиной площадь поперечного сечения трубок обычно заметно сокращается, в связи с этим в вертикальном разрезе трубки имеют конусообразную форму. Известны многочисленные случаи, когда трубки взрыва на глубине переходят в наклонные или вертикальные дайкообразные тела (трубки Дебирс, Св. Августина, Кимберли и др.). Вмещающие породы около кимберлитовых трубок обычно дислоцированы и, как правило, имеют падение в сторону от контакта.

Кимберлитовые дайки и жилы встречаются как в районах развития трубок взрыва, а иногда и внутри самих трубок, так и вне этих районов, обычно образуя серии сближенных параллельных или кулисообразно расположенных тел. Видимая протяженность их может достигать сотен метров, а отдельные жилы прослеживаются на  $1000-1200$  м. Мощность даек и жил меняется от нескольких сантиметров до  $4-5$ , иногда  $10-15$  м. Дайки и жилы представляют собой крутопадающие  $45-90^\circ$  тела, внедрение которых сопровождается нарушением моноклинового залегания осадочных пород («задир» слоев), исчезающим в нескольких десятках сантиметров от контактов. В отличие от трубок, количество обломочного материала в кимберлитовых жилах и дайках обычно незначительно. Особенностью жильных кимберлитов является также, как правило, более высокое содержание в них слюды. Многие дайки африканских кимберлитов алмазоносны.

Силлы кимберлитов встречаются сравнительно редко и известны только на Африканском континенте. В большинстве слу-

чаев силлы приурочены к пологим трещинам отдельности или контактам вмещающих пород и обычно имеют сравнительно небольшую мощность (1—5 м), максимальная же мощность, установленная для силлы Вессельтон (Южная Африка), составляет около 60 м. Брекчиевые текстуры и обломки глубинных и вмещающих пород редки. Силлы слабо алмазоносны.

Проявления кимберлитового магматизма в пределах кратонных областей относятся к различным геологическим эпохам. Они фиксируются в протерозое, палеозое и мезозое, есть основания предполагать существование архейских и кайнозойских кимберлитов. На некоторых платформах кимберлитовый магматизм проявлялся неоднократно; например, на Африканском континенте известны позднепротерозойские и мезозойские кимберлиты, а на территории Сибирской платформы выделяются раньесреднекарбонная (Мало-Ботуобинская, Далдыно-Мархинская и Муно-Тюнгская зоны) и среднепозднетриасовая (Средне-Оленекская зона) эпохи кимберлитового магматизма (Брахфогель, Ковальский, 1974).

Рассмотрим более детально закономерности локализации кимберлитов на территории Сибирской платформы, которая представляет особый интерес как вследствие исключительно больших масштабов кимберлитового магматизма и наиболее полного развития морфологических, фациальных и петрохимических типов кимберлитов, так и благодаря сочетанию кимберлитов в ряде районов этой территории с пикритовыми порфиритами и карбонатитами.

На территории Сибирской платформы кимберлиты группируются в пределах нескольких обособленных районов (полей) — Мало-Ботуобинского, Далдыно-Алакитского, Верхне-Мунского, Средне-Оленекского, Нижне-Оленекского, Куонамкского и других. Кимберлитовые поля размещаются как во внутренних частях платформы, так и на ее окраинах (см. фиг. 16). В. А. Милашев (1974), рассматривая условия локализации кимберлитов на территории Сибирской платформы, выделяет три группы факторов: к первой группе относятся факторы, контролирующие расположение областей кимберлитового магматизма в пределах платформы, вторую группу составляют факторы, определяющие размещение кимберлитовых полей и третью группу — факторы, контролирующие расположение отдельных тел в пределах кимберлитовых полей. По мнению В. А. Милашева, к первой категории факторов локализации кимберлитов относятся наиболее глубинные процессы, зарождающиеся в верхней мантии на глубине порядка 300—400 км и распространяющиеся затем до нижних горизонтов земной коры. Главным механизмом их проявления был подъем разогретых и разуплотненных масс мантийных пород к подножью земной коры, вызывающий базификацию ее нижних горизонтов и сопровождающийся воздыманием обширных участков коры, которые подвергались интенсивной денудации. Развитие процессов базификации и денудации приводило к умень-

шению мощности земной коры в этих участках. На основании этого наиболее благоприятными для проявления кимберлитового магматизма следует считать участки платформы с пониженной толщиной земной коры и минимальной глубиной залегания поверхности Мохоровичича. Зависимость расположения кимберлитовых полей от характера залегания подошвы земной коры на примере Сибирской платформы отмечалась также Л. Г. Страховым (1968), который обратил внимание на приуроченность кимберлитовых полей к областям резких перегибов в рельефе подошвы земной коры.

Рассматривая факторы локализации кимберлитовых полей, В. А. Милашев справедливо отмечает, что вопреки распространенному мнению о их приуроченности к крупнейшим разломам, в большинстве случаев такая связь не выражена. С этим связаны определенные трудности в прогнозировании кимберлитовых полей, вынуждающие прибегать к разработке достаточно усложненных поисковых критериев, примером которых может служить предложенная В. А. Милашевым (1962) методика выявления перспективных участков повышенной проницаемости земной коры. Однако разрывные нарушения кристаллического фундамента и трещинная тектоника осадочного чехла оказывают влияние на размещение отдельных тел в пределах кимберлитовых полей. Это проявляется в линейном расположении цепочек кимберлитовых трубок и субпараллельной ориентировке длинных осей диатрем и даек согласно общему простиранию линейных групп.

В плане сопоставления кимберлитов с пикритовыми порфиритами, ассоциирующими с карбонатитовыми комплексами, особый интерес представляет выявление закономерных различий в характере кимберлитового магматизма в различных частях Сибирской платформы. Прежде всего отметим, что кимберлиты различных районов существенно различаются в отношении коренной алмазности. Относительно более высокая алмазность характерна для кимберлитов Мало-Ботуобинского, Далдыно-Алакитского и Верхне-Мунского районов, расположенных во внутренних частях платформы. Кимберлитовые породы этих районов могут быть противопоставлены остальным не только по своему пространственному положению и степени алмазности, но и в отношении целого ряда других особенностей, включая абсолютный возраст, морфологические особенности, размеры и уровень эрозионного среза тел, вещественный состав и петрохимические особенности кимберлитов. Как будет показано ниже, подобное противопоставление правомерно и с точки зрения особенностей распределения редких и малых элементов в кимберлитах.

Кимберлиты Мало-Ботуобинского, Далдыно-Алакитского и Верхне-Мунского районов представлены почти исключительно эксплозивными телами, средние размеры которых превышают размеры аналогичных тел в районах северной окраины платформы, где, наряду с трубками взрыва, широко распространены ин-

трузивные тела (дайки и жилы). Согласно представлениям В. В. Ковальского (Ковальский, Брахфогель, 1974) морфологические отличия, как и ряд других особенностей кимберлитовых тел северной окраины Сибирской платформы, связаны с более глубоким уровнем эрозионного среза в этих районах. Не останавливаясь подробно на особенностях вещественного состава кимберлитов различных районов, отметим, что кимберлиты внутренних районов платформы, как правило, содержат обильные включения пироповых перидотитов, в то время как для кимберлитов из районов окраины платформы в составе включений характерны слюдяные перидотиты.

Особенностью окраинных частей платформы является то, что кимберлиты здесь пространственно ассоциируют с карбонатитами, образующими взрывные трубки и интрузивные дайковые тела (Маршинцев, 1974). Следует заметить, что по своим минерало-геохимическим особенностям взрывные карбонатитовые брекчии сопоставимы с типичными карбонатитами, а карбонатитовые дайки, вероятно, генетически связаны с кимберлитами и являются производными кимберлитовых расплавов.

Таким образом, проявления кимберлитов в периферических частях платформы характеризуются рядом особенностей, отличающих их от кимберлитов внутренних районов платформы, но сближающих их с пикритовыми порфиритами, ассоциирующими с карбонатитовыми комплексами. Среди этих особенностей выделим следующие: 1) широкое развитие, а нередко и преобладание пород дайковой фации над взрывными породами; 2) отсутствие или большая редкость находок алмазов в породах; 3) отсутствие или большая редкость глубинных включений пироповых перидотитов; 4) нередко пространственная ассоциация, а иногда тесное совмещение с карбонатитовыми проявлениями; 5) некоторые особенности вещественного состава, которые рассматриваются ниже.

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГО- ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Цитированные в начале этой главы определения кимберлитов дают общее представление о главнейших минерало-петрографических особенностях этих пород. Легко заметить, что в основе этих определений лежат классификационные черты пикритовых порфиритов, а специфические признаки кимберлитов ограничиваются лишь присутствием второстепенных и аксессуарных минералов. С этим связаны известные трудности в идентификации пород семейства кимберлитов — пикритовых порфиритов, поскольку содержание характерных второстепенных и аксессуарных минералов может варьировать в широких пределах, и нередко они присутствуют в исчезающе малых количествах. В то же время

очевидно, что изменения минерального состава рассматриваемых пород имеют не случайный характер, и выявление этих закономерных вариаций должно способствовать большей определенности в классификационных и петрологических соотношениях кимберлитов и пикритовых порфиритов.

Учитывая специфичность проявлений кимберлитового магматизма во внутренних и окраинных частях Сибирской платформы, рассмотрим минералого-петрографические особенности кимберлитов этих территорий. Кимберлитовые породы из внутренних районов Сибирской платформы (Мало-Богубинское, Далдыно-Алакитское и Верхне-Мунское поля) представлены преимущественно кимберлитовыми брекчиями, выполняющими эксплозивные трубки. Брекчии состоят из обломков кимберлитов ранних генераций, ксенолитов вмещающих пород и глубинных включений, цементированных кимберлитом. Кимберлитовый цемент брекчий обладает порфировой или кластически-порфировой структурой; вкрапленники представлены частично или полностью серпентинизированным оливином, флогопитом и пикроильменитом, структурно аналогичную роль играют обломки минералов ультраосновных включений — пироп, хромдиопсид и другие. Основная масса имеет серпентин-карбонатный состав<sup>1</sup>. Акцессорные минералы представлены перовскитом и апатитом, характерно присутствие акцессорного алмаза. В составе ультраосновных включений в кимберлитах этого типа преобладают пироповые перидотиты и пироповые оливиниты.

Не останавливаясь на детальной характеристике отдельных минералов кимберлитов, которой посвящен ряд специальных работ (Илупин и др., 1974; Панкратов, Смирнова, 1960; Бобриевич и др., 1964), отметим, что оливин из вкрапленников имеет существенно форстеритовый состав (табл. 24, ан. 1—2), содержание фаялитового компонента обычно составляет 8—10% (табл. 24; ан. 7—8). Флогопит относится к магнезиальным членам флогопит-аннитового ряда; для этого минерала из рассматриваемой группы кимберлитовых пород характерны низкая железистость и невысокое содержание титана. Пикроильменит характеризуется присутствием существенной примеси  $MgO$  (5—12%),  $Cr_2O_3$  (до 1,6%), повышенным содержанием окисного железа (до 30%) и представляет собой твердый раствор гематита в магнезиальном ильмените (табл. 24, ан. 13—16).

Кимберлитовые породы из окраинных частей платформы представлены как кимберлитовыми брекчиями, выполняющими трубки

<sup>1</sup> Карбонат обычно присутствует в основной массе кимберлита в виде гранобластового агрегата, но иногда образует и пластинчатые кристаллы. Нередко предполагается, что последние представляют собой псевдоморфозы по микролитам моноклинного пироксена или мелилита. Однако, вероятнее, что подобные выделения кальцита, описанные Г. В. Зольниковым и В. К. Маршинцевым (1967) для кимберлитов трубки Мир, являются его высокотемпературной формой (Жабин, 1967).

Таблица 24 Химический состав минералов кимберлитов и пикритовых порфиров (вес.%)

Окислы	Оливин						Флогопит						Ильменит			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	40,83	40,56	41,08	40,10	40,00	38,91	38,84	36,40	38,25	37,86	36,57	30,26	1,50	3,04	1,07	1,67
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,006	0,15	Сл.	0,04	0,045	0,40	Сл.	3,29	3,78	3,87	4,03	34,15	32,33	43,50	45,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,34	0,22	0,87	0,29	Не обн	12,75	14,80	10,63	8,32	15,50	15,10	2,69	2,89	1,42	1,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,30	1,02	2,42	1,42	2,12	3,91	1,39	0,76	4,12	7,66	2,93	1,76	29,84	29,88	17,83	11,98
FeO	7,95	7,56	7,17	10,21	9,66	7,18	4,03	2,20	3,98	3,26	6,23	7,57	21,98	22,02	24,41	25,30
MnO	0,37	0,15	0,15	0,12	0,11	0,11	0,05	Сл.	0,25	0,15	0,06	0,08	0,22	0,15	0,18	0,23
MgO	50,04	49,90	48,64	45,24	47,41	45,79	24,42	21,80	23,56	21,31	20,56	20,52	5,80	5,67	9,62	12,00
CaO	0,18	0,01	Не обн.	0,26	0,12	2,24	1,46	1,86	0,97	4,22	2,03	1,98	0,50	0,68	0,12	0,81
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,23	0,51	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	0,22	0,26	—	0,48	0,27	1,15	1,26	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	0,71	9,40	9,60	6,72	6,90	8,21	8,62	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	0,04	0,35	—	0,58	4,85	7,42	6,16	—	3,35	2,05	1,99	0,38	0,61	0,24
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0,03	—	—	—	Не обн.	1,10	2,96	—	—	—	—	—	—	—	0,20
F	—	—	—	—	—	—	—	—	0,40	1,49	0,20	0,30	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,017	0,013	0,04	0,02	0,03	—	0,29	—	0,40	0,05	0,10	0,21	2,20	2,10	0,80	0,60
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,011	0,035	0,10	0,11	0,25
NiO	0,24	0,48	0,30	0,24	0,13	—	—	Сл.	0,11	0,08	—	—	—	0,024	—	0,02
CoO	0,006	0,01	0,018	0,02	0,01	—	0,014	—	0,008	0,05	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,03	0,07	0,01	Не обн.	—	Сл.	0,04	0,03	—	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	0,74	1,46	1,11	1,38	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,06	0,02	—	0,41	—	—	0,63	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ'	—	—	—	—	—	—	—	—	100,48	100,16	99,70	100,22	—	—	—	—
-O=F <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	0,27	0,63	0,08	0,12	—	—	—	—
Σ	100,083	100,099	100,21	99,31	99,93	100,10	99,62	99,26	100,21	99,53	99,62	100,10	99,38	99,48	99,46	99,63

1 — взрывчатый кимберлит, трубка Январская; 2 — то же, трубка Зимняя (Мунский район), 1—2 по данным Бобривича и др. (1964); 3 — жильный кимберлит, дайка Великан; 4 — то же, дайка Монтичеллитовая; 5 — то же, дайка Оригинальная, 3—5 по данным Ковальского и др. (1969); 6 — дайка пикритового порфира, Арбарастах, данные А. В. Лапина; 7 — взрывчатый кимберлит, трубка Мир (Францесон, 1968); 8 — то же, трубка Конес Фонтейн (Williams, 1932); 9 — то же, трубка Джо — Северная (Ковальский и др., 1969); 10 — жильный кимберлит, тело Альфа (Ковальский и др., 1969); 11 — дайка пикритового порфира, Ковдор; 12 — то же Восточноаянский массив; 11—12 данные А. В. Лапина; 13—14 — взрывчатый кимберлит, трубка Мир; 15 — то же, трубка Зарница; 16 — то же, трубка Удачная Восточная; 13—16 — данные А. В. Лапина.

взрыва, так и собственно кимберлитами, слагающими дайки и жилы. Кимберлитовые брекчии по структурно-текстурным особенностям и минеральному составу кимберлита-цемента, в целом, сходны с охарактеризованными выше породами, однако отличаются от них рядом особенностей (Ковальский и др., 1969). В текстурном отношении кимберлитовые брекчии ряда районов этой территории характеризуются широким развитием своеобразных «автолитов» — округлых образований, имеющих размеры от долей миллиметра до 2—3 реже 10—15 мм и состоящих из ядра, обычно представленного кристаллами серпентинизированного оливина, флогопита или ильменита, и оболочки кимберлита. Кимберлитовая оболочка «автолитов» имеет мелкозернистое микролитовое строение и состоит из серпентина, карбоната, флогопита, перовскита и магнетита. Промежутки между автолитами выполнены связующей кимберлитовой массой, имеющей серпентин-карбонатный состав и отличающейся от кимберлитовых оболочек автолитов более крупнозернистым строением и более низким содержанием перовскита и рудного минерала.

Другой особенностью кимберлитовых брекчий рассматриваемой территории является состав ксенолитов, среди которых резко преобладают осадочные породы, тогда как включения глубинных ультраосновных пород встречаются редко и представлены пироповыми пироксенитами, а также флогопитовыми и флогопит-ильменитовыми перидотитами и пироксенитами. Пироп весьма редок и в самих кимберлитах, и характеризуется более низким содержанием хрома и повышенным количеством титана.

Наконец, кимберлитовые брекчии из районов северной окраины Сибирской платформы отличаются низкой алмазонасностью или отсутствием алмазов. Некоторые особенности состава минералов эксплозивных и жильных кимберлитов из этих районов будут рассмотрены ниже.

Кимберлиты, выполняющие жилы и дайки, представляют собой породы порфировой структуры, содержащие в порфирированных выделениях оливин, в той или иной степени замещенный серпентином и карбонатом, а также флогопит. Вкрапленники оливина и флогопита своими длинными осями часто ориентированы параллельно контактам жил. Основная, масса жильных кимберлитов имеет микро- и мелкозернистое строение. Состав основной массы, по данным К. Н. Никишова (1966), зависит от уровня эрозивного среза тел. Наиболее глубоким уровнем среза кимберлитовых тел, залегающих в отложениях протерозоя, венда и нижнего кембрия, соответствует существенно монтичеллитовый состав основной массы, содержащей также меллит, карбонат и серпентин (дайки Монтичеллитовая, Оригинальная и др.). В интрузивных телах, залегающих в средне- и верхнекембрийских карбонатных толщах и характеризующих верхние уровни тел, состав основной массы серпентин-карбонатный. Для них характерно значительное развитие постмагматических процессов. Кроме отмеченных минералов,

в основной массе жильных кимберлитов присутствуют магнетит, перовскит, ильменит, флогопит и апатит. Для жильных кимберлитов, в целом, характерно более высокое содержание флогопита, отсутствие пирропа, весьма незначительное количество ильменита и относительная обогащенность магнетитом.

Жильные кимберлиты обычно не содержат ксенолитов, но в некоторых телах отмечается присутствие обломков карбонатных пород, долеритов, кристаллических сланцев и слюдитов, обычно приуроченных к контактовым зонам жил. Кимберлиты, слагающие дайки и жилы, неалмазоносны.

Состав главных минералов взрывчатых и жильных кимберлитов северной окраины Сибирской платформы характеризуется рядом особенностей, которые подчеркивают отличие этих пород от алмазоносных кимберлитов внутренних частей платформы. Оливин из жильных кимберлитов отличается более высокой железистостью (см. табл. 26 ан. 3—5), флогопит из взрывчатых и жильных кимберлитов (см. табл. 26, ан. 9, 10) обладает более высокой железистостью и содержит повышенные количества титана.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что кимберлитовые породы неоднородны по вещественному составу; по минералого-петрографическим особенностям алмазоносные кимберлиты внутренних районов Сибирской платформы могут быть противопоставлены неалмазоносным и слабо алмазоносным кимберлитовым породам окраинных ее частей.

На основании особенностей вещественного состава кимберлитовых и генетически связанных с ними пород различных районов Сибирской платформы В. А. Милашевым (1963, 1974) были выделены минеральные фации — кимберлитовая, подразделяющаяся на алмазную и пироповую субфации, и пикритовая, и развиты представления о фациальной зональности кимберлитовых провинций, выражающейся в смене алмазной субфации кимберлитов пироповой субфацией и затем пикритовой фацией в направлении от центра к периферии провинций.

Имеющиеся данные о минералого-петрографических особенностях пикритовых порфиритов, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, позволяют с учетом выявленной неоднородности кимберлитов установить как черты сходства, так и определенные различия между этими типами пород.

Группа жильных и взрывчатых пикритовых порфиритов из карбонатитовых комплексов объединяет несколько разновидностей, различающихся минеральным составом; наибольшим распространением в этой группе пользуются пикритовые порфириты, флогопитовые пикритовые порфириты и флогопит-пироксеновые пикритовые порфириты.

Все породы обладают порфировой структурой, в дайках нередко наблюдается трахитоидное строение и контактовые зоны закали.

Пикритовые порфириты представляют порфировые породы, со-

держащие вкрапленники оливина в мезостази́се, состоящем из серпентинизированного, тремолитизированного или свежего оливина, кальцита, флогопита, магнетита и перовскита. Вкрапленники оливина нередко также частично или полностью замещаются тремолитом, серпентином, карбонатом и минералами группы клиногумита.

Флогопитовые пикритовые порфи́риты отличаются от рассмотренных пород присутствием во вкрапленниках оливина и флогопита. Вкрапленники оливина наряду с изменениями, аналогичными наблюдаемым в пикритовых порфи́ритах, с периферии иногда замещаются монтичеллитом. В основной массе эти породы, кроме упомянутых минералов, а также тремолита, серпентина, кальцита, магнетита и перовскита, нередко содержат авгит, иногда мелилит, замещенный кальцитом и андрадитом. Редко и в весьма малых количествах андрадит встречается в породах и в виде вкрапленников.

В мезостази́се пикритовых порфи́ритов и флогопитовых пикритовых порфи́ритов иногда присутствует значительное количество (до 20—30% и более) идиоморфных таблитчатых кристаллов кальцита, характерная форма выделения которого, по мнению ряда исследователей, свидетельствует о его первично-магматической природе. Такие породы описаны в литературе как «карбонатитовые кимберлиты» (Larsson, 1943; Ecker mann, 1964; Жабин, 1967). Аналогичные им по составу и структуре породы присутствуют и в собственно кимберлитовых алмазоносных провинциях (Маршинцев, 1968). Хотя термин «карбонатитовые кимберлиты» применительно к породам из карбонатитовых комплексов едва ли можно признать удачным, подобные породы заслуживают выделения в качестве особой разновидности, для которой можно предложить название «кальцитовые пикритовые порфи́риты».

Флогопит-пироксеновые пикритовые порфи́риты содержат вкрапленники флогопита, оливина и авгита, заключенные в мезостази́се, состоящем из тех же минералов, а также кальцита, тремолита, магнетита, перовскита и изредка граната (андрадита).

В рассматриваемой серии пород выделяются и более редкие разновидности. Так, Эккерман в щелочном комплексе Альё́ описал слюдяные пикритовые порфи́риты (по Эккерману, «кимберлиты»), которые характеризуются присутствием во вкрапленниках кальцитизированного и серпентинизированного оливина, флогопита и натролитовых псевдоморфоз по нефелину, заключенных в основной массе, сложенной измененным оливином, слюдой, перовскитом, эгирин-авгитом и кальцитом преимущественно в виде псевдоморфоз по мелилиту (Eckermann, 1965).

Каса́ясь некоторых петрографических особенностей рассматриваемых пород, следует отметить характерные текстуры, наблюдаемые иногда в жильных и эксплозивных флогопитовых пикритовых порфи́ритах. В этих породах вкрапленники оливина часто облекаются шаровой оболочкой породы с концентрической ориен-

тировкой микролитов флогопита и других минералов (табл. III, в). Подобные текстуры вполне сходны с автолитовой текстурой эксплозивных кимберлитов из районов северной окраины Сибирской платформы (Ковальский и др., 1969).

Особенностью жильных пикритовых порфиритов, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, является отсутствие в них глубинных ультраосновных включений и редкость обломков вмещающих пород. Пикритовые порфириты, слагающие трубки взрыва в карбонатитовых комплексах, обычно содержат большое количество обломков вмещающих пород, часто вынесенных с более глубоких горизонтов самих массивов и окружающих их метаморфических толщ. Однако, в отличие от алмазоносных кимберлитовых брекчий, они не содержат включений пироповых перидотитов и других глубинных пород.

Таким образом, отсутствие глубинных включений и кристаллокластического материала этих пород (пироп, пикроильменит, хромдиопсида и др.) можно считать одним из существенных признаков, отличающих пикритовые порфириты, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами от алмазоносных эксплозивных кимберлитов. Вместе с тем рассматриваемые породы по этому признаку неотличимы от интрузивных (жильных) кимберлитов северо-восточной части Сибирской платформы, которые лишены включений пироповых перидотитов и минералов из этих пород.

Наконец, в связи с пикритовыми порфиритами в карбонатитовых массивах неизвестны достоверные находки алмазов, что также сближает эти породы с неалмазоносными жильными и эксплозивными кимберлитами окраинных районов Сибирской платформы.

При сопоставлении минералого-петрографических особенностей пикритовых порфиритов, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, и кимберлитов представляет интерес сравнение составов таких характерных минералов этих пород как оливин и флогопит. Оливин из пикритовых порфиритов (см. табл. 24, ан. 6) по сравнению с этим минералом из алмазоносных кимберлитов внутренних районов Сибирской платформы характеризуется более высокой железистостью и близок в этом отношении к оливину из интрузивных кимберлитов северной окраины платформы. В флогопите из пикритовых порфиритов (см. табл. 24, ан. 11, 12) обращает на себя внимание повышенное содержание титана и железа, отличающее его от флогопита из алмазоносных кимберлитов внутренних частей платформы, но сближающее с аналогичным минералом из неалмазоносных и слабо алмазоносных эксплозивных и жильных кимберлитов северной окраины платформы.

Суммируя минералого-петрографическую характеристику пикритовых порфиритов, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, отметим такие особенности этих пород, как нахождение во многих жильных телах авгита, иногда присутствие монтичеллита и мелилита, широкое распространение флогопита и повышен-

ное содержание в нем титана, повышенная железистость флогопита и оливина, резкое преобладание среди рудных минералов магнетита над ильменитом, отсутствие пиропса, хромдиоксида и пикроильменита, а также включений пироповых перидотитов, отсутствие достоверных находок алмазов в этих породах. Указанные особенности отличают рассматриваемые породы от алмазных взрывчатых кимберлитов внутренних районов Сибирской платформы, но сближают их с неалмазонасными и слабо алмазонасными взрывчатыми и в особенности с жильными кимберлитами северной окраины платформы. Вместе с тем нельзя не отметить и сходства в минеральном составе и петрографических особенностях всех рассматриваемых пород. В связи с этим особое значение приобретает изучение их петрохимических соотношений, а также распределения в породах редких и малых элементов.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Выполненные за последние годы исследования в области петрохимии кимберлитов (Милашев, 1965 и др.), с одной стороны, позволили установить наличие широких вариаций в химическом составе кимберлитов, а, с другой — дать количественные критерии для определения границ кимберлитового семейства. Среди кимберлитов выделены несколько петрохимических типов пород, различающихся также геологической позицией, степенью алмазонасности и другими признаками. Важнейшим результатом этих исследований можно считать выделение крайних петрохимических типов кимберлитов: I тип — маложелезистый слабощелочной, к которому относятся преимущественно взрывчатые кимберлиты, формирующиеся в областях опусканий, характеризующиеся наибольшей средней алмазонасностью и преобладанием включений пироповых перидотитов и оливинитов, и III тип — железистый, субщелочной, характеризуется широким развитием даек кимберлитов, формируется в областях воздымания, отличается наиболее низкой степенью алмазонасности или отсутствием алмазов и преобладанием включений слюдяных перидотитов (Благулькина, 1969; Сарсадских, Благулькина, 1969).

Указанными авторами проведено также петрохимическое сопоставление кимберлитов с некоторыми комплексами пикритовых порфиритов и показаны различия между этими типами пород. К сожалению, некоторые пикритовые порфириты, выбранные в качестве примера для сравнения с кимберлитами, по химическому составу не только заведомо далеки от кимберлитов, но и едва ли соответствуют наименованию пикритовых порфиритов. Тем не менее, цитированные работы, несомненно, представляют большой интерес как для петрохимической типизации самих кимберлитов, так и для выяснения их петрохимических соотношений с различными сходными с ними породами.

Химический состав пикритовых порфиров из карбонатитовых комплексов (вес. %)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	32,58	32,92	33,73	34,58	29,16	28,20	25,44	28,64	25,88	25,56	26,10	36,45	35,46	28,34
TiO <sub>2</sub>	2,00	2,00	2,24	5,09	4,10	1,97	3,30	2,24	2,03	3,96	3,30	5,45	6,75	4,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,41	4,26	3,85	5,80	4,16	5,58	2,40	3,56	6,48	2,64	3,65	2,05	2,52	4,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,42	6,44	17,27	10,68	2,02	8,70	10,18	9,88	8,26	10,91	9,42	6,01	6,15	5,47
FeO	5,96	5,75	0,98	7,37	17,68	4,02	5,46	4,60	4,31	6,00	5,63	3,30	3,16	3,85
MnO	0,20	0,18	0,11	0,27	0,38	0,40	0,54	0,45	0,52	0,56	0,57	0,26	0,30	0,51
MgO	21,61	22,00	11,27	19,50	13,29	20,85	18,69	20,16	19,05	18,54	18,50	14,04	14,04	20,32
CaO	10,51	10,80	20,85	12,28	19,63	9,26	12,32	10,42	12,10	11,48	12,19	23,60	24,28	11,05
Na <sub>2</sub> O	1,46	1,59	0,28	0,60	0,63	2,50	2,70	2,50	2,60	3,00	2,74	0,75	0,46	2,60
K <sub>2</sub> O	4,28	4,20	4,01	1,70	1,75	3,40	1,80	2,80	2,30	1,64	2,20	1,06	0,70	2,80
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,46	0,30	0,14	0,06	—	0,23	0,16	0,13	0,16	0,25	0,22	0,14	0,08	0,24
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,74	1,74	1,01	0,43	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,47	0,41	—	0,25	3,11	0,08	0,08	0,05	0,05	0,06	1,13	1,76	1,43	0,17
CO <sub>2</sub>	6,2	6,1	4,08	1,05	3,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0,54	0,56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.л.п.	0,70	0,90	—	—	—	13,94	16,88	14,37	16,64	15,72	15,80	4,98	4,35	15,82
Прочие	—	—	—	0,60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ'	99,58	100,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
-O=F <sub>2</sub>	0,23	0,23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	99,31	99,83	99,82	100,26	98,99	99,50	99,78	99,67	100,22	100,07	100,23	99,72	99,60	99,91

Таблица 25 (продолжение)

Оксиды	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	28	28
SiO <sub>2</sub>	25,70	24,44	29,64	19,56	30,82	32,40	30,26	30,91	25,30	24,60	26,10	24,40	20,60	23,80
TiO <sub>2</sub>	3,43	3,87	4,69	3,58	2,45	2,36	2,10	2,95	2,65	3,00	3,05	2,50	2,20	2,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,62	2,23	4,33	3,80	4,74	4,37	4,88	5,48	2,20	2,70	2,50	2,20	2,40	2,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,00	12,36	9,84	12,78	6,56	9,76	15,65	11,82	6,02	6,69	6,69	5,45	5,34	5,78
FeO	5,06	6,58	5,69	3,96	5,30	1,69	2,45	2,17	7,85	6,42	6,25	8,09	7,28	7,97
MnO	0,58	0,56	0,44	0,33	0,11	0,12	0,20	0,24	0,31	0,31	0,28	0,35	0,35	0,33
MgO	17,07	17,88	14,00	15,60	21,38	24,45	19,70	15,79	23,94	21,44	21,86	22,92	21,02	21,93
CaO	14,71	11,48	13,65	21,34	16,65	14,68	15,40	18,45	13,08	13,48	14,19	15,16	16,14	16,27
Na <sub>2</sub> O	2,24	2,94	3,50	0,86	0,55	0,07	0,10	0,20	0,20	0,20	0,25	0,20	0,25	0,15
K <sub>2</sub> O	2,50	1,46	2,40	0,81	2,96	0,20	0,40	1,15	1,47	1,57	1,46	0,93	1,36	1,39
H <sub>2</sub> O	0,36	—	—	—	0,05	0,37	—	—	0,38	0,6	0,43	0,16	0,27	0,37
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0,18	0,07	1,18	1,40	7,40	—	0,17	3,04	5,38	4,57	4,49	3,43	3,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,12	0,27	7,07	0,25	0,16	0,39	1,18	1,81	1,97	1,71	1,96	2,31	2,25
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	6,57	1,72	—	8,75	11,35	11,07	9,95	10,70	16,55	10,60
F	—	—	—	—	—	—	—	0,22	0,22	0,27	0,22	0,33	0,27	0,21
П.п.п.	14,70	16,11	11,40	8,20	—	—	8,90	—	—	—	—	—	—	—
Прочие	—	—	—	—	0,04	0,02	—	0,10	—	—	—	—	—	—
Σ'	—	—	—	—	—	—	—	99,76	99,82	99,77	99,51	99,84	99,77	99,61
-O=F <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	0,09	0,09	0,11	0,09	0,14	0,11	0,09
Σ	99,78	100,03	99,85	99,05	99,83	99,70	100,40	99,67	99,73	99,66	99,42	99,70	99,66	99,52

Окислы	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
SiO <sub>2</sub>	26,80	24,37	23,44	24,10	26,17	29,12	28,82	26,31	18,62	18,42	25,72	21,04	27,10
TiO <sub>2</sub>	3,40	2,43	3,10	3,10	0,85	2,00	1,80	4,88	2,20	3,92	2,75	3,10	3,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,25	5,35	3,05	2,56	5,15	5,12	4,92	3,85	1,89	3,62	10,36	4,58	3,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,02	6,34	6,08	7,87	4,60	6,42	5,36	3,65	6,99	1,76	3,20	4,14	7,62
FeO	7,40	6,89	8,55	6,70	7,76	7,92	5,69	7,42	5,16	7,48	7,45	8,26	6,06
MnO	0,29	0,20	0,31	0,26	0,02	0,17	0,18	0,22	0,28	0,32	0,18	0,20	0,31
MgO	23,45	22,31	20,83	20,10	22,60	21,68	14,30	16,27	24,95	13,18	10,52	20,40	19,03
CaO	12,79	13,89	16,53	15,00	13,27	13,16	16,76	13,37	16,10	19,91	16,35	17,33	14,99
Na <sub>2</sub> O	0,32	0,32	0,16	0,36	0,52	0,40	0,48	0,72	0,14	0,10	1,41	0,06	1,02
K <sub>2</sub> O	1,57	1,83	1,54	2,00	1,09	1,79	2,41	2,40	0,06	1,98	2,47	1,34	1,92
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30	0,47	0,32	1,00	—	—	2,35	1,30	0,43	0,32	2,76	0,37	2,60
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,62	5,18	3,42	—	2,55	—	4,34	1,82	5,00	1,88	4,74	3,26	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,45	н. опр.	2,30	1,93	1,30	2,16	0,78	0,64	0,79	0,48	0,54	1,28	1,01
CO <sub>2</sub>	9,95	10,53	10,20	11,70	13,07	10,38	11,31	16,54	17,05	26,05	10,76	13,90	11,17
F	0,29	0,58	0,32	—	—	—	—	0,41	—	0,09	0,51	0,32	0,34
П.п.п.	—	—	0,13	3,64	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Прочие	—	0,14	—	—	—	—	0,42	0,28	0,30	1,27	0,82	0,79	—
Σ'	99,90	100,29	100,28	—	—	—	99,92	100,18	—	100,69	100,53	100,38	—
-O=F <sub>2</sub>	0,12	0,24	0,13	—	—	—	0,11	0,24	—	0,34	0,36	0,19	—
Σ	99,78	100,05	100,15	100,32	99,94	100,28	99,81	99,94	99,86	100,35	100,17	100,19	100,20

1—3 — Ковдорский массив, данные А. В. Лапина; 4—17 — массив Вуориярви, 4—5 — данные А. В. Лапина, 6—17 — Семилякин (1968); 18 — массив Сёкли (Финляндия), данные А. В. Лапина; 19 — Восточносаянский массив, данные А. В. Лапина; 20—22 — Большая Тагна; 20—21 — данные А. В. Лапина, 22 — Фролов и др., (1967); 23—24 — Арбарастах, 23—29, 31, 32, 34 — данные А. В. Лапина, 30 — Жабин (1967), 33 — Стоялов (1964); 35—40 — Альнё (Eckermann, 1961, 1963, 1964, 1965), 41 — среднее из 40 ан.

Средние химические составы пикритовых порфиров из карбонатных комплексов и кимберлитов Якутии (вес.%)

Окислы	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	26,85	28,78	29,57	28,6	28,6
TiO <sub>2</sub>	2,78	3,32	1,31	1,36	3,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,02	4,20	3,48	3,31	5,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11*	0,09	0,13	0,15	0,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,89	7,84	5,04		
FeO	6,66	5,09	2,63	7,34	11,00
MnO	0,23	0,19	0,11		
NiO	0,056*	0,05	0,14		
MgO	19,73	21,82	26,26	26,42	18,76
CaO	15,26	12,94	11,93		
Na <sub>2</sub> O	0,43	0,22	0,25	0,34	0,31
K <sub>2</sub> O	1,82	1,07	0,54	0,36	1,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,27	0,59	0,45	0,47	0,79
SO <sub>3</sub>	0,18	0,16	0,06		
CO <sub>2</sub>	10,03	6,58	Не опр.		
F	0,30	0,1 <sup>с</sup>	0,17		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,35	6,93	Не опр.		
П.п.п.	—	—	18,06		
Σ'	99,97	100,12	100,13		
-O=F <sub>2</sub>	0,12	0,07	0,07		
Σ	99,85	100,05	100,06		

\* По данным количественного спектрального анализа.

1 — пикритовый порфирит (ср. из 26 ан.); 2 — интрузивный (жильный) кимберлит (ср. из 53 ан., Ковальский и др., 1969); 3 — кимберлит-цемент брекчий (ср. из 210 ан.; Ковальский, 1963); 4 — кимберлит I петрохимического типа; 5 — кимберлит III петрохимического типа; 4, 5 — Благулькина (1969).

В табл. 25 приведен химический состав пикритовых порфиров из ряда карбонатитовых комплексов. Сравнение химического состава пикритовых порфиров, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, с химическим составом кимберлитов (табл. 26) прежде всего выявляет общее петрохимическое сходство этих пород.

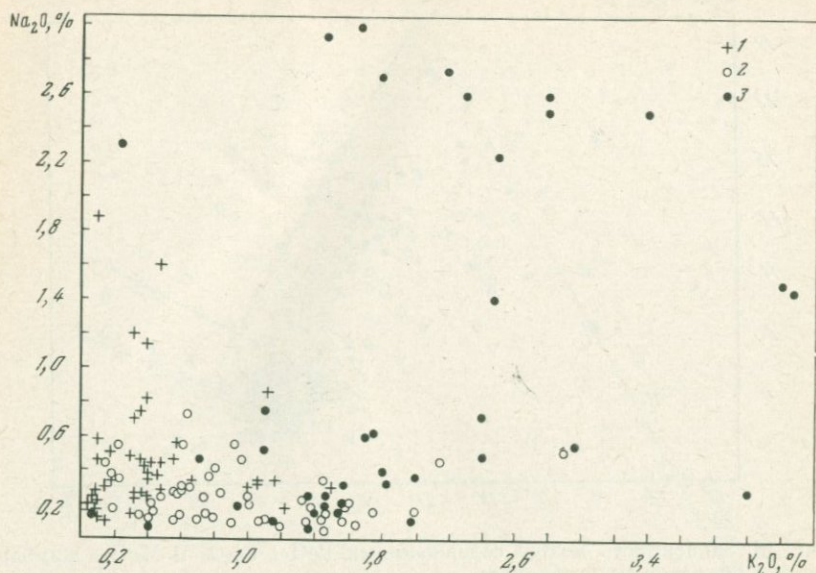
Будучи сильно недосыщенными кремнеземом ультраосновными породами, они, в то же время, характеризуются необычно высокими для пород такой основности содержаниями щелочей (особенно калия), алюминия, титана, углекислоты и пентаоксида фосфора. Вместе с тем из данных, приведенных в табл. 26 видно, что химический состав пикритовых порфиров существенно отличается от среднего состава алмазоносных эксплозивных кимбер-

литов Якутии и близкого к нему состава кимберлитов I петрохимического типа (по В. А. Благулькиной) содержанием ряда порообразующих окислов. Пикритовые порфириды относительно обогащены титаном, глиноземом, железом, щелочами (особенно калием) и фосфором, но содержат меньше магния. В то же время отчетливо вырисовывается близость химического состава пикритовых порфиритов, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, с средним составом жильных преимущественно слюдяных кимберлитов северо-восточной части Сибирской платформы (по В. В. Ковальскому) и с кимберлитами III петрохимического типа (по В. А. Благулькиной).

Петрохимические особенности пикритовых порфиритов и кимберлитов могут быть представлены с помощью диаграмм, наглядно отражающих различные аспекты химизма этих пород. Для сравнения особенностей распределения калия и натрия в пикритовых порфиритах, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, и кимберлитах различных типов удобно воспользоваться диаграммой зависимости между содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в этих породах.

Из диаграммы (фиг. 17) видно, что фигуративные точки алмазоносных кимберлитов группируются в поле с относительно низким суммарным содержанием щелочей и минимальной величиной отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ . Поле пикритовых порфиритов располагается в области с наиболее высоким суммарным содержанием щелочей (в основном, за счет увеличения роли калия) и максимальной величиной отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ . Жильные кимберлиты окраинных частей Сибирской платформы занимают на диаграмме промежуточную область, которая в значительной части перекрывается с полем пикритовых порфиритов. Таким образом, при переходе от алмазоносных кимберлитов (I петрохимический тип) к жильным кимберлитам окраинных частей Сибирской платформы (III петрохимический тип) и далее к пикритовым порфиритам, ассоциирующим с карбонатитовыми комплексами, наблюдается последовательное возрастание щелочности, главным образом за счет повышения содержания калия и увеличение величины отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ . Эта величина в среднем составляет 1,0—2,1 в алмазоносных кимберлитах (по В. В. Ковальскому) и кимберлитах I петрохимического типа (по В. А. Благулькиной); 4,0—4,8 в жильных кимберлитах или кимберлитах III петрохимического типа и 4,2 в пикритовых порфиритах, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами.

Вариации величины железистости пикритовых порфиритов, а также различных типов кимберлитов видны на графике зависимости содержания  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  от содержания  $\text{MgO}$  (фиг. 18). Как следует из фиг. 18 в группе алмазоносных кимберлитовых пород из внутренних районов Сибирской платформы железистость возрастает при переходе от кимберлитовых туфов к базальтоидным кимберлитам, причем в каждой из этих групп пород достаточно

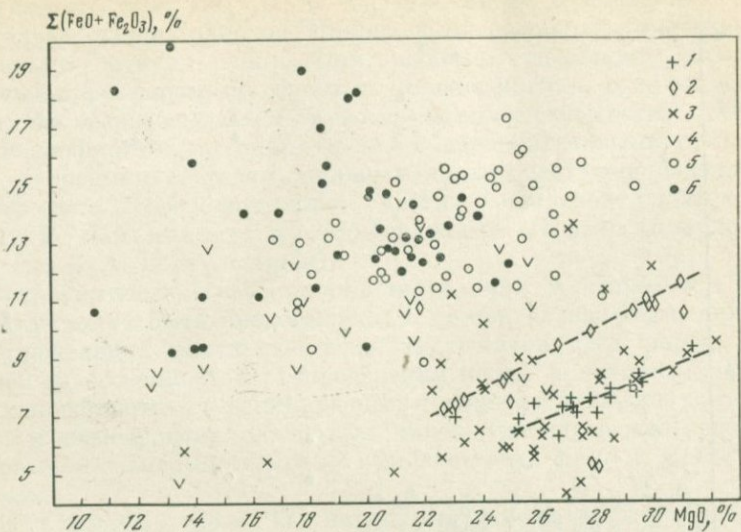


Фиг. 17. Зависимость между содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в кимберлитах и пикритовых порфиритах

1 — алмазонасные кимберлиты; 2 — неалмазонасные кимберлиты восточного и юго-восточного склона Анабарской антеклизы; 3 — пикритовые порфириды, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами. При построении этого и последующих графиков использованы анализы кимберлитов, приведенные в работах А. П. Бобривича и др. (1959) и В. В. Ковальского и др. (1969)

хорошо выражена прямая зависимость между содержаниями железа и магния. Кимберлитовые брекчии из главных алмазонасных районов Сибирской платформы занимают на диаграмме обширную область, перекрывающую поля кимберлитовых туфов и базальтоидных кимберлитов. Жильные (интрузивные) кимберлиты северо-восточной части Сибирской платформы четко обособляются от рассмотренных пород, располагаясь в более железистой области диаграммы. Точки, отвечающие составу цемента кимберлитовых брекчий того же района, не образуют четкого поля и частично перекрываются как с полем жильных кимберлитов, так и с полем кимберлитовых брекчий главных алмазонасных районов Сибирской платформы. Пикритовые порфириды, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами, отчетливо смещены по отношению к полям алмазонасных кимберлитов в более железистую область диаграммы. В то же время поле пикритовых порфиридов в значительной своей части перекрывается с полем жильных кимберлитов северо-восточной Сибирской платформы, занимая обширную область в наиболее железистой области диаграммы.

Аналогичные соотношения между пикритовыми порфиритами, ассоциирующими с карбонатитовыми комплексами и различными



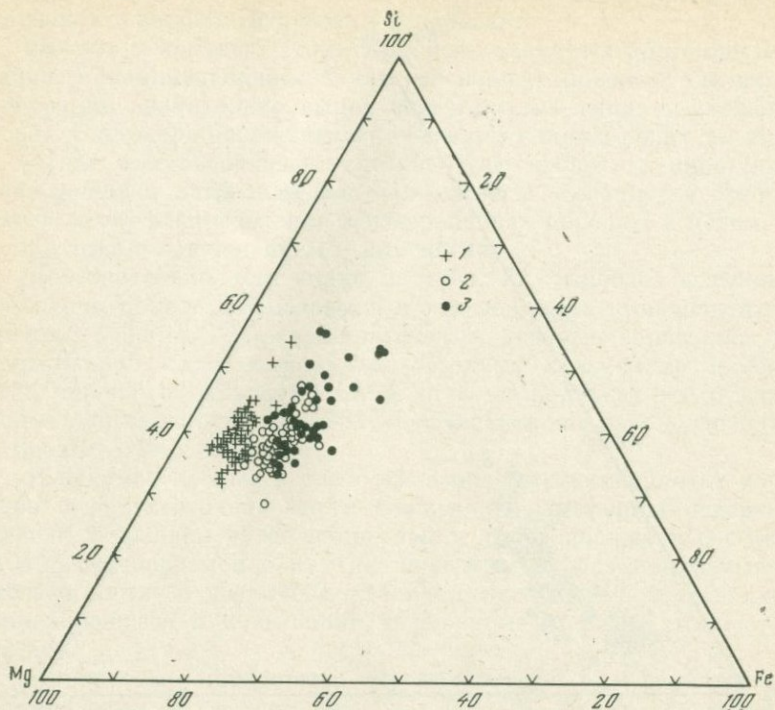
Фиг. 18. Зависимость между содержаниями FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO в кимберлитах и пикритовых порфиритах

1—3 — алмазонасные кимберлиты: 1 — кимберлитовые туфы, 2 — кимберлитовые брекчии, 3 — базальтоидные кимберлиты; 4 — кимберлитовый цемент брекчий Куонамского поля; 5 — интрузивные кимберлиты восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы; 6 — пикритовые порфириты, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами

типами кимберлитов, наблюдаются и на диаграмме Mg — Fe — Si (фиг. 19). На этой диаграмме поле пикритовых порфиритов почти совпадает с полем жильных кимберлитов северо-восточной части Сибирской платформы, несколько смещаясь относительно последнего к вершинам Fe и Si. Вместе с тем поле пикритовых порфиритов так же как и поле жильных кимберлитов северо-восточной части платформы отчетливо обособляются от поля алмазонасных кимберлитов, располагаясь в более железистой области диаграммы и ближе к вершине Si.

Для более обобщенного петрохимического сопоставления пикритовых порфиритов с кимберлитами может быть использована диаграмма Mg — Fe — Al + Na + K, которая с учетом сравнительно постоянного среднего содержания SiO<sub>2</sub> в рассматриваемых породах наиболее полно отражает особенности их химизма.

Из диаграммы (фиг. 20) видно, что поле алмазонасных кимберлитов достаточно четко обособляется от составов неалмазонасных и слабо алмазонасных преимущественно жильных кимберлитов северо-восточной части Сибирской платформы и от пикритовых порфиритов, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, располагаясь в области наиболее магnezиальных составов, характеризующихся минимальными содержаниями железа, глинозема и щелочей.

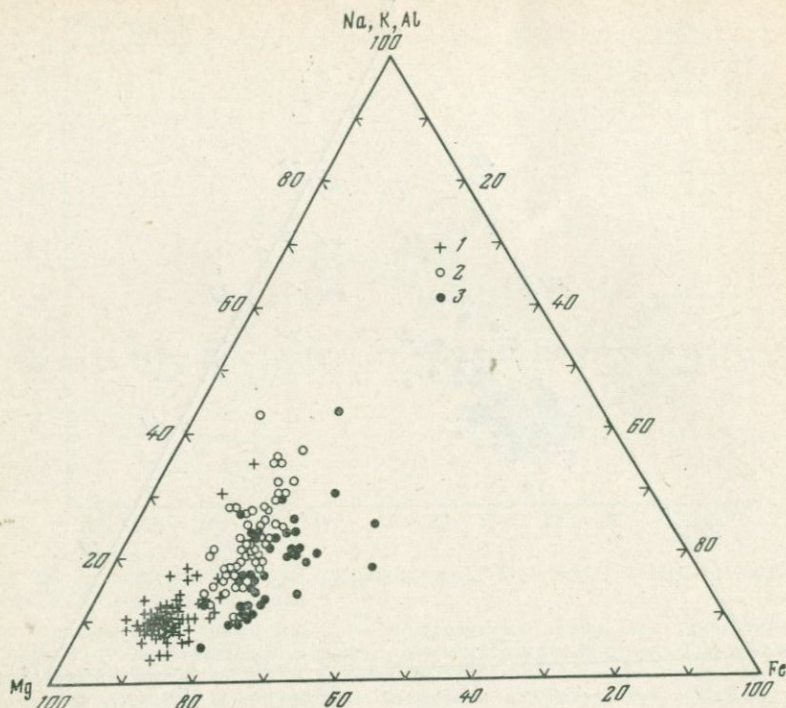


Фиг. 19. Диаграмма Mg — Fe — Si для кимберлитов и пикритовых порфиров.

Условные обозначения те же, что и на фиг. 18

Напротив, точки составов неалмазоносных и слабо алмазоносных жильных кимберлитов северо-восточной части Сибирской платформы, как и точки составов пикритовых порфиров, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, по сравнению с алмазоносными кимберлитами смещены к вершинам Fe и Al + Na + K. Как и на предыдущих диаграммах, поле составов пикритовых порфиров, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, частично перекрывается с полем жильных кимберлитов северо-восточной части Сибирской платформы, несколько смещаясь относительно последнего в более железистую часть диаграммы.

Таким образом, приведенные данные, с одной стороны, подтверждают результаты последних исследований кимберлитов, свидетельствующие о петрохимической неоднородности этих пород и о возможности выделения среди них различных петрохимических типов, характеризующихся и различной степенью алмазоносности. Полученные данные, в то же время, показывают что пикритовые порфиры, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами, по петрохимическим особенностям, в целом, сопоставимы с неалмазоносными и слабо алмазоносными взрывными и, в



Фиг. 20. Диаграмма Mg — Fe — (Al + K + Na) для кимберлитов и пикритовых порфиритов  
Условные обозначения те же, что и на фиг. 18

особенности, с жильными кимберлитами северо-восточной части Сибирской платформы, при этом обе эти группы пород по химическому составу могут быть противопоставлены алмазоносным кимберлитам внутренних районов Сибирской платформы.

### РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КИМБЕРЛИТАХ И ПИКРИТОВЫХ ПОРФИРИТАХ

Выполненные нами исследования распределения редких и малых элементов в кимберлитах в совокупности с накопленными за последние годы литературными данными не только позволяют наметить главнейшие геохимические особенности этих пород, но и еще более подчеркивают наличие неоднородности кимберлитов и дают возможность сопоставить различные геохимические и петрохимические типы кимберлитов с пикритовыми порфиритами, ассоциирующими с карбонатитовыми комплексами.

Ниже приводятся результаты изучения распределения редких и малых элементов в кимберлитах различных районов Си-

бирской платформы, а также в пикритовых порфиритах, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами.

*Никель и кобальт.* Это — типичные элементы протокристаллизации, накапливающиеся в ультраосновных породах, где их концентрации значительно выше, чем в других типах изверженных пород. Благодаря исключительно близким ионным радиусам никеля и магния никель обладает способностью входить в кристаллические решетки магнезиальных силикатов, в особенности ортосиликатов, и его распределение в изверженных породах, в целом, коррелируется с содержанием в них магния.

Действительно, как видно из табл. 27, наиболее высокие содержания никеля наблюдаются в алмазоносных кимберлитах внутренних районов Сибирской платформы, которые характеризуются повышенной магнезиальностью. Среднее содержание никеля в этих породах составляет 0,091%, а в кимберлитах из отдельных полей оно варьирует от 0,082% в Алакитском районе до 0,098% в Верхне-Мууском районе.

В неалмазоносных и слабо алмазоносных кимберлитах из районов северо-восточной части Сибирской платформы содержание никеля в среднем вдвое ниже, чем в алмазоносных и составляет 0,044%. Одновременно в этих породах наблюдается повышенные железистости и увеличение степени их дифференцированности, выражающееся в повышении содержания щелочей, глинозема и титана.

Пикритовые порфириды, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами, в среднем содержат 0,042% Ni, что примерно соответствует содержанию этого элемента в неалмазоносных кимберлитах.

Кобальт по своим геохимическим свойствам чрезвычайно близок к никелю и, благодаря близости ионных радиусов с магнием, входит в кристаллические решетки магнезиальных силикатов. Однако у кобальта в большей степени, чем у никеля проявляется геохимическое родство с двухвалентным железом, что определяет некоторые различия в тенденциях распределения никеля и кобальта в породах. Вероятно именно этим объясняется некоторое увеличение содержания кобальта при переходе от алмазоносных кимберлитов (в среднем 0,0073%) к неалмазоносным (в среднем 0,0088%), которое происходит параллельно с повышением железистости пород. Содержание кобальта в пикритовых порфиридах, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами аналогично его содержанию в неалмазоносных кимберлитах и в среднем составляет 0,009%.

Таким образом, можно констатировать, что распределение никеля и кобальта в различных типах кимберлитов и в пикритовых порфиридах подчиняется противоположным геохимическим тенденциям. В связи с этим величина отношения Ni/Co в большей степени, чем содержания индивидуальных элементов, отражает геохимические различия пород, которые коррелируются со

Содержания Ni, Co, Mn, V, Ti и их отношения в кимберлитах и пикритовых порфиритах (вес.%)

Район, провинция	Трубка, дайка, массив	Ni	Co	Cr	Mn	V	Ti	Ni/Co	Cr/V	Cr/Ti	Ni/V	Ni/Ti
<i>Кимберлиты алмазоносные</i>												
<i>Эксплозивные</i>												
Мало-Ботуобинский	Имени XXIII съезда	0,042	0,0044	0,10	0,10	0,0044	0,38	9,5	22,7	0,27	9,5	0,11
	Интернациональная	0,12	0,010	0,13	0,07	0,0043	0,34	12,0	30,2	0,38	28,0	0,35
	»	0,09	0,004	0,05	0,06	0,0029	0,14	22,5	16,2	0,34	30,0	0,64
	»	0,062	0,003	0,05	0,022	0,0046	0,22	20,6	10,9	0,23	13,5	0,28
	»	0,065	0,007	0,113	0,093	0,0039	0,28	9,3	29,9	0,40	16,6	0,23
	Таёжная	0,060	0,0075	0,110	0,07	0,0053	0,46	8,0	20,8	0,24	11,3	0,13
	Амакинская	0,030	0,0040	0,06	0,051	0,0089	0,95	7,5	6,7	0,054	3,4	0,03
	Мир	0,11	0,010	0,082	0,07	0,008	0,87	11,0	10,25	0,09	13,7	0,13
	»	0,13	0,014	0,07	0,095	0,007	0,90	9,3	10,0	0,08	18,6	0,13
	»	0,127	0,011	0,071	0,10	0,0055	0,31	11,5	12,9	0,23	23,1	0,40
	»	0,10	0,012	0,061	0,096	0,010	1,20	8,3	6,1	0,05	10,0	0,09
	»	0,093	0,010	0,078	0,07	0,008	1,10	9,3	9,8	0,07	11,6	0,085
	»	0,10	0,0095	0,13	0,075	0,0072	0,70	10,5	18,0	0,17	13,9	0,14
	Среднее из 13	0,09	0,0082	0,08	0,075	0,0062	0,61	11,5	15,7	0,20	15,6	0,21
	Алакитский	Сатыканская	0,076	0,0046	0,065	0,055	0,006	0,80	16,5	10,8	0,08	12,6
Смежная		0,070	0,008	0,113	0,05	0,012	0,68	8,8	9,4	0,17	5,8	0,10
Начальная		0,080	0,005	0,09	0,05	0,009	0,90	16,0	10,0	0,10	8,9	0,09
Светлая		0,110	0,0075	0,065	0,05	0,004	0,27	14,7	16,2	0,24	27,5	0,40
Искорка		0,070	0,010	0,05	0,12	0,011	1,20	7,0	4,5	0,04	6,4	0,06
Айхал		0,080	0,012	0,065	0,05	0,004	0,25	6,7	16,2	0,26	20,0	0,32
Веселая		0,085	0,008	0,075	0,076	0,006	0,55	10,6	12,5	0,15	14,2	0,16
Среднее из 7		0,082	0,0079	0,075	0,07	0,0074	0,66	11,5	11,4	0,15	12,6	0,18

## Далдынский

Фестивальная	0,062	0,005	0,055	0,087	0,0072	0,85	12,0	7,6	0,064	8,6	0,073
Якутская	0,11	0,010	0,11	0,19	0,0097	0,75	11,0	11,3	0,15	11,3	0,15
»	0,136	0,011	0,13	0,155	0,014	0,80	12,4	9,8	0,16	9,3	0,17
»	0,110	0,017	0,065	0,09	0,007	0,09	6,4	9,3	0,72	15,7	1,22
»	0,084	0,0065	0,073	0,12	0,007	0,85	12,9	10,4	0,09	12,0	0,10
Зарница	0,070	0,007	0,12	0,05	0,0076	0,83	10,0	15,8	0,14	9,2	0,08
»	0,10	0,008	0,10	0,075	0,0095	0,95	12,5	10,5	0,10	10,5	0,10
»	0,10	0,008	0,11	0,08	0,0102	1,10	12,5	10,8	0,10	10,0	0,10
»	0,08	0,007	0,09	0,08	0,0085	0,85	11,4	10,6	0,10	9,4	0,09
»	0,095	0,0075	0,10	0,08	0,0095	0,90	12,7	10,5	0,11	10,0	0,11
»	0,09	0,007	0,09	0,05	0,009	0,75	12,9	10,0	0,12	10,0	0,12
»	0,095	0,008	0,10	0,10	0,009	0,85	11,9	11,1	0,12	10,6	0,11
Удачная Восточная	0,12	0,009	0,09	0,13	0,0075	0,65	13,3	12,0	0,14	16,0	0,18
То же	0,065	0,0085	0,085	0,12	0,010	1,20	7,7	8,5	0,07	6,5	0,05
»	0,14	0,009	0,10	0,10	0,0065	0,39	15,5	15,4	0,26	21,5	0,36
»	0,11	0,009	0,10	0,11	0,0065	0,42	12,2	15,4	0,24	16,9	0,26
»	0,09	0,0075	0,10	0,12	0,0080	0,55	12,0	12,5	0,18	11,3	0,16
»	0,10	0,0075	0,09	0,086	0,0060	0,39	12,8	14,2	0,22	16,0	0,24
»	0,09	0,0075	0,11	0,093	0,010	0,95	12,0	11,0	0,12	9,0	0,09
»	0,08	0,0075	0,13	0,095	0,0095	0,65	10,7	13,7	0,20	8,4	0,123
»	0,08	0,0080	0,10	0,092	0,0085	0,60	9,5	11,7	0,17	8,9	0,127
»	0,11	0,0090	0,10	0,11	0,0076	0,65	12,2	13,2	0,15	14,5	0,17
»	0,08	0,0085	0,12	0,10	0,011	0,66	9,4	10,9	0,18	7,3	0,12
»	0,10	0,0085	0,11	0,10	0,0090	0,66	11,8	12,2	0,17	11,1	0,15
»	0,103	0,008	0,12	0,12	0,014	1,00	12,9	8,6	0,12	7,4	0,10
»	0,11	0,008	0,09	0,16	0,0075	0,75	13,6	12,0	0,12	14,7	0,15
Удачная Западная	0,085	0,0055	0,16	0,11	0,015	0,90	15,5	10,7	0,18	5,7	0,09
То же	0,085	0,005	0,075	0,065	0,006	0,40	17,0	12,5	0,19	14,2	0,21
»	0,075	0,0052	0,08	0,08	0,0056	0,36	14,4	14,3	0,22	13,4	0,21

Таблица 27 (продолжение)

Район, провинция	Трубка, дайка, массив	Ni	Co	Cr	Mn	V	Ti	Ni/Co	Cr/V	Cr/Ti	Ni/V	Ni/Ti
Далдынский	Удачная Западная	0,072	0,0051	0,08	0,075	0,006	0,45	14,1	13,3	0,18	12,0	0,16
	То же	0,062	0,005	0,11	0,08	0,008	0,63	12,4	13,8	0,17	7,8	0,10
	»	0,075	0,0052	0,11	0,097	0,0078	0,53	14,4	14,1	0,21	9,6	0,14
	Загадочная	0,08	0,0052	0,19	0,11	0,0165	0,80	15,4	11,6	0,24	4,8	0,10
	»	0,09	0,0054	0,17	0,13	0,014	0,43	16,5	12,1	0,40	6,4	0,21
	Среднее из 34	0,092	0,0076	0,105	0,10	0,0091	0,69	12,2	11,8	0,18	10,9	0,14
Верхне-Мунский	Легкая	0,09	0,009	0,12	0,097	0,014	0,75	10,0	8,6	0,16	6,4	0,12
	Комсомольская	0,09	0,010	0,10	0,10	0,0085	0,64	9,0	11,8	0,16	10,6	0,14
	Зимняя	0,093	0,009	0,10	0,10	0,0052	0,65	10,3	19,2	0,15	17,9	0,14
	Новинка	0,12	0,011	0,115	0,05	0,0067	0,53	16,9	17,2	0,22	17,9	0,23
	Среднее из 4	0,098	0,010	0,109	0,087	0,0086	0,64	10,0	14,2	0,17	13,2	0,16
Среднее из 58		0,091	0,0073	0,096	0,09	0,0082	0,66	11,8	12,6	0,18	12,4	0,16

## Кимберлиты неалмазные

## Эксплозивные

Районы северной окраины Сибирской платформы	Альфа	0,037	0,009	0,071	0,11	0,015	1,20	4,1	4,1	0,059	2,5	0,03
	Бета	0,030	0,0084	0,036	0,10	0,010	0,90	3,6	3,6	0,04	3,0	0,033
	Незабудка	0,048	0,010	0,070	0,10	0,010	1,05	4,8	7,0	0,07	4,8	0,047
	Нейбабыт	0,029	0,010	0,052	0,14	0,016	1,50	2,9	3,2	0,035	1,8	0,02
	Среднее из 4	0,036	0,009	0,056	0,11	0,013	1,16	3,8	4,5	0,051	3,0	0,032
Интрузивные Там же	Великан	0,030	0,0080	0,048	0,14	0,014	2,00	3,8	3,4	0,024	2,1	0,015
	»	0,029	0,0065	0,050	0,15	0,011	2,00	4,5	4,5	0,025	2,6	0,014
	»	0,025	0,0055	0,040	0,12	0,0085	1,65	4,5	4,7	0,024	2,9	0,01

Беликан	0,034	0,0080	0,060	0,18	0,015	2,00	4,2	4,0	0,03	2,3	0,017
»	0,039	0,0085	0,070	0,18	0,021	2,00	4,6	3,3	0,035	1,9	0,019
»	0,030	0,0080	0,050	0,16	0,014	1,50	3,8	3,6	0,033	2,1	0,02
»	0,030	0,0080	0,055	0,16	0,012	1,60	3,8	4,6	0,034	2,5	0,02
»	0,039	0,0083	0,069	0,21	0,0036	2,00	4,7	19,2	0,034	10,8	0,019
»	0,036	0,0080	0,065	0,17	0,0028	2,00	4,5	23,2	0,033	12,9	0,018
»	0,033	0,0075	0,060	0,19	0,0036	2,00	4,4	16,6	0,030	9,2	0,016
Монтичеллитовая	0,053	0,0087	0,080	0,19	0,0080	2,00	6,1	10,0	0,040	6,6	0,026
»	0,044	0,0070	0,070	0,14	0,013	2,00	6,3	5,4	0,035	3,4	0,024
»	0,044	0,0082	0,085	0,19	0,014	2,00	5,4	6,1	0,042	3,1	0,022
»	0,055	0,0090	0,075	0,19	0,0095	2,00	6,1	7,9	0,037	5,8	0,027
»	0,050	0,0086	0,085	0,17	0,024	1,80	5,8	3,6	0,047	2,1	0,018
»	0,049	0,0086	0,087	0,19	0,019	2,00	5,7	4,5	0,043	2,6	0,024
»	0,046	0,0090	0,085	0,20	0,011	2,00	5,1	7,7	0,043	4,2	0,023
»	0,045	0,0090	0,088	0,20	0,014	2,00	5,0	6,3	0,044	3,2	0,022
»	0,056	0,0093	0,085	0,19	0,011	2,00	6,0	7,7	0,042	5,1	0,028
Тамах	0,10	0,011	0,16	0,18	0,075	1,55	9,1	21,0	0,1	13,3	0,065
Улахан-Лучакан	0,048	0,008	0,13	0,15	0,016	2,00	6,0	8,1	0,065	3,0	0,024
Оригинальная	0,052	0,009	0,090	0,21	0,016	2,00	5,8	5,6	0,045	3,2	0,026
Виктория	0,039	0,008	0,090	0,19	0,012	1,80	4,9	7,5	0,05	3,3	0,022
Горняцкая	0,050	0,009	0,081	0,13	0,017	2,00	5,6	4,8	0,04	3,0	0,025
Сопка	0,050	0,009	0,10	0,14	0,019	1,35	5,5	5,3	0,074	2,6	0,037
Лина	0,055	0,0086	0,14	0,13	0,0085	0,82	6,4	16,5	0,17	6,5	0,067
Привет	0,036	0,0085	0,13	0,21	0,028	1,40	4,2	4,6	0,09	1,3	0,025
Бета	0,075	0,010	0,133	0,17	0,018	1,35	7,5	7,4	0,09	4,2	0,056
Арктика	0,073	0,011	0,10	0,15	0,022	1,35	6,6	4,5	0,07	3,3	0,053
Мочала	0,070	0,0095	0,11	0,18	0,018	1,35	7,4	6,1	0,08	3,9	0,05
Улыбка	0,030	0,0070	0,106	0,20	0,020	1,40	4,3	5,3	0,076	1,5	0,02

Таблица 27 (продолжение)

Район, провинция	Трубка, дайка, массив	Ni	Co	Cr	Mn	V	Ti	Ni/Co	Cr/V	Cr/Ti	Ni/V	Ni/Ti
Интрузивные Среднее из 36	Улыбка	0,041	0,0090	0,13	0,26	0,018	1,35	4,5	7,2	0,09	2,3	0,03
	Среднее из 32	0,045	0,0085	0,085	0,17	0,015	1,99*	5,3	5,8	0,042	3,2	0,022
		0,044	0,0088	0,082	0,16	0,015	1,93	5,1	5,7	0,04	3,2	0,022

*Пикритовые порфириды из карбонатитовых комплексов*

Карело-Кольская	Ковдор	0,012	0,006	0,024	0,085	0,011	1,25	2,0	2,3	0,019	0,94	0,008
	»	0,025	—	0,031	0,12	0,0123	1,90	—	2,5	0,016	2,0	0,013
	»	0,040	—	0,042	0,12	0,010	0,20	—	4,2	0,21	4,0	0,20
	»	0,031	—	0,047	0,10	0,010	1,00	—	4,7	0,047	3,1	0,031
	Вуорнярви	0,051	0,008	0,040	0,18	0,0051	1,50	6,4	7,9	0,027	10,0	0,03
	»	0,065	0,0085	0,040	0,20	0,0085	1,20	7,6	4,7	0,033	7,6	0,054
	»	0,022	0,0075	0,030	0,17	0,013	1,70	2,9	2,3	0,018	1,7	0,013
	»	0,055	0,008	0,037	0,12	0,006	1,40	6,9	6,2	0,026	9,1	0,039
	»	0,075	0,010	0,038	0,22	0,010	1,20	7,5	3,8	0,032	7,5	0,075
	»	0,046	0,011	0,070	0,29	0,008	1,70	4,2	8,7	0,04	5,6	0,027
	»	0,015	0,0075	0,025	0,14	0,015	1,70	2,0	1,7	0,015	1,0	0,009
	»	0,028	0,0094	0,053	0,18	0,020	1,80	3,0	2,6	0,03	1,4	0,016
	»	0,043	0,0120	0,080	0,23	0,0112	2,80	3,6	7,1	0,029	3,9	0,015
	Сокли (Финляндия)	0,028	0,008	0,030	0,20	0,009	0,80	3,5	3,3	0,038	3,1	0,035

Восточноаянская	Саянский I	0,01	0,007	0,030	0,12	0,020	0,85	1,4	1,5	0,035	0,5	0,012
	»	0,035	0,0072	0,113	0,11	0,013	0,85	4,9	8,7	0,133	2,7	0,040
	»	0,007	0,0066	0,050	0,20	0,023	1,20	1,1	2,2	0,042	0,3	0,006
	»	0,032	0,0094	0,11	0,12	0,012	1,11	3,4	9,2	0,10	2,6	0,029
	»	0,036	0,014	0,12	0,11	0,012	1,10	2,6	10,0	0,11	3,0	0,033
	Саянский II	0,040	0,009	0,080	0,165	0,023	2,20	4,4	3,5	0,04	1,74	0,02
	»	0,063	0,010	0,13	0,14	0,009	1,23	6,3	14,4	0,106	7,0	0,05
	»	0,041	0,009	0,09	0,14	0,0145	2,10	4,5	6,2	0,045	2,8	0,02
Алданская	Арбарастах	0,051	0,012	0,05	0,13	0,0096	1,10	4,3	5,2	0,045	5,3	0,046
		0,051	—	0,061	0,18	0,0085	0,75	—	7,2	0,081	6,0	0,048
		0,055	—	0,07	0,16	0,010	0,87	—	7,0	0,080	5,5	0,063
		0,055	—	0,08	0,22	0,0102	1,10	—	7,8	0,073	5,5	0,050
		0,05	—	0,08	0,20	0,0125	0,90	—	6,4	0,090	4,0	0,055
		0,066	—	0,08	0,22	0,012	0,76	—	6,6	0,100	5,5	0,087
		0,055	—	0,083	0,20	0,012	1,00	—	6,9	0,080	4,6	0,055
		0,065	—	0,09	0,18	0,0113	1,20	—	8,0	0,075	5,7	0,054
Среднее из 30		0,042	0,009	0,064	0,16	0,012	1,28	4,1	5,8	0,06	4,2	0,036

Примечание. В таблице приведены данные количественных спектральных анализов, выполненных в ИМГРЭ.

\* По данным 53 полных химических анализов.

степенью их алмазонасности, степенью дифференцированности и другими особенностями пород. Поэтому отношение Ni/Co может быть рекомендовано в качестве индикаторного геохимического параметра. Действительно, величина отношения Ni/Co в алмазонасных кимберлитах внутренних районов Сибирской платформы в среднем составляет 11,8, в неалмазонасных кимберлитах районов северо-восточной части платформы она понижается до 5,1, а в пикритовых порфиритах, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, равна 4,1.

Данные о распределении никеля и кобальта в минералах кимберлитов приведены в табл. 28. Наиболее высокие содержания никеля установлены в оливине — от 0,14 до 0,29, а в среднем 0,24% Ni. Ильменит, хромдиоксид и пироп содержат в среднем, соответственно, 0,044, 0,026 и 0,0124% Ni. Флогопит, согласно данным В. В. Буркова (Бурков, 1970), содержит 0,01% Ni. Кобальт, так же как и никель относительно накапливается в оливине (в среднем 0,011% Co), ильменит в среднем содержит 0,0052% Co. В. В. Бурков приводит содержание кобальта в пиропе 0,001% и флогопите 0,005%.

**Хром.** Так же как и никель, хром — типичный элемент протокристаллизации, накапливающийся в ультраосновных породах. Однако, в отличие от никеля, хром не проявляет изоморфных отношений с магнием, но сравнительно легко замещает трехвалентное железо и алюминий в решетках порообразующих минералов, а также образует собственную хромшпинелевую фазу. Благодаря этому, в ультраосновных породах хром преимущественно концентрируется не в оливине, а в пироксенах, в особенности, в клинопироксенах и в рудных минералах.

Среднее содержание хрома в алмазонасных кимберлитах составляет 0,096%, в неалмазонасных и слабо алмазонасных породах оно понижается до 0,082%, а в пикритовых порфиритах, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, равно 0,064%. В то же время следует отметить, что содержания хрома в алмазонасных кимберлитах из различных полей варьирует в широких пределах (от 0,07% в Алакитском районе до 0,109 в Верхне-Мунском районе) и эти вариации перекрывают различия в средних содержаниях хрома в алмазонасных и неалмазонасных породах. Это не позволяет использовать содержание хрома в качестве надежного геохимического индикатора степени алмазонасности пород.

Данные о распределении хрома в минералах кимберлитов приведены в табл. 28. К этим данным следует добавить, согласно исследованиям В. С. Ровши и И. П. Илупина, что максимальные содержания хрома наблюдаются в хромшпинелидах, в которых количество  $Cr_2O_3$  колеблется от 16,4 до 53,5%. Повышенные содержания хрома наблюдаются также в хромдиоксиде (в среднем 0,75% Cr) и ильмените (в среднем 0,67% Cr). Оливины содержат незначительное количество хрома (в среднем 0,023% Cr).

## Средние содержания элементов-примесей в минералах кимберлитов (вес.%)

Минерал	Ni	Co	Cr
Оливин	$\frac{0,14-0,29}{0,24(17)}$	$\frac{0,009-0,012}{0,011(17)}$	$\frac{0,0066-0,032}{0,023(17)}$
	$\frac{0,015-0,068}{0,026(11)}$	$\frac{0,001}{0,001(11)}$	$\frac{0,50-1,2}{0,75(11)}$
Хромдиоксид	$\frac{0,003-0,037}{0,0124(43)}$	Не опр.	Не опр.
	$\frac{0,022-0,080}{0,044(26)}$	$\frac{0,0012-0,009}{0,0052(26)}$	$\frac{0,28-1,0}{0,67(26)}$

Таблица 28 (окончание)

Минерал	Mn	V	Ti
Оливин	$\frac{0,06-0,08}{0,07(17)}$	$\frac{0,001}{0,001(17)}$	$\frac{0,01}{0,01(17)}$
	$\frac{0,028-0,06}{0,039(11)}$	$\frac{0,013-0,03}{0,02(11)}$	$\frac{0,012-0,29}{0,14(11)}$
Хромдиоксид	$\frac{0,12-0,30}{0,18(43)}$	$\frac{0,010-0,024}{0,016(43)}$	$\frac{0,095-1,2}{0,21(43)}$
	$\frac{0,10-0,45}{0,285(26)}$	$\frac{0,07-0,13}{0,098(26)}$	28,00 *

\* По данным полных химических анализов; в остальных случаях — количественные спектральные определения.

В пиронах содержание хрома меняется от десятых и сотых долей процента до 10—15%, при этом наиболее высокохромистые пироны являются наиболее ранними и часто устанавливаются в виде включений в алмазах (Соболев и др., 1969).

*Марганец.* Этот элемент геохимически связан с двухвалентным железом и в гораздо меньшей степени с магнием, поэтому распределение его в породах и минералах коррелируется с содержанием в них железа.

Алмазоносные кимберлиты, характеризующиеся более низкой железистостью, содержат минимальные количества марганца (в среднем 0,066% Mn). В неалмазоносных кимберлитах параллельно с увеличением их железистости содержание марганца повышается в среднем до 0,16%. Пикритовые порфириды, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами, по содержанию марганца аналогичны неалмазоносным кимберлитам.

Данные о распределении марганца в минералах кимберлитов приведены в табл. 28. Наиболее высокие содержания марганца

наблюдаются в ильмените (в среднем 0,285%), пироп содержит в среднем 0,18% Mn, оливин — 0,07% и хромдиоксид — 0,039% Mn.

*Ванадий и титан.* Распределение ванадия и титана в кимберлитах и пикритовых порфиритах существенно отличается от распределения никеля и хрома. Известно, что в отличие от никеля и хрома, ванадий и титан в дифференцированных сериях не проявляют тенденции концентрироваться в ранних фазах протокристаллизации, а накапливаются в более поздних дифференциатах.

Ванадий в силикатах и шпинелидах присутствует в форме трехвалентного иона, по радиусу близкого к трехвалентному железу, и способен изоморфно входить в структуру минералов, содержащих окисное железо. Титан по своим геохимическим свойствам близок к ванадию; близость ионных радиусов титана и трехвалентного железа определяет возможность широкого изоморфизма этих элементов.

Среднее содержание ванадия в алмазоносных кимберлитах внутренних районов Сибирской платформы составляет 0,0082%, а в кимберлитах из отдельных полей оно колеблется от 0,0062% в Мало-Ботуобинском районе до 0,0091% в Далдынском районе. Среднее содержание ванадия в неалмазоносных кимберлитах районов северной окраины Сибирской платформы почти вдвое превышает его содержание в алмазоносных кимберлитах и составляет 0,015%.

Пикритовые порфириды, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами, по содержанию ванадия близки и неалмазоносным кимберлитам и содержат в среднем 0,012%.

Аналогичным образом изменяется и содержание титана. В алмазоносных кимберлитах оно составляет в среднем 0,66% и в различных районах меняется от 0,061% в Мало-Ботуобинском поле до 0,69 в Далдынском поле. Неалмазоносные кимберлиты в среднем содержат 1,93% титана, а пикритовые порфириды, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами — 1,28% Ti.

Данные о распределении ванадия и титана в минералах кимберлитов приведены в табл. 28. Наиболее высокие концентрации ванадия — в среднем 0,098% V наблюдаются в ильмените, который является и главным минералом титана, и содержит в среднем 28,0% Ti.

Пироп содержит в среднем 0,016% V и 0,21% Ti, хромдиоксид — 0,02% V и 0,14% Ti. В оливинах содержание ванадия и титана находится ниже предела чувствительности анализа (менее 0,001% ванадия и менее 0,01% титана).

Таким образом, по своим геохимическим особенностям и характеру распределения в кимберлитах и пикритовых порфиридах ванадий и титан могут быть противопоставлены никелю и хрому. Содержания указанных элементов в различных типах кимберлитов и в пикритовых порфиридах обнаруживают закономерную зависимость от петрохимических особенностей, степени алмазопо-

ности и других параметров пород, причем эта зависимость в большинстве случаев имеет противоположную направленность, то есть увеличение содержания ванадия и титана в породах сопровождается одновременным понижением содержания в них никеля и хрома. Благодаря этому, величины отношений Cr/V и Cr/Ti, а также Ni/V и Ni/Ti значительно контрастнее, чем содержания индивидуальных элементов и поэтому более удобны для использования в качестве геохимических индикаторов при типизации пород и определении перспектив их алмазности.

Действительно, средние величины отношения Cr/V и Ni/V изменяются, соответственно, от 12,6 и 12,4 в алмазных кимберлитах до 5,7 и 3,2 в неалмазных кимберлитах и 5,8 и 4,2 в пикритовых порфиритах, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами.

Отношение Cr/Ti и Ni/Ti в алмазных кимберлитах имеют средние значения 0,17 и 0,16, в неалмазных кимберлитах — 0,04 и 0,022, а в пикритовых порфиритах, ассоциирующих с карбонатитами 0,06 и 0,036.

*Скандий.* Скандий — типичный рассеянный элемент, геохимически связанный с магнием и двухвалентным железом. В связи с этим, ультраосновные и основные породы характеризуются наиболее высокими по сравнению с другими типами изверженных горных пород содержаниями скандия.

Проведенные исследования распределения скандия в кимберлитах и пикритовых порфиритах показывают, что содержания скандия в кимберлитах и пикритовых порфиритах превышает кларк этого элемента в ультраосновных породах, который, согласно А. П. Виноградову, равен  $5 \cdot 10^{-4}\%$ . Наиболее низкие содержания скандия характерны для алмазных кимберлитов, которые в среднем содержат 0,001% Sc (табл. 29). В неалмазных кимберлитах содержание скандия заметно увеличивается и составляет в среднем 0,0024%.

Пикритовые порфириты, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами по содержанию скандия аналогичны неалмазным кимберлитам.

В кимберлитах и пикритовых порфиритах скандий присутствует в рассеянной форме, замещая ионы магния и двухвалентного железа в решетках порообразующих и второстепенных минералов.

Известно также, что скандий способен концентрироваться в минералах циркония, который близок к скандию по величине ионного радиуса. Согласно данным В. К. Маршинцева (1970) наиболее высокие содержания скандия наблюдаются в бадделеите — 0,04%, однако этот минерал в кимберлитах редок и обнаружен лишь в карбонатизированных кимберлитах трубки Айхал. Содержание скандия в оливине ниже предела чувствительности анализа (менее 0,00026%), в серпентине и серпофите В. В. Бурковым определено 0,0005—0,0007% Sc. Хромдиоксид содержит

## Содержание Sc и Be в кимберлитах и пикритовых порфиритах (вес.%)

Район, провинция	Трубка, дайка, массив	Sc	Be
<i>Алмазоносные кимберлиты</i>			
<i>Эксплозивные</i>			
Мало-Ботубинский	Имени XXIII съезда	0,00114	0,00030
	Амакинская	0,00132	0,00021
	Интернациональная	0,00126	0,00013
	»	0,00132	0,00012
	»	0,00060	0,00015
	Таежная	0,00156	0,00013
	»	0,00138	0,00030
	Мир	0,00066	0,00013
	»	0,00096	0,00013
	»	0,00096	0,00012
	»	0,00084	0,00039
	»	0,00120	0,00020
	Среднее из 12	0,0011	0,00018
Алакитский	Смежная	0,00108	0,00025
	Начальная	0,00096	0,00017
	Светлая	0,00060	0,00012
	Веселая	0,00096	0,00014
	Искорка	0,00108	0,00013
	Айхал	0,00072	0,00013
	»	0,00090	0,00029
	»	0,00066	0,00017
Среднее из 8	0,00087	0,00017	
Далдынский	Фестивальная	0,00090	0,00013
	Якутская	0,00078	0,00012
	»	0,00104	—
	Зарница	0,00078	0,00012
	»	0,00120	0,00012
	»	0,00084	—
	»	0,00052	—
	»	0,00084	—
	Удачная Восточная	0,00068	0,00017
	То же	0,00100	0,00012
	»	0,00108	0,00014
	»	0,00060	0,00018
	»	0,00072	0,00010
	»	0,00100	0,00014
	»	0,00072	0,00018
»	0,00070	0,00010	
»	0,00084	0,00010	
»	0,00100	0,00014	

Таблица 29 (продолжение)

Район, провинция	Трубка, дайка, массив	Sc	Be
Далдынский	Удачная Западная	0,00110	0,00009
	Сибирская	0,00052	—
	»	0,00040	—
	Молодежная	0,00090	0,00012
	Ленинградская	0,00132	0,00012
	Полярная	0,00108	0,00012
	Имени XII съезда	0,00138	0,00030
	Загадочная	0,00220	0,00025
	»	0,00160	—
	»	0,00160	—
	»	0,00124	—
	Среднее из 29	0,00098	0,00014
Верхне-Мунский	Легкая	0,00126	0,00030
	Комсомольская	0,00108	0,00026
	Зимняя	0,00114	0,00014
	Новинка	0,00084	0,00012
	Среднее из 4	0,00108	0,00020
Среднее из 53		0,0010	0,00016

*Кимберлиты неалмазные*

		Эксплозивные	
Районы северной окраины Сибирской платформы	Бетта	0,00240	0,00026
	Нейбабыт	0,0020	0,00028
	Аномалия № 52	0,00156	0,00055
	Альфа	0,00168	0,00018
	Незабудка	0,00092	0,00009
	Среднее из 5	0,0017	0,00027

## Интрузивные

Там же	Великан	0,00280	0,00010
	»	0,00300	0,00025
	»	0,00192	0,00010
	»	0,00320	0,00010
	»	0,00300	0,00023
	»	0,00200	0,00018
	»	0,00200	0,00024
	»	0,00144	0,00023
	»	0,00240	0,00036
	»	0,00200	0,00036
	Монтичеллитовая	0,00260	0,00013
»	0,00280	0,00027	

Таблица 29 (окончание)

Район, провинция	Трубка, дайка, массив	Sc	Be
Интрузивные			
Районы окраины Сибирской платформы	Монтичеллитовая	0,00300	0,00018
	»	0,00320	0,00016
	»	0,00340	0,00031
	»	0,00320	0,00012
	»	0,00192	0,00021
	»	0,00280	0,00021
	»	0,00280	0,00020
	Оригинальная	0,00260	0,00013
	Горняцкая	0,00220	0,00028
	Виктория	0,00340	0,00030
	Улахан-Лучакан	0,00320	0,00021
	Тамах	0,00120	0,00010
	Сопка	0,00240	0,00030
	Привет	0,00360	0,00026
	Арктика	0,00120	0,00024
	Улыбка	0,00400	0,00034
	»	0,00280	0,00034
	Мочала	0,00092	0,00009
	Бета	0,00144	0,00010
Липа	0,00260	0,00020	
Среднее из 32	0,0025	0,00021	
Среднее из 37	0,0024	0,00022	
<i>Пикритовые порфириды из карбонатитовых комплексов</i>			
Карело-Кольская	Ковдор	0,00210	—
	»	0,00350	—
	Вуориярви	0,00408	0,00012
	»	0,00138	0,00016
	»	0,00396	0,00041
Восточносааянская	»	0,00150	0,00012
	Саянский I	0,00220	0,00062
	»	0,00234	0,00045
	Саянский II	0,00220	0,00050
	»	0,00180	0,00039
Алданская	Арбарастах	0,00198	0,00074
	»	0,00234	0,00064
	»	0,00216	0,00070
	»	0,00234	0,00050
	»	0,00246	0,00039
	»	0,00198	0,00064
	»	0,00170	—
Среднее из 17	0,0024	0,00045	

Примечание. Анализы выполнены количественным спектральным методом в спектральной лаборатории ИМГРЭ.

0,00415%, пироп — 0,01%, ильменит — 0,0027%, магнетит — 0,0039%, флогопит — 0,002%, хромшпинелиды — 0,0011%, перовскит — 0,003% Sc (Маршинцев, 1970). Как отмечалось ранее (Борисенко, Щербина, 1959), пониженная изоморфная емкость оливина в отношении скандия связана с тем, что, несмотря на близость ионных радиусов Sc, Mg и Fe, простое замещение железа и магния на скандий невозможно, поскольку требует одновременной замены части  $\text{Si}^{4+}$  на ионы меньшей валентности; однако возможность этого в оливине весьма ограничена. В пироксенах же, в особенности моноклинных пироксенах, и пиронах такая возможность легко реализуется, благодаря замещению Si на Al по схеме  $(\text{Mg}, \text{Fe})^{2+}[\text{Si}]^{4+} \leftarrow \text{Sc}^{3+}[\text{Al}]^{3+}$ . В гранатах, которых избирательно концентрируют также редкоземельные элементы иттриевой группы, аналогичная схема изоморфизма, вероятно, справедлива и для иттрия.

*Бериллий.* Как типичный литофильный элемент, бериллий не характерен для ультраосновных пород и его среднее содержание в ультрабазитах (0,00002% по Санделлу, 1952) значительно ниже, чем в других типах изверженных пород. Вместе с тем характерно, что наиболее высокие средние содержания бериллия свойственны не кислым породам, с пегматитами и пневматолитовыми образованиями которых связаны максимальные концентрации этого элемента, а с щелочными породами — нефелиновыми сиенитами.

Учитывая это, а также известную способность бериллия накапливаться в слюдах, можно предполагать наличие повышенных содержаний бериллия в кимберлитах.

Проведенные исследования подтверждают это предположение. Среднее содержание бериллия в алмазоносных кимберлитах составляет 0,00016%, в неалмазоносных породах, характеризующихся более высокой щелочностью содержание бериллия увеличивается до 0,00022%, а в пикритовых порфиритах, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, оно равно 0,00045% (см. табл. 29).

*Цирконий, ниобий и тантал.* По содержаниям циркония, ниобия и тантала кимберлиты резко отличаются от ультраосновных пород других магматических формаций. Количество этих элементов в кимберлитах в десятки и сотни раз превышает их кларки для ультраосновных пород. Близкие к кимберлитовым и даже превышающие их содержания циркония, ниобия и тантала мы обнаруживаем только в перовскитсодержащих оливинитах и пироксенитах из щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов.

Данные о распределении циркония и ниобия в кимберлитах и пикритовых порфиритах приведены в табл. 30. Анализы выполнены количественным спектральным методом в лаборатории ИМГРЭ и химическим методом в лабораториях ИМГРЭ и Бронницкой геохимической экспедиции. Согласно этим данным,

Содержание циркония и ниобия в кимберлитах и пикритовых порфиритах  
(вес. %)

Район, провинция	Трубка, дайка, массив	Zr	Nb
<i>Алмазоносные кимберлиты</i>			
Эксплозивные			
Мало-Ботуобинский	Имени XXIII съезда	0,014	0,012
	Амакинская	0,013	0,010
	Интернациональная	0,012	0,010
	»	0,012	0,013
	Таежная	0,016	0,014
	»	0,013	0,017
	Мир	0,008	0,006
	»	0,008	0,005
	»	0,006	0,005
	»	0,008	0,007
	»	0,012	0,014
	Среднее из 11	0,011	0,010
Алакитский	Смежная	0,014	0,014
	Начальная	0,014	0,016
	Светлая	0,006	0,006
	Веслая	0,009	0,014
	Искорка	0,010	0,020
	Айхал	0,007	0,005
	»	0,008	0,007
	Среднее из 7	0,010	0,012
Далдынский	Фестивальная	0,010	0,009
	Якутская	0,008	0,009
	»	0,009	0,009
	Зарница	0,009	0,008
	»	0,007	0,008
	»	0,011	0,012
	Удачная	0,007	0,010
	»	0,008	0,020
	»	0,008	0,011
	»	0,009	0,006
	»	0,012	0,010
	Сибирская	0,007	0,008
	»	0,007	0,009
	Молодежная	0,009	0,011
	Полярная	0,009	0,013
	Ленинградская	0,012	0,013
	Среднее из 16	0,009	0,011

Таблица 30 (продолжение)

Район, провинция	Трубка, дайка, массив	Zr	Nb
Далдынский	Загадочная	0,017	0,027
	»	0,020	—
	»	0,018	—
	»	0,018	—
	»	0,016	—
Верхне-Мунский	Легкая	0,017	0,022
	Комсомольская	0,013	0,013
	Зимняя	0,016	0,017
	Новинка	0,009	0,013
Среднее из 38	Среднее из 4	0,014	0,016
		0,010	0,011
<i>Кимберлиты неалмазные</i>			
Эксплозивные			
Районы северной окраины Сибирской платформы	Незабудка	0,017	0,015
	Альфа	0,013	0,011
	Нейбабыт	0,028	0,027
	Аномалия № 52	0,034	0,015
	Бетта	0,020	0,018
	Среднее из 5	0,022	0,017
Интрузивные			
Там же	Великан	0,025	0,032
	»	0,025	0,032
	»	0,018	0,019
	»	0,026	0,031
	»	0,025	0,031
	»	0,020	0,021
	»	0,023	0,027
	»	0,023	0,023
	»	0,021	0,021
	»	0,022	0,027
	Монтичеллитовая	0,040	0,026
	»	0,028	0,017
	»	0,023	0,014
	»	0,040	0,021
	»	0,030	0,027
	»	0,032	0,026
	»	0,022	0,016
»	0,030	0,024	
»	0,026	0,023	
Оригинальная	0,026	0,022	

Таблица 30 (окончание)

Район, провинция	Трубка, дайка, массив	Zr	Nb	
Интрузивные				
Районы северной окраины Сибирской платформы	Горняцкая	0,040	0,015	
	Виктория	0,048	0,020	
	Улакан-Лучакан	0,028	0,028	
	Тамах	0,060	0,010	
	Сопка	0,030	0,019	
	Привет	0,042	0,019	
	Арктика	0,020	0,015	
	Улыбка	0,032	0,016	
	»	0,030	0,016	
	Мочала	0,016	0,010	
	Бета	0,017	0,010	
	Лица	0,020	0,019	
	Среднее из 37	Среднее из 32	0,028	0,021
		0,027	0,021	
<i>Пикритовые порфириты из карбонатитовых комплексов</i>				
Карело-Кольская	Острова Кандалакшского залива	0,032	0,020	
	То же	0,048	0,017	
	»	0,020	0,017	
	»	0,032	0,018	
	Ковдор	0,026	0,013	
	»	0,036	0,019	
	Вуорьярви	0,040	0,024	
	»	0,035	0,029	
	»	0,110	0,035	
	»	0,050	0,013	
	»	0,035	0,024	
	»	0,035	0,020	
	Восточносааянская	Саянский I	0,030	0,011
		»	0,035	0,020
»		0,020	0,010	
Саянский II		0,042	0,014	
»		0,010	0,006	
»		0,026	0,019	
Арбарастах		0,043	0,016	
»		0,035	0,017	
»		0,053	0,020	
»		0,036	0,012	
»	0,034	0,018		
»	0,042	0,017		
»	0,035	0,019		
Среднее из 25		0,038	0,018	

Примечание. Анализы выполнены количественным спектральным методом в лаборатории ИМГРЭ.

средние содержания ниобия и циркония в алмазонасных кимберлитах составляют соответственно 0,011 и 0,010%. В кимберлитах из главных алмазонасных районов (Мало-Ботубинского, Алакитского и Далдынского) средние содержания этих элементов близки между собой и мало отличаются от приведенных средних значений. Некоторое обогащение ниобием и цирконием характерно только для кимберлитов Верхне-Мунского района. В то же время в пределах отдельных районов наблюдаются значительные вариации в содержании циркония и ниобия в кимберлитах различных трубок. Обращают внимание пониженные содержания этих элементов в таких алмазонасных трубках, как Мир и Айхал; в то же время кимберлиты трубки Загадочная, характеризующихся рядом специфических геохимических особенностей, содержат наиболее высокие концентрации циркония и ниобия.

Содержание ниобия и циркония в неалмазонасных кимберлитах районов северной окраины Сибирской платформы значительно выше, чем в алмазонасных породах, а в среднем составляет 0,12% Nb и 0,027% Zr. Таким образом, уровень концентрации рассматриваемых элементов в кимберлитах коррелируется со степенью их алмазонасности и может, наряду с другими геохимическими признаками, использоваться в качестве критерия алмазонасности пород.

Содержание тантала в кимберлитах охарактеризовано небольшим количеством анализов и находится в пределах от 0,00033 до 0,0025%, составляя в среднем для алмазонасных кимберлитов 0,0009%, а для неалмазонасных кимберлитов 0,0016%.

Величина отношения Nb/Ta в кимберлитах меняется от 6,3 до 22 и в среднем для алмазонасных кимберлитов составляет 14, а для неалмазонасных — 13.

Следует отметить, что наряду с перовскитом, который обычно считается главным минералом — концентратором ниобия и тантала в кимберлитах, повышенные содержания этих элементов наблюдаются в ильмените. Согласно нашим данным (табл. 31) ильменит содержит от 0,15 до 0,375%, а в среднем 0,22% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и от 0,0081 до 0,035%, а в среднем 0,016% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, при средней величине отношения Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 12,4.

Пикритовые порфириды, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами, так же как и кимберлиты характеризуются повышенными содержаниями циркония и ниобия и по уровню концентрации этих элементов близки к неалмазонасным кимберлитам. Содержание тантала в пикритовых порфиридах в среднем из 11-ти определений составляет 0,001%, величина отношения Nb/Ta — 17.

Из прочих минералов кимберлитов по данным В. В. Буркова (1970) ниобий присутствует в пироне — 0,0007% Nb и магнетите — 0,0042% Nb, а также 0,001 Ta. Согласно тому же источнику (кроме аксессуарного циркона цирконий присутствует также в флогопите — 0,007%, в ильмените и диопсиде содержится

Содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в ильмените из кимберлитов (вес.%)

Трубка	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Мир	0,24	0,009	27
»	0,23	0,021	11
Удачная-Восточная	0,15	0,033	4,6
»	0,175	0,0081	21,5
»	0,25	0,015	16,7
Зарница	0,25	0,035	7,1
»	0,200	0,0172	11,6
»	0,150	0,0122	12,3
Якутская	0,375	0,019	20,0
Среднее из 9	0,22	0,016	12,4

Примечание. Данные химического анализа, лаборатория ИМГРЭ.

0,003% Zr, в пиропе 0,0015% и оливине 0,001% Zr. По данным И. П. Илупина и других (1974) содержание церкония в ильмените из кимберлитов колеблется от 0,02 до 0,07%, а в среднем равно 0,045%.

*Редкие земли.* Первые же сведения о содержаниях редких земель в кимберлитах (Dawson, 1962; Бурков, Подпорина, 1966) показали, что кимберлиты резко обогащены редкоземельными элементами по сравнению с ультраосновными породами других магматических формаций. По содержанию редкоземельных элементов кимберлиты сопоставимы лишь с перовскитсодержащими оливинитами и пироксенитами из щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов. Было установлено также, что достаточно специфичным является и резко селективный цериевый состав лантаноидов в кимберлитах, встречающийся лишь в нефелинитах и перовскитсодержащих ультрабазитах. Однако, имеющиеся в литературе сведения о распределении редких земель в кимберлитах недостаточно полны и касаются лишь немногих кимберлитовых трубок.

Полученные нами данные позволяют более детально охарактеризовать особенности распределения редкоземельных элементов в кимберлитах различных районов Якутской провинции, а также в пикритовых порфиритах, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами (табл. 32). Анализы выполнены в химических лабораториях ИМГРЭ и Бронницкой геохимической экспедиции.

Как видно из табл. 32 среднее содержание редкоземельных элементов в алмазозносных кимберлитах составляет 0,032%.

## Содержание редких земель в кимберлитах и пикритовых порфиритах

Район (поле, провинция)	Трубка, дайка, массив	ΣTR
<i>Кимберлиты алмазоносные</i>		
Эксплозивные		
Мало-Ботубинский	Имени XXIII съезда	0,046
	Амакинская	0,042
	Интернациональная	0,047
	Таежная	0,070
Алакитский	Среднее из 4	0,051
	Смежная	0,032
	Начальная	0,009
	Светлая	0,021
	Веселая	0,042
Далдынский	Искорка	0,022
	Айхал	0,023
	Среднее из 6	0,025
	Фестивальная	0,034
	Якутская	0,027
	»	0,024
	Зарница	0,025
	»	0,025
	»	0,030
	Удачная Восточная	0,028
	»	0,026
	»	0,025
	Сибирская	0,029
»	0,020	
Загадочная	0,15	
Среднее из 11 (без Загадочной)	0,027	
Верхне-Мунский	Легкая	0,048
	Зимняя	0,038
	Комсомольская	0,046
	Новинка	0,033
	Среднее из 4	0,041
Среднее из 25		0,032
<i>Кимберлиты неалмазоносные</i>		
Эксплозивные		
Районы северной окраины Сибирской платформы	Аномалия 172	0,10
	То же	0,128
	Незабудка	0,042
	»	0,044

Таблица 32 (окончание)

Район (поле, провинция)	Трубка, дайка, массив	ΣTR
Районы северной окраины Сибирской платформы	Альфа	0,034
	»	0,053
	Нейбабыт	0,044
	»	0,053
	Среднее из 8	0,062
Интрузивные		
Там же	Великан	0,102
	Монтичеллитовая	0,076
	Среднее из 2	0,089
Среднее из 10		0,067

*Пикритовые порфириты из карбонатитовых комплексов*

Карело-Кольская	Ковдор	0,069
	Вуориярви	0,075
Восточносааянская	Саянский	0,042
Алданская	Арбарастах	0,102
	»	0,110
	»	0,085
Среднее из 7	»	0,110
		0,085

Примечание. Анализы выполнены в химических лабораториях ИМГРЭ и Бронницкой ГГЭ.

В пределах отдельных кимберлитовых полей содержания редких земель остаются сравнительно постоянными, но заметно варьируют в различных районах. Наиболее высокие содержания редких земель наблюдаются в кимберлитах Мало-Ботуобинского и Верхне-Мунского районов (в среднем 0,051 и 0,041%), более низкими содержаниями характеризуются кимберлиты Далдынского и Алакитского полей.

Аномально высокие содержания лантаноидов наблюдаются в кимберлитах трубки Загадочная, что вновь подчеркивает геохимическое своеобразие этой трубки.

Неалмазоносные кимберлиты отличаются от алмазоносных более высокими содержаниями лантаноидов (в среднем 0,067%), причем наиболее высокие концентрации редкоземельных элементов характерны для пород жильной фации.

Пикритовые порфириты, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами, так же как и кимберлиты содержат повышенные количества редких земель, причем по уровню концентрации лантаноидов они близки к неалмазоносным жильным кимберлитам.

Распределение редких земель в минералах кимберлитов изучалось Р. А. Некрасовой и В. В. Гамяниной (1968). Ими обнаружены следующие содержания суммы редких земель: хромдиопсиды — до 0,0032%, пиропы — 0,00043—0,0037%; флогопиды — до 0,00147%, цирконы — до 0,0012%. В. В. Бурков (1970) приводит содержание суммы редких земель в серпентине — 0,015% и кальците — 0,032%. По данным А. П. Хомякова, И. П. Илупина и Ю. А. Балашова, исследовавших распределение редких земель в аксессуарных минералах кимберлитов, апатит содержит от 0,33 до 1,23%  $TR_2O_3$ , перовскит — 1,95%  $TR_2O_3$ , циркон — 0,003%  $TR_2O_3$ .

Редкие земли в кимберлитах имеют существенно цериевый состав (табл. 33). В этом отношении кимберлиты отличаются от ультраосновных пород нормального ряда, но сходны с типичными щелочно-ультраосновными и щелочными породами — нефелинитами, фonoлитами и их глубинными аналогами — ийолитами и нефелиновыми сиенитами.

Алмазоносные кимберлиты по составу редких земель в среднем несколько отличаются как от неалмазоносных и слабоалмазоносных пород, так и от пикритовых порфиритов, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами. Последние формируются в условиях более высокой щелочности и относительно обогащены наиболее основным из элементов редкоземельной группы — лантаном.

*Стронций и барий.* Имеющиеся в литературе сведения (Литинский, 1961, Janse, 1964, Dawson, 1962, Бурков, Подпорина, 1965, 1966) свидетельствуют о том, что к специфическим геохимическим особенностям кимберлитов относятся повышенные содержания в них щелочно-земельных элементов — стронция и бария, значительно превосходящие содержания этих элементов в ультраосновных породах главнейших магматических формаций.

Однако, эти данные ограничены и в различных источниках нередко существенно различаются между собой. В связи с этим нами было выполнено систематическое изучение особенностей распределения стронция и бария в 70 пробах эксплозивных и жильных кимберлитов из различных районов Якутской провинции, а также в пикритовых порфиритах, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами (табл. 34). Анализы выполнены количественным спектральным методом на квантометре ДФС в Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов.

Как следует из данных, приведенных в табл. 34, среднее содержание стронция в алмазоносных кимберлитах составляет 0,076%, при этом наиболее низкими средними содержаниями стронция характеризуются кимберлиты Далдынского и Алакитского районов, а наиболее высокими — кимберлиты Мало-Батуобинского района.

Состав редких земель в кимберлитах и шкритовых порфиритах (в % от суммы  $TR_2O_3$  без Y)

Наименование пород	Местонахождение	$\Sigma TR_2O_3$ вес. %	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Yd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Примечание
<i>Кимберлиты алмазоносные</i>																	
Кимберлитовые брекчи	Трубка Мир	0,023	19,7	51,0	5,6	16,6	2,7	0,4	2,2	0,3	0,8	—	0,3	—	0,4	—	Бурков, Подпорина, 1966; ср. из 6 ан.
То же	Трубка Зарница	0,022	21,4	50,2	5,2	17,3	2,5	0,2	1,6	0,1	0,8	0,1	0,2	—	0,4	—	То же; ср. из 8 ан.
»	Трубка Удачная Западная	0,038	20,7	48,8	5,0	20,4	2,0	0,3	1,3	0,1	0,5	0,1	—	—	0,2	—	То же, ср. из 3 ан.
Базальтоидные кимберлиты	Трубка Удачная Восточная	0,028	20,2	50,1	5,1	19,3	2,8	0,3	1,6	—	0,7	—	0,1	—	0,1	—	То же, ср. из 7 ан.
Среднее из 24		0,028	20,5	50,0	5,5	18,3	2,5	0,3	1,7	0,1	0,7	0,1	0,2	—	0,3		То же
<i>Кимберлиты неалмазоносные</i>																	
Слюдяной кимберлит	Трубка Нейбабыт	0,05	25,9	43,6	4,1	19,3	2,2	0,64	1,6	0,21	0,82	0,27	0,29	—	0,74	0,16	Данные А. В. Лапина
То же	Незабудка	0,043	25,6	43,1	4,2	19,9	2,3	0,71	1,7	0,25	0,92	0,3	0,2	—	0,50	0,07	То же
»	Аномалия 172	0,15	26,6	48,2	4,7	16,7	1,9	0,4	1,1	—	0,4	—	0,16	—	—	—	»
»	Дайка Великан	0,102	30,2	40,5	4,2	17,9	2,1	0,74	1,71	0,24	0,70	0,15	0,52	—	0,52	0,14	»

Таблица 33 (окончание)

Наименование пород	Место-нахождение	$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ вес. %	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Yd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Примечание
Монтichelлитовый кимберлит	Дайка Монтichelлитовая	0,076	28,1	38,6	4,5	19,8	2,6	0,84	2,1	0,28	1,15	0,25	0,37	—	0,79	0,20	Данные А. В. Лапина
Среднее из 5		0,074	27,3	42,8	4,3	18,7	2,2	0,67	1,64	0,25	0,80	0,24	0,25	—	0,64	0,14	То же
<i>Пикритовые порфириды</i>																	
Слюдяной пикритовый порфирит	Ковдор	0,081	23,3	47,9	5,3	18,7	2,3	0,45	1,6	—	0,5	—	—	—	—	—	»
То же	Восточно-сянский массив	0,049	27,8	47,8	4,1	16,6	1,7	0,4	1,2	—	0,4	—	—	—	—	—	»
»	То же	0,08	24,7	42,4	4,3	20,5	2,4	0,71	1,9	0,25	1,3	0,28	0,45	0,05	0,58	0,08	»
»	Вуориярви	0,075	22,3	43,7	4,5	22,4	2,4	0,79	1,7	0,22	0,95	0,15	0,13	—	0,50	0,09	»
»	То же	0,065	21,5	41,5	4,9	23,1	2,8	0,82	2,1	0,25	1,6	0,24	0,37	—	0,54	0,08	»
»	»	0,085	20,5	41,0	5,0	23,2	3,1	0,98	2,5	0,28	1,6	0,37	0,25	—	0,72	0,09	»
Пикритовый порфирит	Арбарастах	0,12	18,6	41,75	6,2	23,3	4,0	1,35	3,12	0,14	1,14	—	0,28	0,28	—	—	»
То же	То же	0,13	20,5	43,1	5,6	20,9	3,9	0,9	2,8	0,4	1,4	0,1	0,4	—	—	—	»
Среднее из 8		0,086	22,4	43,6	5,0	21,1	2,8	0,8	2,1	0,26	1,11	0,23	0,32	0,16	0,58	0,08	»

Примечание. Расшифровки состава  $\text{TR}_2\text{O}_3$  выполнены рентгеноспектральным методом в лаборатории ИМГРЭ.

Содержание стронция и бария в кимберлитах и пикритовых порфиритах  
(вес.%)

Район (поле, провинция)	Трубка, дайка, массив	Sr	Ba	Ba/Sr
<i>Кимберлиты алмазоносные</i>				
<i>Эксплозивные</i>				
Мало-Ботуобинский	Имени XVIII съезда	0,13	0,085	0,6
	Амакинская	0,14	0,052	0,4
	Интернациональная	0,045	0,018	0,4
	»	0,045	0,045	1,0
	Таежная	0,11	0,086	0,8
	»	0,17	0,22	1,3
	Мир	0,037	0,024	0,7
	Среднее из 7	0,097	0,076	0,7
Алакитский	Смежная	0,16	0,01	0,06
	Начальная	0,09	0,01	0,11
	Светлая	0,056	0,17	3,0
	Веселая	0,085	0,09	1,0
	Искорка	0,055	0,11	2,0
	Айхал	0,048	0,050	1,0
	»	0,023	0,055	2,4
	»	0,037	0,055	1,5
	»	0,050	0,20	4,0
	»	0,076	0,030	0,4
	Среднее из 10	0,068	0,078	1,5
Далдынский	Фестивальная	0,06	0,039	0,6
	Якутская	0,04	0,0049	0,1
	Зарница	0,038	0,021	0,6
	Удачная	0,10	0,055	0,5
	»	0,086	0,08	0,9
	»	0,07	0,05	0,7
	»	0,075	0,06	0,8
	»	0,065	0,047	0,7
	Сибирская	0,06	0,065	1,1
	Загадочная	0,08	0,01	0,1
	Среднее из 10	0,067	0,043	0,6
Верхне-Мунский	Легкая	0,15	0,01	0,07
	Комсомольская	0,075	0,055	0,7
	Зимняя	0,044	0,03	0,7
	Повинка	0,054	0,035	0,6
	Среднее из 4	0,081	0,032	0,5
Среднее из 31		0,076	0,060	0,9

Таблица 34 (продолжение)

Район (поле, провинция)	Трубка, дайка, массив	Sr	Ba	Ba/Sr	
<i>Кимберлиты неалмазные</i>					
Эксплозивные					
Районы северной окраины Сибирской платформы	Нейбабыт	0,07	0,10	1,4	
	Бетта	0,10	0,06	0,6	
	Альфа	0,056	0,07	1,2	
	Аномалия № 52	0,18	0,13	0,7	
	Среднее из 4	0,102	0,09	1,0	
Интрузивные					
	Великан	0,09	0,27	3,0	
	»	0,075	0,13	1,7	
	»	0,015	0,33	2,2	
	»	0,075	0,37	5,0	
	»	0,05	0,25	5,0	
	»	0,10	0,22	2,2	
	»	0,045	0,24	5,3	
	»	0,038	0,22	5,8	
	»	0,15	0,34	2,3	
	»	0,24	0,26	1,1	
	Монтчеллитовая	0,085	0,10	1,2	
		0,12	0,17	1,4	
		0,12	0,16	1,3	
		0,10	0,11	1,1	
		0,17	0,17	1,0	
		0,13	0,24	1,8	
		0,11	0,125	1,1	
		0,12	0,17	1,4	
	0,095	0,14	1,5		
	Виктория	0,015	0,17	11,3	
	Тамах	0,04	0,12	3,0	
	Оригинальная	0,12	0,13	1,1	
	Горняцкая	0,085	0,14	1,6	
	Улахан-Лучакан	0,07	0,14	2,0	
	Среднее из 24	0,10	0,196	2,7	
	Среднее из 28	0,10	0,18	2,4	
	<i>Пикритовые порфириды из карбонатитовых комплексов</i>				
	Карело-Кольская	Ковдор	0,19	0,12	0,6
»		0,10	0,13	1,3	
Вуориярви		0,135	0,09	0,7	
»		0,055	0,052	1,0	
»		0,11	0,10	0,9	

Район (поле, провинция)	Трубка, дайка, массив	Sr	Ba	Ba/Sr
Карело-Кольская	Вуориярви	0,095	0,10	1,0
	»	0,034	0,07	2,0
	»	0,045	0,12	2,7
	»	0,08	0,16	2,0
Востоchnосаянская	Саянский	0,25	0,14	0,6
	»	0,25	0,13	0,9
	»	0,12	0,25	2,1
Алданская	Арбарастах	0,20	0,15	0,8
	»	0,20	0,05	0,2
	»	0,20	0,10	0,5
	»	0,30	0,21	0,7
Среднее из 16		0,14	0,12	1,1

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории фотометрии пламени ИМГРЭ.

Неалмазопосные эксплозивные и жильные кимберлиты обогащены стронцием по сравнению с алмазопосными породами и содержат в среднем 0,10% Sr.

Среднее содержание бария в алмазопосных кимберлитах составляет 0,06%, при этом кимберлиты Мало-Ботуобинского и Алаkitского районов относительно обогащены барием по сравнению с породами Далдынского и Верхне-Мунского полей.

Содержания бария в неалмазопосных кимберлитах в среднем втрое выше, чем в алмазопосных и составляет 0,18%. Среди неалмазопосных кимберлитов наиболее высокими содержаниями бария характеризуются породы жильной фации.

Наряду с абсолютными содержаниями стронция и бария, алмазопосные и неалмазопосные кимберлиты различаются величиной отношения Ba/Sr. В большинстве проб алмазопосных кимберлитов стронций преобладает над барием и величина отношения Ba/Sr меньше единицы (в среднем 0,9). Напротив, неалмазопосные кимберлиты характеризуются преобладанием бария над стронцием, а величина отношения Ba/Sr в среднем составляет в них 2,4.

В целом значения отношения Ba/Sr в кимберлитах так же, как и абсолютные содержания этих элементов достаточно специфичны и существенно отличаются от аналогичных значений в ультраосновных породах других магматических формаций, характеризующихся значительным преобладанием стронция над барием.

Пикритовые порфириды, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами, так же как и кимберлиты, содержат повышенные

Содержание Li, Rb и Cs в кимберлитах (по литературным данным)

Порода	Li	Rb	Cs	K	K/Rb	K/Cs	Источник
Кимберлиты Басутоленда (ср. из 14)	0,0016	0,0021	—	1,96	933	—	Dawson, 1962
Кимберлиты Юго-Западной Африки (ср. из 4)	0,002	0,025	—	—	—	—	Janse, 1964
Кимберлиты (среднее)	0,002	0,01	0,0012	—	—	—	Harris, Middlemast, 1969
Кимберлиты трубок Мир, Зарница, Удачная (ср. из 19)	0,0034	0,001	0,0012	—	—	—	Бурков, Подпорина, 1965
Кимберлиты Сибири (алмазоносные)	0,0054	0,0026	—	0,542	208	—	Лутц, 1974
Кимберлиты Сибири (неалмазоносные)	0,0030	0,0035	—	0,762	218	—	Там же
Кимберлиты Южной Африки (ср. из 5)	—	<b>0,0116</b>	0,0006	2,92	246	5400	Yurney et al, 1966

количества стронция и бария. В то же время по содержанию этих элементов они существенно отличаются от алмазоносных кимберлитов, но близки к неалмазоносным кимберлитам северной окраины Сибирской платформы.

Распределение стронция в минералах кимберлитов изучалось В. В. Бурковым (1970), который приводит следующие средние содержания: серпентин — 0,061%, кальцит — 0,051%; пироп и серпентин — 0,010%; диопсид — 0,0085%; оливин — 0,0033%.

*Литий, рубидий.* Редкие щелочи не относятся к характерным элементам ультраосновных пород, их содержание в этих породах в десятки раз ниже, чем в основных, средних и кислых породах, и обычно находится ниже предела чувствительности применяемых аналитических методов. Вместе с тем, имеющиеся в литературе данные о содержании Li, Rb и Cs в кимберлитах показывают, что эти породы резко обогащены редкими щелочами по сравнению с ультраосновными породами других магматических формаций (табл. 35).

Полученные нами дополнительные данные о распределении лития и рубидия в кимберлитах и пикритовых порфиритах (табл. 36) также свидетельствуют о значительном обогащении кимберлитов этими элементами, однако, не позволяют установить сколько-нибудь существенных различий в содержаниях этих элементов между алмазоносными и неалмазоносными кимберлитами.

Содержания лития и рубидия в кимберлитах и пикритовых порфиритах  
(в вес.%)

Трубка, дайка, массив	Li	Rb	K	K/Rb
<i>Алмазные кимберлиты</i>				
Мир	0,001	0,001	0,43	430
Имени XXIII съезда	0,0031	0,005	—	—
Интернациональная	0,0052	0,005	—	—
Таежная	0,0054	0,005	—	—
Удачная	0,0009	0,007	—	—
»	0,001	0,006	0,57	95
»	0,005	0,006	—	—
»	0,002	0,008	—	—
»	0,0007	0,004	—	—
»	0,0022	0,005	—	—
Якутская	0,0007	0,005	—	—
Зарница	0,0068	0,005	—	—
Светлая	0,0078	0,005	—	—
Айхал	0,013	0,005	—	—
Зимняя	0,002	0,005	—	—
Среднее из 15	0,0038	0,005	0,50	260
<i>Неалмазные кимберлиты</i>				
Альфа	0,001	0,007	1,17	170
Незабудка	0,004	0,002	0,11	55
Нейбабыт	0,0001	0,004	1,92	480
Бетта	0,0005	0,005	0,70	140
Лучакан	0,0052	0,005	—	—
Горняцкая	0,0053	0,005	—	—
Оригинальная	0,0008	0,005	—	—
Великан	0,0010	0,005	—	—
Монтчеллитовая	0,0009	0,005	—	—
Виктория	0,0014	0,005	—	—
Среднее из 10	0,002	0,005	1,00	210
<i>Пикритовые порфириты из карбонатитовых комплексов</i>				
Ковдор	0,0009	0,012	3,50	290
»	0,0009	0,009	2,69	300
Вуориярви	0,0003	0,004	1,60	400
»	0,0015	0,004	1,27	320
»	0,0004	0,002	1,45	725
Саянский I	0,0005	0,009	2,26	250
Саянский II	0,0009	0,002	1,52	760
»	0,0002	0,001	0,13	130
»	0,0004	0,002	0,46	230
Среднее из 9	0,0007	0,005	1,65	378

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории фотометрии пламени ИМГРЭ и Вронницкой ГГЭ.

Сравнительно близки и величины отношения  $K/Rb$  в этих породах. Пикритовые порфириды, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами, несколько обеднены литием по сравнению с кимберлитами, но близки к ним по содержанию рубидия и характеризуются повышенными значениями отношения  $K/Rb$ .

Главными минералами-носителями лития и рубидия в рассматриваемых породах, по-видимому, являются слюды. В. В. Бурков (1970) приводит содержания лития в флогопите из кимберлитов 0,001%, в диопсиде — 0,001%, оливине — 0,003%, пиропе и серпентине — 0,0002% Li. Согласно тому же источнику, флогопит содержит 0,019% рубидия, серпентин — 0,0009% Rb. В флогопите из пикритовых порфиритов, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, нами установлено 0,0013—0,002% Li и 0,036—0,041% Rb.

*Уран и торий.* Данные о содержаниях радиоактивных элементов в пикритовых порфиритах в литературе отсутствуют, а аналогичные сведения для кимберлитов появились лишь в последнее время (табл. 37) (Акимов, Семенов, 1970; Лутц, 1973). Согласно этим сведениям, кимберлиты характеризуются наиболее высокими среди ультраосновных пород, концентрациями урана и тория.

Лишь оливиниты и пироксениты щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов сопоставимы с кимберлитами и могут даже превосходить их по содержаниям этих элементов. Однако перовскит, с которым связаны радиоактивные элементы, является в этих породах наложенным минералом и развивается при поздних процессах перекристаллизации и щелочного метасоматоза ультрабазитов.

Специфичкой кимберлитов, как и других производных глубинных магм являются также аномальные значения отношения  $Th/U$ , значительно превышающие аналогичные значения для ультрабазитов других магматических формаций, исключая перовскитсодержащие ультраосновные породы карбонатитовых комплексов. В целом, можно констатировать, что как абсолютные содержания урана и тория, так и величина отношения  $Th/U$  в кимберлитах существенно отличаются от средних значений для ультраосновных пород и близки к аналогичным значениям в изверженных породах кислого состава. С целью сопоставления особенностей распределения урана и тория в пикритовых порфиритах, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, и в различных типах кимберлитов, а также для более детальной характеристики распределения урана и тория в кимберлитах различных полей Якутской алмазодонной провинции нами были выполнены химические определения этих элементов в 35 пробах исследуемых пород. Результаты анализов приведены в табл. 38.

Как видно из табл. 38 алмазодонные кимберлиты в целом характеризуются более низкими по сравнению с неалмазодонными породами содержаниями урана, но близки к ним по содержанию

Содержание тория и урана (в г/т) в кимберлитах  
(по литературным данным)

Порода	Th	U	Th/U	Источник
Кимберлиты Африки	8,1–39,8*	0,9–5,0	8	Ahrens и др., 1967
	23,5	2,9		
Кимберлиты Робертс Виктор, Южная Африка	30	2,5	12	Mauton, Tatsumoto, 1969
Кимберлиты базальтичешкие, Лесото, ЮАР (ср. из 17)	—	0,7–2,5	—	Kresten, 1974
		1,4		
Кимберлиты слюдяные, там же (ср. из 10)	—	3,1–12,2	—	То же
		6,1		
Кимберлиты Южной Индии	12,2–26,3	0,48–0,75	22,8–44,6	Gangadhazam, Aswathanasayana, 1969
	19,7	0,60	32,3	
Кимберлиты (среднее)	5,3	1,7	3,1	Harris, Middlemost, 1970
Алмазоносные кимберлиты Сибири (ср. из 9)	5,6–13,0	1,1–4,0	3,0	Акимов, Семенов, 1970
	8,7	2,9		
Неалмазоносные кимберлиты Сибири (ср. из 9)	5,3–5,0	1,1–8,3	4,7	То же
	20,1	4,3		
Алмазоносные кимберлиты Сибири (ср. из 5)	4,3–10,7	0,8–1,8	3,2–8,9	Лутц, Минеева, 1973
	6,7	1,2	5,6	
Неалмазоносные кимберлиты Сибири (ср. из 5)	10,3–30,0	1,3–3,6	4,4–9,5	То же
	17,5	2,5	7,0	

\* В числителе — интервал содержаний или интервал отношений, в знаменателе — среднее содержание или отношение.

тория. Величины отношений Th/U в алмазоносных кимберлитах в среднем примерно втрое выше, чем в неалмазоносных породах и составляют, соответственно, 3,8 и 1,3. Характерно, что содержания урана и тория в алмазоносных кимберлитах закономерно изменяются от района к району, а в пределах отдельных полей остаются сравнительно постоянными. Наиболее высокие содержания урана и тория в этой группе пород наблюдаются для кимберлитов Мало-Ботубинского района, к северу — в Алакитском и Далдынском полях — они понижаются, а затем вновь увеличиваются в Верхне-Мунском районе и далее в неалмазоносных кимберлитах, Северной окраины платформы. В этом же направлении постепенно понижается величина отношения Th/U. Отметим, что так же, как и по содержанию ряда других элементов (Nb, Zr, TR, Ga, Sc и др.) кимберлиты трубки Загадочная значительно отличаются от кимберлитов других трубок Далдынского района по содержанию урана и тория. Содержание тория в них почти в 6 раз, а содержание урана в 2,51 раза превышает среднее

Содержания урана и тория в пикритовых порфиритах и кимберлитах  
(г/т)

Район (поле, провинция)	Трубка, дайка, массив	Th	U	Th/U
<i>Кимберлиты алмазоносные</i>				
Эксплозивные				
Мало-Батуобинский	Имени XXIII съезда	18	4	4,5
	Амакипская	12	6	2,0
	Интернациональная	18	2	9,0
	Таежная	24	9	2,7
	Среднее из 4	18	5	4,5
Алакитский	Смежная	12	4	3,0
	Начальная	10	4	2,5
	Светлая	8	5	1,6
	Веселая	16	2	8,0
	Искорка	13	2	6,5
	Айхал	8	3	2,7
	Среднее из 6	11	3	4,0
Далдынский	Фестивальная	8	3	2,7
	Якутская	6	1	6,0
	Зарница	7	2	3,5
	»	8	2	4,0
	Удачная Восточная	8	2	4,0
	То же	8	3	2,7
	Сибирская	6	4	1,5
	Среднее из 7	7	2,4	3,5
	Загадочная	39	6	6,5
Верхне-Мунский	Легкая	11	3	3,7
	Комсомольская	9	3	3,0
	Новинка	10	3	3,3
	Среднее из 3	10	3	3,8
Среднее из 20		11	3	3,8
<i>Кимберлиты неалмазоносные</i>				
Эксплозивные				
Районы северной окраины Сибирской платформы	Незабудка	11	11	1,0
	Альфа	8	4	2,0
	Нейбабыт	9	7	1,3
	Среднее из 3	9,3	7,3	1,4

Район (поле, провинция)	Трубка, дайка, массив	Th	U	Th/U
-------------------------	-----------------------	----	---	------

## Интрузивные

Районы северной окраины Сибирской платформы	Великан	9	9	1,0
	»	10	4	2,5
	Монтичеллитовая	8	11	0,73
	Горняцкая	16	16	1,0
	Виктория	6	7	0,87
Среднее из 8	Среднее из 5	9,6	9,4	1,2
	»	9,5	8,6	1,3

## Пикритовые порфириды из карбонатитовых комплексов

Карело-Кольская	Вуориярви	10	2	5
	Ковдор	12	Не опр.	—
Востоchnосаянская	Саянский I	10	13	0,8
	»	14	2	7
Алданская	Арбарастах	13	2	6,5
	»	13	2	6,5
Среднее из 7		12	4,2	5,2

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Бронницкой ГГЭ.

содержание этих элементов в кимберлитах других трубок этого поля.

Пикритовые порфириды, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами по содержанию урана и тория в целом близки к кимберлитам, причем содержание тория в них примерно аналогично его содержанию в кимберлитах, а по содержанию урана они занимают промежуточное положение между алмазодносными и неалмазодносными кимберлитами.

Таким образом, можно констатировать, что более информативными с точки зрения геохимической неоднородности кимберлитов и установления различий между алмазодносными и неалмазодносными породами являются содержания в них урана и отношения Th/U, в то время как содержания Th в кимберлитах и пикритовых порфиридах относительно стабильны.

Основными минералами-носителями урана и тория в кимберлитах и пикритовых порфиридах являются перовскит, апатит и циркон. Перовскит из кимберлитов Южной Африки по данным Крестена содержит 0,0096% U, в цирконе установлено от 0,0008 до 0,0020% U (Kresten, 1974). В связи с этим слюдяные кимберлиты, пользующиеся преимущественным развитием в окраинных частях Сибирской платформы и так же, как и пикритовые порфириды отличающиеся повышенными содержаниями перов-

скита и апатита, характеризуются более высокими содержаниями урана и тория.

*Селен.* Селен — типичный рассеянный элемент, распределение которого в горных породах определяется геохимическим соотношением с серой. До последнего времени, с точки зрения особенностей распределения в горных породах, селен был одним из наименее изученных элементов, так как его содержание в большинстве типов пород лежит в пределах  $n \cdot 10^{-5} - 10^{-6}\%$ , а существовавшие методики не позволяли получить надежных данных из-за низкой чувствительности. Разработка нового совершенного флуорометрического метода с использованием высокочувствительных на селен синтезированных реагентов (Назаренко и др., 1970) позволила получать принципиально новые данные о его распространенности в главнейших типах пород. Выяснилось, что селен является типичным элементом глубинных перидотитовых и базальтовых магм и их ультраосновных дериватов (Бородин и др., 1972). Распространенность селена оказалась сопоставимой с кларками таких типичных для сульфидных соединений элементов, как мышьяк, сурьма, молибден, но в отличие от этих элементов накопление селена происходит не в кислых, а в основных и ультраосновных породах. Такая геохимическая специализация селена позволяет рассматривать его как новый геохимический индикатор процессов глубинного магматизма.

В связи с этим нами, совместно с С. Ф. Соболевым и И. П. Илупиным, было предпринято изучение распределения селена в кимберлитах и пикритовых порфиритах (Соболев, Лапин, Назаренко, Илупин, 1975). Полученные данные приведены в табл. 39. Эти данные свидетельствуют о неоднородности распределения селена. Количество его минимально в кимберлитах Алakitского района —  $8 \cdot 10^{-6}\%$ , и минимально в кимберлитах Верхне-Мунского района —  $19,3 \cdot 10^{-6}\%$ . Наиболее низкие содержания селена наблюдаются в трубках Сатыканская ( $4 \cdot 10^{-6}\%$ ) и Зарница ( $5 \cdot 10^{-6}\%$ ), наиболее высокие — в трубках Мир, Удачная, Новинка (около  $20 \cdot 10^{-6}\%$ ), что указывает на геохимическую неоднородность отдельных трубок внутри полей. В среднем алмазоносные кимберлиты содержат  $13,2 \cdot 10^{-6}\%$  Se, что выше, чем его содержание в перидотитах гарцбургитовых формаций, но сопоставимо с содержаниями селена в базальтах, а также оливинитах и пироксенитах щелочно-ультраосновной формации (табл. 40). Можно констатировать, что формирование кимберлитовых расплавов не сопровождается фракционированием селена. Неалмазоносные кимберлиты из районов северной окраины Сибирской платформы, тяготеющие по своему химизму к пикритовым порфиритам характеризуются более высоким средним содержанием селена ( $19,1 \cdot 10^{-6}\%$ ) по сравнению с алмазоносными кимберлитами. Пикритовые порфириды, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами, в среднем содержат  $18,3 \cdot 10^{-6}\%$  Se и по содержанию селена близки к неалмазоносным кимберлитам.

Содержание селена в кимберлитах и пикритовых порфиритах (п.10<sup>-6</sup> %)

Район, провинция	Трубка, дайка, массив	Se
<i>Кимберлиты алмазоносные</i>		
Эксплозивные		
Мало-Ботубинский	Мир	10,0
	»	22,0
	»	22,0
	Интернациональная	10,0
	»	6,0
	Таежная	7,0
	»	6,0
Алакитский	Среднее из 7	12,0
	Айхал	9,0
	»	8,0
	»	11,0
	Сатыканская	4,0
	Смежная	6,0
	Светлая	11,0
	Среднее из 6	8,0
Далдынский	Удачная	20,0
	»	14,0
	»	18,0
	»	20,0
	»	22,0
	Якутская	11,0
	Сибирская	10,0
	Фестивальная	10,0
	Зарница	5,0
	»	5,0
Среднее из 10	13,5	
Верхне-Мунский	Новинка	8,0
	»	20,0
	»	28,0
	Легкая	23,0
	Зимняя	19,0
	Комсомольская	18,0
	Среднее из 6	19,3
Среднее из 29	13,2	
<i>Неалмазоносные кимберлиты</i>		
Эксплозивные		
Районы северной окраины Сибирской платформы	Нейбабыт	16,0
	Бетта	5,0

Район, провинция	Трубка, дайка, массив	Se
Районы северной окраины Сибирской платформы	Альфа	7,0
	Незабудка	8,0
	Светлая (Чомурдах)	15,0
	Аномалия № 52	47,0
	Обнаженная	60,0
	Среднее из 7	23
	Интрузивные	
Там же	Великан	19
	»	11
	Монтичеллитовая	11
	»	16
	Горняцкая	9
	Виктория	20
	Тамах	19
	Оригинальная	19
	Лучакан	18
	Сонка	22
Среднее из 10	16,4	
Среднее из 17	19,1	

*Пикритовые порфириды из карбонатитовых комплексов*

Карело-Кольская	Ковдор	46,0
	Вуориярви	10,0
	»	18,0
	»	20,0
Восточносаянская	Саянский I	17,0
	»	20,0
	»	12,0
	»	18,0
Алданская	Арбарастах	12,0
	»	11,0
	»	12,0
	»	24,0
Среднее из 12	18,3	

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИМГРЭ.

*Галлий.* Типичный рассеянный элемент, геохимически связанный с алюминием и трехвалентным железом, галлий в кимберлитах характеризуется сравнительно выдержанными содержаниями, которые составляют в среднем 0,0007% (табл. 41), что в 3,5 раза превышает среднее содержание этого элемента в ультраосновных

## Сопоставление содержания селена в кимберлитах и других типах пород

Тип пород	Se, n·10 <sup>6</sup> %
Кимберлиты алмазоносные (ср. из 29)	13,2
Кимберлиты неалмазоносные (ср. из 17)	19,1
Пикритовые порфиры из карбонатитовых комплексов (ср. из 12)	18,3
Базальты *	12
Траппы *	15
Траппы дифференцировавшиеся *	34
Перидотиты гарцбургитовых массивов *	9
Оливиниты и пироксениты щелочно-ультраосновных массивов (ср. из 6)	12
Перидотиты габбро-перидотитовой формации *	52

\* Бородин и др., 1972.

породах (Виноградов, 1962). Содержание галлия в алмазоносных кимберлитах в среднем ниже (0,0006%), чем в неалмазоносных (0,0009%), что коррелируется с повышенными содержаниями в последних алюминия и трехвалентного железа. Пикритовые порфиры, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами, так же как и кимберлиты обогащены галлием и по уровню его содержания близки к неалмазоносным кимберлитам.

*Цинк, свинец, медь.* Хотя цинк не считается характерным элементом ультраосновных пород и, согласно А. П. Виноградову (1962), его содержание в них ниже, чем в средних и кислых изверженных породах, тем не менее близость ионных радиусов цинка, магния, двухвалентного железа и никеля определяет присутствие в ультраосновных породах значительных количеств цинка, который входит в кристаллические решетки породообразующих силикатов и рудных минералов. Вместе с тем следует отметить, что распределение цинка в изверженных породах и в особенности в породах ультраосновного состава изучено недостаточно. По данным Турекяна и Ведеполя (1961), среднее содержание цинка в ультраосновных породах составляет  $5 \cdot 10^{-3}\%$ , что превышает его содержание в бедных кальцием гранитоидах ( $3,9 \cdot 10^{-3}\%$ ).

Согласно полученным нами данным (табл. 42), среднее содержание цинка в алмазоносных кимберлитах составляет 0,0085%. Следует отметить, что на фоне достаточно однородных содержания цинка в большинстве кимберлитовых трубок необычно высокими содержаниями этого элемента выделяются кимберлиты Амакинской (0,035%) и Интернациональной (0,06%) трубок. Столь высокие концентрации цинка, коррелирующиеся с повышенными

## Содержание галлия в кимберлитах и пикритовых порфиритах (вес.%)

Трубка, массив	Ga	Трубка, массив	Ga
<i>Алмазоносные кимберлиты</i>		<i>Неалмазоносные кимберлиты</i>	
Мир	0,0005	Альфа	0,0006
Удачная Восточная	0,0006	Бетта	0,0012
»	0,0005	Незабудка	0,00065
»	0,0006	Аномалия № 52	0,0008
»	0,0005	Нейбабыт	0,0012
»	0,0005	Среднее из 5	0,0009
»	0,0006	Среднее из 28	0,0007
»	0,0008		
»	0,0009	<i>Пикритовые порфириты</i>	
Зарицца	0,0005	Ковдор	0,0009
»	0,0006	»	0,0013
»	0,0006	Вуориярви	0,0009
»	0,0005	»	0,0010
»	0,0006	»	0,0016
»	0,0005	Саянский I	0,0009
Якутская	0,0006	Саянский II	0,0006
»	0,0005	»	0,0011
Сибирская	0,0006	»	0,0013
»	0,0006	Арбарастах	0,0010
Загадочная	0,0007	Среднее из 10	0,0011
»	0,0008		
»	0,0007		
»	0,0007		
Среднее из 23	0,0006		

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИМГРЭ.

содержаниями свинца, вероятно, объясняются присутствием наложенной сульфидной минерализации.

В неалмазоносных кимберлитах среднее содержание цинка увеличивается до 0,013%, а в пикритовых порфиритах, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами оно составляет 0,020%.

Кимберлиты отличаются от ультраосновных пород других магматических формаций повышенными содержаниями свинца. Среднее содержание свинца в алмазоносных кимберлитах составляет 0,002%, в неалмазоносных породах оно несколько выше — 0,0025%, а в пикритовых порфиритах, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, равно 0,0016%. Обращает на себя внимание то, что среди большого числа изученных кимберлитовых трубок на фоне преобладающих сравнительно однородных значе-

Содержания цинка, свинца, олова и молибдена в кимберлитах  
и пикритовых порфиритах (вес.%)

Район, провинция	Трубка, массив	Zn	Pb	Sn	Mo
<i>Алмазоносные кимберлиты</i>					
Мало-Ботуобинский	Мир	0,006	0,0025	0,0007	0,0002
	Амакинская	0,035	0,043	0,0006	0,0002
	Имени XXIII съезда	0,003	0,0026	0,0016	0,0001
	Интернациональная	—	0,0006	0,0003	—
	»	0,060	0,10	0,0003	0,0001
	Таежная	—	0,0009	0,0003	0,0001
	»	—	0,0020	0,0005	0,0002
Среднее из 7	0,025	0,0217	0,0005	0,0001	
Алакитский	Смежная	—	0,0014	0,0006	0,0001
	Начальная	0,017	0,0022	0,0003	0,0001
	Светлая	0,011	0,0019	0,0007	0,0001
	Искорка	0,011	0,0021	0,0013	0,0002
	Айхал	0,008	0,0014	0,0003	0,0001
	»	—	0,0012	0,0003	0,0001
	Веселая	0,009	0,0022	0,0007	0,0001
Среднее из 7	0,011	0,0018	0,0004	0,0001	
Далдынский	Фестивальная	0,005	0,0016	0,0007	0,0003
	Якутская	0,006	0,0018	0,0006	0,0001
	Зарница	0,007	0,0024	0,0007	0,0002
	Удачная Восточная	0,009	0,0017	0,0010	0,0001
	»	0,007	0,0043	0,0014	0,0004
	Сибирская	0,010	0,0028	0,0007	0,0003
	Загадочная	—	0,0024	0,0009	0,0007
Среднее из 7	0,007	0,0024	0,00086	0,0003	
Верхне-Мунский	Легкая	0,009	0,0028	0,0012	0,0002
	Комсомольская	0,006	0,0027	0,0011	0,0002
	Зимняя	0,007	0,0024	0,0010	0,0004
	Новинка	0,003	0,0013	0,0003	0,0002
	Среднее из 4	0,006	0,0023	0,0009	0,00025
Среднее из 25	0,0085*	0,0020*	0,00064	0,0002	
<i>Неалмазоносные кимберлиты</i>					
Районы северной окраины Сибирской платформы	Нейбабыт	0,018	0,0023	0,0013	0,0003
	Незабудка	0,018	0,0020	0,0006	0,0001
	Бетта	0,012	0,0028	0,0010	0,0001
	Альфа	0,012	0,0032	0,0013	0,0004
	Аномалия № 52	0,007	0,0020	0,0016	0,0005
Среднее из 5	0,013	0,0025	0,0012	0,00027	

Район, провинция	Трубка, массив	Zn	Pb	Sn	Mo
------------------	----------------	----	----	----	----

*Пикритовые порфириды из карбонатитовых комплексов*

Карело-Кольская Восточносибирская	Ковдор	0,023	0,0021	0,0012	0,0004
	Вуориярви	0,027	0,0014	0,0016	0,0001
	Саянский I	0,009	0,0019	0,0011	0,0002
	Саянский II	0,021	0,0012	0,0005	0,0001
Среднее из 4		0,020	0,0016	0,0011	0,0002

\* Аномальные значения в пробах из трубок Амакинский и Интернациональной исключены.

Примечание. Анализы выполнены количественным спектральным методом в лаборатории Бронницкой геохимической экспедиции ИМГРЭ.

ний, близких к среднему содержанию свинца в породах, выделяются кимберлиты трубок Интернациональная и Амакинская, содержание соответственно 0,10 и 0,043% Pb. На основании определений в трех пробах из трубки Удачная Восточная содержание меди в кимберлитах оценивается как 0,015% (от 0,010 до 0,018%). В пикритовых порфиридах, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, содержание меди колеблется от 0,0063 до 0,026% и в среднем из 8 определений составляет 0,0195%.

*Молибден, олово.* Так же как и свинец, олово и молибден обычно накапливаются в изверженных породах кислого состава, но образуют повышенные концентрации в кимберлитах. Содержание олова в алмазонасных кимберлитах в среднем составляет 0,00064%, в неалмазонасных породах оно увеличивается до 0,0012%, а в пикритовых порфиридах, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами равно 0,0011%. Молибден в алмазонасных кимберлитах присутствует в количестве 0,0002%, в неалмазонасных породах — 0,00027%, а в пикритовых порфиридах — 0,0002% (см. табл. 42).

*Платина и золото.* Распределение платины и золота в кимберлитах и пикритовых порфиридах до последнего времени оставалось практически не изученным. Содержание в кимберлитах металлов группы платины охарактеризовано единичными определениями (Юшко-Захарова, Илуши, 1973), для золота такие сведения полностью отсутствуют. В настоящей работе приводятся первые систематические данные о распределении Pt и Au в кимберлитах из различных районов Сибирской платформы, а также в «кимберлитоподобных» пикритовых порфиридах из карбонатитовых комплексов (табл. 43). Анализы выполнены спектрохимическим методом в Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов.

## Содержание платины и золота в кимберлитах и пикритовых порфиритах (г/т)

Район, провинция	Трубка, дайка, массив	Pt	Au
<i>Кимберлиты алмазоносные</i>			
Эксплозивные			
Мало-Ботуобинский	Мир	0,042	0,033
	Интернациональная	2,3	0,039
	Имени XXIII съезда	0,204	0,092
	Таёжная	0,15	0,051
	Среднее из 47	0,67	0,059
Алакитский	Смежная	—	0,13
	Начальная	0,6	0,1
	Веселая	0,098	0,056
	Искорка	0,067	0,067
	Айхал	0,25	0,081
	»	0,13	0,068
	Среднее из 6	0,19	0,084
Далдынский	Фестивальная	0,48	0,06
	Якутская	0,22	0,044
	»	—	0,05
	Зарница	0,25	0,12
	»	0,098	0,049
	Удачная Восточная	0,13	0,071
	»	0,042	0,035
	»	—	0,049
	»	—	0,035
	Сибирская	—	0,041
Загадочная	1,3	0,39	
	Среднее из 13	0,21	0,084
Верхне-Мунский	Комсомольская	—	0,6
	Новинка	—	0,076
	Зимняя	—	0,031
	Среднее из 3		0,236
Среднее из 26		0,25	0,095
<i>Кимберлиты неалмазоносные</i>			
Эксплозивные			
Районы северной окраины Сибирской платформы	Аномалия № 52	0,075	0,08
	Нейбабыт	0,065	0,2
	Альфа	0,077	0,062
	Незабудка	0,10	0,037
	Среднее из 4	0,079	0,095

Таблица 43 (продолжение)

Район, провинция	Трубка, дайка, массив	Pt	Au
<b>Интрузивные</b>			
	Великан	0,017	0,17
	»	0,14	0,046
	Монтичеллитовая	0,014	0,0098
	»	0,33	0,067
	Виктория	0,11	0,03
	Улахан	Следы	—
	Горняцкая	0,23	0,18
	Среднее из 7	0,091	0,072
Среднее из 11		0,087	0,080
Среднее из 37 для кимберлитов		0,20	0,09
<i>Пикритовые порфиры из карбонатитовых комплексов</i>			
Карело-Кольская	Вуориярви	0,29	0,07
	»	—	0,10
	»	0,061	0,044
	Остров Еловый, Кап-далакшский залив	0,5	0,034
		—	0,045
Востоchnосаянская	Саянский	0,033	0,048
Алданская	Арбарастах	1,12	0,026
	»	0,64	0,052
	»	—	0,059
	»	0,056	0,063
Среднее из 10		0,27	0,054
<i>Оливиниты из карбонатитовых комплексов</i>			
Карело-Кольская	Лесная варака	0,098	0,049
	»	0,47	0,31
Маймеча-Котуйская	Бор-Урях	—	0,021
	»	0,22	—
	»	0,0125	0,035
	Одихинча	0,29	0,023
Среднее из 6		0,182	0,073
<i>Ультраосновные включения в кимберлитах</i>			
<b>Гранатовый пироксенит</b>			
	Удачная Восточная	0,12	0,049
<b>Пироксенит</b>			
	Удачная Восточная	0,16	0,021
	» »	0,47	0,05

Район, провинция	Трубка, дайна, массив	Pt	Au
Гранатовый перидотит			
	Удачная Восточная	Следы 0,21	Следы »
Эклогит			
	Удачная Восточная	0,08	0,022
Оливинит			
Среднее из 7	Удачная Восточная	0,12	0,033
		0,16	0,024

Данные табл. 43 показывают, что среднее содержание платины в кимберлитах составляет 0,20 г/т и превышает аналогичные средние значения для ультраосновных пород главнейших формационных типов (табл. 44). По содержанию платины с кимберлитами сопоставимы лишь оливиниты из щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов. Содержание палладия во всех пробах кимберлитов оказалось ниже предела чувствительности определения. В то же время выявлено неоднородное распределение платины как в пределах отдельных кимберлитовых тел, так и в различных кимберлитовых трубках и полях. Наиболее высокое среднее содержание платины установлено в кимберлитах Мало-Ботубинского района, оно постепенно понижается в кимберлитах Алакитского, Далдынского и Верхне-Мунского районов.

Алмазоносные кимберлиты в целом характеризуются более высокими содержаниями платины и большей дисперсией этих содержаний по сравнению с неалмазоносными породами.

Следует также отметить, что по содержанию платины алмазоносные кимберлиты весьма близки к ультраосновным включениям из этих пород, что указывает на слабое фракционирование этого элемента в процессе мантийного магмообразования.

Пикритовые порфиры, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами, по среднему содержанию платины близки к кимберлитам, хотя и несколько обогащены этим элементом по сравнению как с алмазоносными, так и с неалмазоносными кимберлитами. Таким образом, как абсолютное, так и относительное (по отношению к палладию) обогащение платиной, вероятно, можно считать характерной особенностью наиболее глубокогенерированных мантийных расплавов.

Среднее содержание золота в кимберлитах составляет 0,09 г/т, что свидетельствует о значительной обогащенности кимберлитов этим элементом по сравнению с ультраосновными породами других магматических формаций, исключая оливиниты щелочно-ультраосновных пород.

Средние содержания платины в дунитах, перидотитах и пироксенитах различных формаций, а также в метеоритах (г/т)

Формация, порода, район	Число анализов	Pt	Pd	Источник
Гипербазитовая Дунит, Армения	1	Не обн.	0,034	Юшко-Захарова и др., 1970
Пероксенит, »	1	То же	0,009	То же
Пироксенит, »	1	Следы	Не обн.	»
Перидотит, Урал	2	0,133	0,027	»
Платиноносная Дунит, Урал	5	0,050	Не обн. -0,02	»
Верлит, »	1	0,093	0,026	»
Пироксенит, »	6	0,039	0,025	»
Оливинит, »	1	Не обн.	Не обн.	»
Дифференцированных габ- бро-норитовых интрузий				
Перидотит, Кольский полуостров	1	0,056	0,016	То же
Пироксенит, там же	2	0,052	0,029	»
Щелочно-ультраосновная Оливинит, Кольский полуостров и Сибирь	6	0,182	0,073	Данная работа
Кимберлиты, Сибирь	37	0,20	Не обн.	То же
Хондриты	24	1,2	-	Юшко-Захарова и др., 1970
»	35	-	1,27	То же

траосновных карбонатитовых комплексов, которые характеризуются близкими к кимберлитам значениями содержания золота.

Распределение золота в кимберлитах в пределах отдельных тел довольно неравномерное. Однако средние содержания золота в кимберлитах различных трубок, а также различных районов в большинстве случаев близки между собой.

Алмазоносные кимберлиты в среднем несколько богаче золотом по сравнению с неалмазоносными, однако эти различия невелики и заметны лишь при сравнении эксплозивных алмазоносных кимберлитов с жильными неалмазоносными породами. Содержание золота в ультраосновных включениях в кимберлитах в среднем значительно ниже, чем в кимберлитах, что указывает на существенное фракционирование золота в условиях мантийного магмообразования. Содержания золота в пикритовых порфири-тах, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, ниже, чем в алмазоносных кимберлитах, и близки к среднему содержанию золота в неалмазоносных жильных кимберлитах.

Таблица 45. Средние содержания и коэффициенты концентрации элементов — примесей в кимберлитах

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ni	0,2	0,0008	0,114	0,120	0,045	-	-	0,091	0,044	0,5-0,2
Co	0,02	0,0005	0,0077	0,005	0,004	-	-	0,0073	0,0088	0,5-0,3
Cr	0,2	0,0025	0,144	0,10	0,15	-	-	0,096	0,082	0,5-0,4
Mn	0,15	0,06	0,085	-	-	-	-	0,09	0,16	1,0-0,6
V	0,004	0,004	0,012	0,016	0,017	0,012	-	0,0082	0,015	2,0-4,0
Ti	0,03	0,23	1,40	-	-	-	-	0,66	1,93	22,0-64,0
Sc	0,0005	0,0003	0,0025	0,0015	-	0,0010	-	0,001	0,0024	2,0-5,0
Be	0,00002	0,00055	-	-	-	-	-	0,00016	0,00022	8,0-11,0
Ga	0,0002	0,002	0,0009	0,001	-	-	-	0,0006	0,0009	3,0-4,5
Ba	0,0001	0,083	0,074	0,10	-	-	-	0,06	0,18	600-1800
Sr	0,0010	0,03	0,0445	0,06	0,02	0,114	-	0,076	0,10	76-100
Zr	0,003	0,020	0,0445	0,019	0,02	0,0097	-	0,010	0,027	3,3-9,0
Nb	0,0001	0,002	0,024	0,02	0,007	0,016	0,0094	0,011	0,021	110-210
Ta	0,0000018	0,00035	-	-	-	0,00086	-	0,0009	0,0016	500-900
TR	-	0,006	0,037	-	-	0,026	-	0,032	0,067	-
Li	0,00005	0,004	0,0016	0,002	-	0,0034	-	0,0018	0,0014	28-36
Rb	0,0002	0,02	0,0021	0,025	-	0,0011	-	0,0053	0,005	25
Zn	0,003	0,006	-	-	-	-	-	0,0085	0,013	2,8-4,0
Pb	0,00001	0,002	0,0009	0,003	-	-	-	0,002	0,0025	200-250
Mo	0,00002	0,0001	-	-	-	-	-	0,0002	0,00027	10-14
Sn	0,00005	0,003	-	-	-	-	-	0,00064	0,0012	13-24
Se	0,000005	0,000005	-	-	-	-	-	0,0000132	0,000019	2,6-3,8
Th	0,0000005	0,0018	-	-	-	-	0,00144	0,0011	0,00095	1900-2200
U	0,0000003	0,00035	-	-	-	-	0,00032	0,0003	0,00086	2000-2800
Pt	0,00002	-	-	-	-	-	-	0,000025	0,0000087	0,5-1,2
Au	0,0000005	0,00000045	-	-	-	-	-	0,0000095	0,0000080	16-19

1 — среднее содержание в ультраосновных породах (Виноградов, 1962); 2 — среднее содержание в кислых породах (Виноградов, 1962); 3 — ср. из 14 определений для кимберлитов Басутоленда (Dawson, 1962); 4 — ср. из 4 определений для кимберлитов Юго-Западной Африки (Janse, 1964); 5 — ср. из 459 для кимберлитов Якутии (Литинский, 1961); 6 — ср. для кимберлитов трубок Мир, Зарница и Удачная (от 19 до 57 определений) (Бурков, Подпорина, 1965, 1966); 7 — Nb — ср. из 349 определений для кимберлитов Якутии (Кудрявцев, 1964); U, Th — ср. из 18 определений для кимберлитов Якутии (Акимов, Семенов, 1970); 8 — ср. для алмазоносных кимберлитов Якутии, настоящая работа; 9 — ср. для неалмазоносных кимберлитов северной окраины Сибирской платформы, настоящая работа; 10 — коэффициенты концентрации элементов — отношение содержания элементов в кимберлите (колонки 8 и 9) к среднему содержанию в ультраосновных породах.

Приведенные выше данные о распределении редких и малых элементов в кимберлитах, которые суммированы в табл. 45 и 46 подчеркивают геохимическую специфику этого формационного типа пород, заключающуюся в уникальном сочетании элементов сидерофильной группы — Cr, Ni, Co и других, свойственных ультраосновным породам, и литофильных редких элементов — Nb, Ta, Zr, TR, Li, Rb и других, обычно концентрирующихся в кислых и щелочных изверженных породах. Геохимическая специфика кимберлитов наглядно выявляется при анализе величин коэффициентов концентрации элементов, выраженных как отношение среднего содержания элемента в кимберлитах к его среднему содержанию в ультраосновных породах (табл. 45). С учетом величин коэффициентов концентрации второстепенные и малые элементы кимберлитов разделяются на две группы. К одной группе относятся элементы, содержания которых в кимберлитах относительно близки к их средним содержаниям в ультраосновных породах и в общем коррелируются с содержаниями главных петрогенных элементов, с которыми они геохимически связаны. К этой группе относятся такие элементы, как Ni, Co, Cr, Mn, V, Sc, Ga, Zn и другие. Этим элементам, которые по своим геохимическим особенностям соответствуют когерентным элементам, по терминологии Грина и Рингвуда, может быть противопоставлена группа не-когерентных литофильных редких (Nb, Ta, Zr, TR, Sr, Ba, Li, Rb), радиоактивных (U, Th) и некоторых других (Ti, Rb) элементов, содержания которых в кимберлитах в десятки и сотни раз превышают их средние содержания в ультраосновных породах, а для некоторых элементов и их средние содержания в кислых.

Последнее обстоятельство предопределяет наличие особого механизма глубинной геохимической дифференциации, отличного от механизма выплавления нормальных базальтовых магм. Как было показано Л. Н. Овчинниковым, Л. С. Бородиным и В. В. Ляховичем, «формирование кимберлитовых и некоторых других щелочно-ультраосновных магм отвечает случаю специфического фракционирования мантийного материала с отгонкой легколетучих фракций, обогащенных редкими и другими элементами — примесями (Овчинников, Бородин, Ляхович, 1970).

Полученные данные вместе с тем показывают, что содержания редких и малых элементов закономерно изменяются в зависимости от геологической позиции и петрохимических особенностей кимберлитов и коррелируются со степенью алмазности пород. Одним из очевидных следствий, вытекающих из рассмотренных материалов и подтверждающих результаты последних исследований кимберлитов (Благулькина, 1969; Сарсадских, Благулькина, 1969; Томановская, 1974), является вывод о петрохимической и геохимической неоднородности кимберлитов. Неоднородность кимберлитов наиболее наглядно выражается в том, что породы внутренних районов Сибирской платформы, обладающие наиболее высокой средней алмазностью, достаточно четко от-

личаются низкой величиной железистости и щелочности, пониженными содержаниями глинозема, титана, ниобия, тантала, циркония, редких земель и ряда других редких элементов, но повышенными содержаниями магния и сидерофильных элементов — хрома и никеля (см. табл. 46). Неалмазоносные и слабо алмазоносные кимберлиты из окраинных частей платформ, напротив, характеризуются повышенной железистостью и щелочностью, более высоким содержанием глинозема, титана, ванадия и литофильных редких элементов, но пониженными содержаниями магния, хрома и никеля.

Вопрос о причинах геохимической неоднородности кимберлитов в настоящее время является предметом дискуссии и требует дальнейшего изучения. По мнению В. А. Благулькиной (1969), ведущим фактором, определяющим неоднородность кимберлитов, является различная глубина зарождения кимберлитовых расплавов и различный состав материнских мантийных пород. В. В. Ковальский (Ковальский, Никишов, 1970; Ковальский, Брахфогель, 1974) развивает гипотезу о решающем влиянии изменения глубины эрозионного среза кимберлитов в различных районах Сибирской платформы. В последнем случае предполагается, что глубина эрозионного среза возрастает с 200 м в Мало-Ботуобинском, 650—900 м в Далдыно-Алаkitском районе и до 2000 м и более в бассейнах рек Оленек и Анабар (Ковальский, Брахфогель, 1974). Иными словами, согласно последней гипотезе, неоднородность кимберлитов и зональное распределение их типов по горизонтали является отражением вертикальной зональности кимберлитовых тел.

В связи с этим возникает необходимость в получении прямой информации о вертикальной геохимической неоднородности кимберлитов. Некоторые геологические предпосылки наличия вертикальной неоднородности кимберлитов заложены в самой морфологии кимберлитовых трубок и особенностях их алмазоносности. Хорошо известно, что кимберлитовые трубки обычно имеют форму конусообразных тел, имеющих сравнительно небольшую вертикальную протяженность и переходящих в ряде случаев на глубине в тела дайкообразной формы. Одновременно с изменением морфологии тел меняется характер кимберлитовых пород — кимберлитовые брекчии сменяются массивными кимберлитами (Трофимов, 1968). Весьма примечательны также данные о распределении алмазов по вертикали в ряде алмазоносных кимберлитовых трубок, свидетельствующие об уменьшении содержания алмазов с глубиной. Хотя такие данные не настолько многочисленны, чтобы уверенно говорить о наличии общей закономерности, тем не менее известно, что при эксплуатации глубоких горизонтов некоторых алмазоносных кимберлитовых трубок Южной Африки содержание алмазов в них сократилось настолько, что дальнейшая отработка их стала нерентабельной и была прекращена (Williams, 1932). Тенденция к уменьшению содержания алмазов с

Таблица 46

Средние содержания элементов-примесей, индикаторные геохимические отношения и некоторые петрохимические параметры кимберлитов и пикритовых порфиритов

1	Порода	Ni	Co	Cr	Mn	V	Ti	Sc	Be	Ge	Ba	Sr	Zr
2	Кимберлиты алмазоносные, взсплозивные	0,091 (58)	0,0073 (58)	0,096 (58)	0,09 (58)	0,0082 (58)	0,66 (58)	0,001 (53)	0,00016 (53)	0,0006 (23)	0,06 (31)	0,076 (31)	0,010 (38)
3	Кимберлиты неалмазоносные и слабоалмазоносные жильные и взсплозивные	0,044 (36)	0,0088 (36)	0,082 (36)	0,16 (36)	0,015 (36)	1,93 (36)	0,0024 (37)	0,00022 (37)	0,0009 (5)	0,18 (28)	0,10 (28)	0,027 (37)
4	Пикритовые порфириты, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами	0,042 (30)	0,009 (30)	0,064 (30)	0,16 (30)	0,012 (30)	1,28 (30)	0,0024 (17)	0,00045 (17)	0,0011 (10)	0,12 (16)	0,14 (16)	0,038 (25)

Таблица 46 (продолжение)

1	Порода	Nb	Ta	TR	Li	Rb	Sn	Mo	Zn	Pb	Se	Th	U
2	Кимберлиты алмазоносные, взсплозивные	0,011 (38)	0,0009 (2)	0,032 (25)	0,0018 (6)	0,0053 (6)	0,00064 (25)	0,002 (25)	0,0085 (25)	0,002 (25)	0,0000132 (29)	0,0011 (20)	0,0006 (20)
3	Кимберлиты неалмазоносные и слабоалмазоносные жильные и взсплозивные	0,021 (37)	0,0016 (9)	0,067 (10)	0,0014 (4)	0,005 (4)	0,0012 (5)	0,00027 (5)	0,013 (5)	0,0025 (5)	0,0000191 (17)	9,5 (8)	8,6 (8)
4	Пикритовые порфириты, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами	0,018 (25)	0,001 (11)	0,085 (7)	0,0007 (9)	0,005 (9)	0,0011 (4)	0,0002 (4)	0,020 (4)	0,0016 (4)	0,0000183 (12)	0,0012 (6)	0,00042 (6)

Таблица 46 (окончание)

1	Порода	Pt	Au	Ni/Co	Ni/Ti	Ni/V	Cr/Ti	Cr/V	Nb/Ta	Th/U	Ba/Sr	K	Na	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO+ +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO
2	Кимберлиты алмазонаосные, эксплозивные	$\frac{0,000025}{(26)}$	$\frac{0,0000095}{(26)}$	11,8	0,16	12,4	0,18	12,6	14,0	3,8	0,9	0,50	0,07	3,30 *	7,74 *	26,42 *
3	Кимберлиты неалмазонаосные и слабоалмазонаосные жильные и эксплозивные	$\frac{0,0000087}{(11)}$	$\frac{0,0000080}{(11)}$	5,1	0,022	3,2	0,04	5,7	13,0	1,3	2,4	1,25	0,10	5,00 *	11,00 *	18,76 *
4	Пикритовые порфириты, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами	$\frac{0,000027}{(10)}$	$\frac{0,0000054}{(10)}$	4,1	0,036	4,2	0,06	5,8	17,0	5,2	1,1	1,59	0,74	3,94	13,68	19,02

\* По данным В. А. Благулькиной (1969).

## Содержание элементов-примесей (вес.%) и их индикаторные отношения в кимберлитовых породах трубки Удачная

Интервал, м	Глубина, м	Количество анализов	Западное тело						
			Co	Ni	V	Cr	Ni/Co	Ni/V	Cr/V
0-75	50	4	0,0055	0,1188	0,0100	0,0962	21,6	11,9	9,6
75-150	100	7	0,0064	0,1207	0,0105	0,0774	18,9	11,5	7,4
150-250	200	8	0,0058	0,1121	0,0116	0,0906	19,3	9,7	7,8
250-350	300	6	0,0059	0,1103	0,0140	0,0983	18,7	7,9	7,0
350-450	400	7	0,0049	0,0970	0,0107	0,0774	19,8	9,1	7,2
450-550	500	6	0,0054	0,0925	0,0123	0,0594	17,4	7,5	4,8
550-650	600	7	0,0056	0,1013	0,0091	0,0681	18,1	11,1	7,5
650-750	700	5	0,0052	0,0674	0,0119	0,0698	13,0	5,7	5,9
750-850	800	3	0,0040	0,0687	0,0110	0,0527	17,2	6,2	4,6
850-950	900	3	0,0039	0,0643	0,0119	0,0480	16,5	5,4	4,0

Таблица 47 (окончание)

Интервал, м	Глубина, м	Количество анализов	Восточное тело						
			Co	Ni	V	Cr	Ni/Co	Ni/V	Cr/V
0-75	50	6	0,0080	0,1192	0,0109	0,0878	14,9	10,9	8,1
75-150	100	8	0,0091	0,1225	0,0106	0,0931	13,5	11,6	8,8
150-250	200	8	0,0088	0,1120	0,0116	0,0800	12,7	9,7	6,9
250-350	300	5	0,0089	0,1112	0,0126	0,0932	12,5	8,8	7,4
350-450	400	7	0,0096	0,1083	0,0122	0,1061	11,3	8,9	8,7
450-550	500	6	0,0084	0,0928	0,0110	0,0967	11,0	8,4	8,8
550-650	600	7	0,0077	0,0906	0,0113	0,0741	11,8	8,2	6,6
650-750	700	5	0,0076	0,1012	0,0150	0,0932	13,3	6,6	6,2
750-850	800	1	0,0070	0,0960	0,0130	0,0600	13,7	7,4	4,6
850-950	900	2	0,0083	0,1000	0,0115	0,0725	12,0	8,7	6,3

глубиной отмечается А. И. Боткуновым для кимберлитовой трубки Мир (Боткунов, 1964).

Глубокие буровые скважины, пройденные в последние годы на некоторых алмазоносных кимберлитовых трубках Сибирской платформы позволяют оценить характер и степень вертикальной геохимической неоднородности кимберлитов на глубину около 1 км. С этой целью по шести буровым скважинам (три скважины в трубке Удачная Западная и три — в трубке Удачная Восточная) были систематически отобраны пробы, которые анализировались на содержание элементов-примесей. В табл. 47 приве-

Матрица парных коэффициентов корреляции между элементами кимберлитов и корреляции содержаний элементов с глубиной

Элемент	Трубка Удачная Западная							
	Глубина, м		Ni		V		Cr	
	r	κ	r	κ	r	κ	r	κ
Co	-0,38	3,3	0,67	9,0	0,28	2,3	0,50	4,9
Ni	-0,49	4,8	-	-	0,21	1,6	0,54	5,7
V	0,05	0,3	-	-	-	-	0,20	1,5
Cr	-0,55	5,8	-	-	-	-	-	-

Трубка Удачная Восточная								
Элемент	Глубина, м		Ni		V		Cr	
	r	κ	r	κ	r	κ	r	κ
Co	-0,25	1,9	0,48	4,6	0,19	1,5	0,10	0,8
Ni	-0,38	3,3	-	-	0,29	2,3	-0,24	1,9
V	0,21	1,6	-	-	-	-	-0,17	1,3
Cr	-0,11	0,8	-	-	-	-	-	-

r — коэффициент корреляции, κ — отношение коэффициента корреляции к его квадратичному отклонению; корреляция значимая при  $\kappa > 3$ .

дены средние содержания элементов-примесей в кимберлитах каждой из трубок, рассчитанные для последовательных вертикальных интервалов, а также некоторые индикаторные отношения этих элементов.

На основании этих данных можно сделать вывод, что содержания таких элементов, как Ni, Co и Cr, имеют определенную тенденцию уменьшаться с глубиной, в то время как для ванадия зависимость между содержанием и глубиной выражена менее четко и скорее имеет обратный характер. Очевидно также, что корреляция между содержаниями элементов и глубиной в разных трубках выражена в различной степени. Эта зависимость отчетливо видна в кимберлитах трубки Удачная Западная и значительно слабее проявлена в трубке Удачная Восточная.

Расчет парных коэффициентов корреляции между содержаниями рассматриваемых элементов в кимберлитах, а также между содержаниями этих элементов и глубиной (табл. 48) показывает, что в кимберлитах трубки Удачная Западная наблюдается отрицательная корреляция между глубиной и содержаниями никеля, кобальта и хрома и весьма слабая положительная корреляция с глубиной для ванадия. В трубке Удачная Восточная значимая обратная корреляция с глубиной установлена только для никеля. Гораздо слабее коррелируются с глубиной содержания кобальта и хрома при отрицательном знаке коэффициента корреляции. Содержания ванадия, так же как и в кимберлитах трубки

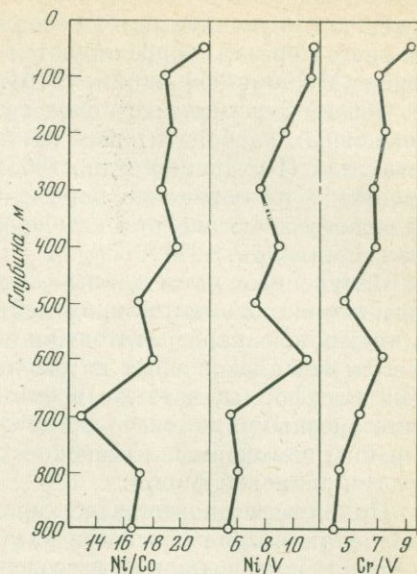
Удачная Западная, связаны с глубиной слабой положительной зависимостью.

Исходя из отмеченных выше геохимических особенностей кимберлитов (наличия противоположных тенденций в распределении хрома и никеля, с одной стороны, и ванадия — с другой) для оценки вертикальной геохимической неоднородности кимберлитов, наряду с содержаниями индивидуальных элементов, целесообразно использовать величины индикаторных отношений Cr/V и Ni/V, а также Ni/Co (см. табл. 49).

Как следует из табл. 47 и фигуры 21 в кимберлитах трубки Удачная Западная величины отношений Cr/V, Ni/V и Ni/Co закономерно изменяются в вертикальном разрезе кимберлитового тела, постепенно уменьшаясь с глубиной.

Та же тенденция изменения рассматриваемых отношений с глубиной наблюдается и в кимберлитах трубки Удачная Восточная, однако здесь она выражена менее отчетливо и носит более сложный характер.

Суммируя приведенные данные о распределении ряда индикаторных элементов в вертикальном разрезе кимберлитовых трубок, можно констатировать наличие, по крайней мере в некоторых кимберлитовых телах, закономерных изменений в содержаниях характерных элементов и их индикаторных отношений с глубиной. Таким образом, эти данные свидетельствуют о существовании вертикальной геохимической неоднородности кимберлитов. Несомненно, что значительный интерес представляют дальнейшие работы, направленные на выявление закономерных изменений в распределении элементов в вертикальном разрезе других кимберлитовых тел, а также на более широкое изучение вертикальной геохимической неоднородности кимберлитов. Первые результаты показывают, что геохимические изменения, наблюдаемые в алмазоносных кимберлитовых трубках по мере увеличения их вертикального среза, по своему характеру сходны с теми горизонтальными вариациями, которые обуславливают региональную геохимическую зональность кимберлитов при переходе от внутренних частей Сибирской платформы к окраинным ее частям. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что, так же как и в слу-



Фиг. 21. Изменение величин индикаторных отношений в кимберлитах трубки Удачная Западная с глубиной

чае региональной геохимической неоднородности, геохимические изменения, отмечаемые в кимберлитах по мере увеличения вертикального среза, коррелируются со степенью алмазности пород (Маршинцев, Ланин, 1976).

Общее геохимическое сходство кимберлитов и щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов отмечалось рядом исследователей (Кухаренко и др., 1965; Францесон, 1968 и др.). В последние годы появились первые публикации, касающиеся геохимического сопоставления кимберлитов с пикритовыми порфиритами (Каминский, 1971).

Полученные нами данные (см. табл. 46) показывают, что по содержанию элементов-примесей пикритовые порфириты, ассоциирующие с карбонатитовыми комплексами, существенно отличаются от алмазоносных кимберлитов внутренних районов Сибирской платформы, в то же время геохимически они близки к неалмазоносным и слабо алмазоносным кимберлитам северной окраины платформы, в особенности с широко развитыми здесь породами дайковой фации.

Пикритовые порфириты характеризуются более низкими по сравнению с алмазоносными кимберлитами содержаниями никеля и хрома, но повышенными содержаниями ниобия, тантала, циркония, скандия, ванадия, галлия и элементов редкоземельной группы. Вместе с тем по содержанию указанных элементов они приближаются к неалмазоносным и слабо алмазоносным кимберлитам.

Таким образом, исходя из геохимических и петрохимических данных, намечается естественный ряд пород, который отвечает изменению характера щелочно-ультраосновного магматизма, коррелирующемуся с изменением степени алмазности пород: алмазоносные кимберлиты — неалмазоносные и слабо алмазоносные кимберлиты — пикритовые порфириты. В этом ряду наблюдается возрастание щелочности и железистости пород, повышение содержания глинозема, титана и литофильных редких элементов при одновременном снижении содержания магния и сидерофильных элементов — хрома и никеля.

Возможность совмещения рассматриваемых пород в последовательном эволюционном ряду может быть проиллюстрирована не только с помощью петрохимических и геохимических, но и геологических данных. Действительно, как уже было отмечено выше, кимберлитовый магматизм, характерный для внутренних частей Сибирской платформы, в ее периферических частях сменяется карбонатитовым магматизмом. При этом в краевых частях платформы кимберлиты местами пространственно совмещаются с близкими к ним по возрасту и структурно-тектонической позиции карбонатитами (Маймеча-Котуйский, Куонамкский районы) и приобретают ряд особенностей, сближающих их с пикритовыми порфиритами карбонатитовых серий. К таким особенностям относятся: более широкое развитие пород жильной фации по сравне-

нию с эксплозивными породами, уменьшение степени алмазности, коррелирующееся с изменением петрохимических и геохимических параметров, отсутствие или большая редкость глубинных включений пироповых перидотитов, увеличение роли слюдяных разностей кимберлитов и некоторые другие особенности вещественного состава пород.

Таким образом, совокупность геологических, петрохимических и геохимических данных указывает на закономерное изменение характера щелочно-ультраосновного магматизма при переходе от внутренних к окраинным частям Сибирской платформы, что позволяет говорить о наличии определенной зональности в развитии щелочно-ультраосновного магматизма, выражающейся в последовательной смене алмазоносных кимберлитов неалмазоносными и слабо алмазоносными кимберлитами и затем карбонатитовыми комплексами, сопровождающимися пикритовыми порфиритами.

Наличие закономерных геохимических различий между алмазоносными и неалмазоносными кимберлитами позволяет рассматривать элементы-примеси (Nb, Zr, TR, V, Sr, Ti, Ni и др.) в качестве индикаторов потенциальной алмазности кимберлитовых пород. В этом отношении важно также подчеркнуть, что, как было показано выше, такие элементы, как ванадий и титан, по своим геохимическим особенностям и характеру распределения в кимберлитах и пикритовых порфиритах могут быть противопоставлены никелю и хрому. Содержания указанных элементов в различных типах кимберлитов и в пикритовых порфиритах обнаруживают закономерную зависимость от петрохимических особенностей, степени алмазности и других параметров пород, причем эта зависимость в большинстве случаев имеет противоположную направленность, то есть увеличение содержания ванадия и титана в породах сопровождается одновременным снижением содержания в них никеля и хрома. Благодаря этому, величины отношений  $\text{Cr/V}$  и  $\text{Cr/Ti}$ , а также  $\text{Ni/V}$  и  $\text{Ni/Ti}$  значительно контрастнее, чем содержания индивидуальных элементов и поэтому более удобны для использования в качестве геохимических индикаторов при типизации пород и определении перспектив их алмазности.

Учитывая сказанное, важным следствием, вытекающим из петрохимического и геохимического сопоставления пикритовых порфиритов, ассоциирующихся с карбонатитовыми комплексами, с различными типами кимберлитов является вывод об отрицательных перспективах алмазности пикритовых порфиритов. Это следует подчеркнуть, поскольку, несмотря на отсутствие в связи с пикритовыми порфиритами достоверных находок алмазов, сходство этих пород с кимберлитами неоднократно служило основанием для неоправданной постановки поисково-разведочных работ.

Вместе с тем проведенное сопоставление пикритовых порфиритов, ассоциирующих с карбонатитовыми комплексами, с кимберлитами позволяет прийти к заключению о нецелесообразности

прямого отождествления этих групп пород, которое имело место в работах многих, главным образом зарубежных исследователей. В связи с этим термин «кимберлит» приобретает большую определенность, в то же время выявленная в последние годы петрохимическая и геохимическая неоднородность кимберлитов ставит перед их исследователями новые проблемы.

Требуют дальнейшей разработки вопросы классификации кимберлитов, например, вопрос о классификационном положении группы неалмазоносных и слабо алмазоносных пород, которые по петрохимическим и геохимическим параметрам, а также по ряду других признаков стоят значительно ближе к пикритовым порфиритам, ассоциирующим с карбонатитовыми комплексами, чем к типичным алмазоносным кимберлитам. Кажется возможным, что эти породы, приуроченные к окраинным частям Сибирской платформы, следует относить не к кимберлитам, а к пикритовым порфиритам. Однако дальнейшая разработка классификации кимберлитов, очевидно, должна в значительной степени базироваться на изучении причин их геохимической и петрохимической неоднородности, а также природы генетических связей как между различными типами кимберлитов, так и между кимберлитами и родственными им породами.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ ДАЕК  
ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД  
И КИМБЕРЛИТОВ

Приведенные в предыдущих разделах данные по геологии и вещественному составу даек лампрофиров свидетельствуют о их несомненной генетической близости к щелочно-ультраосновным интрузивным массивам. Вместе с тем выявляется и ряд существенных между ними различий. Эти различия обусловлены не только частым разрывом временных и пространственных связей, что приводит к появлению автономных роев даек. Гораздо более принципиальны некоторые петрологические особенности лампрофиров, проявленные как в характерных для них парагенезисах главных порообразующих минералов, так и в специфических путях кристаллизации в дайках. Петрологическая специфика даек, например, различный состав парагенезисов минералов-вкрапленников и основной массы, наличие стекла и криптокристаллического мезостазиса сближает лампрофиры с эффузивными породами. По многим петрохимическим характеристикам лампрофиры примерно в равной степени близки к интрузивным и эффузивным сериям щелочно-ультраосновных пород. Поэтому, в общем, не трудно прийти к заключению, что в генетическом отношении дайковые комплексы занимают как бы промежуточное положение в ряду: щелочно-ультраосновные эффузивы — сложные интрузии центрального типа (Сурина, 1970).

Этим выводом, однако, не снимается необходимость более углубленного петрологического и геохимического анализа некоторых специфических особенностей лампрофиров, отличающих их как от эффузивных, так и от интрузивных аналогов, а также проблемы их генетических взаимоотношений с кимберлитами. В этом плане подчеркнем относительно высокую активность калия при формировании лампрофиров, что приводит к выделению в них биотита на стадии магматической кристаллизации. Эта характерная черта лампрофиров отличает их как от щелочно-ультраосновных эффузивов (щелочных базальтоидов), где первичный биотит обычно отсутствует, так и от типичных интрузивных пород щелочно-ультраосновных массивов, в которых основная масса биотита (флогопита) появляется в связи с наложенными метасоматическими процессами. Специфично и присутствие в мончикитах анальцима в качестве первично магматического мине-

рала, поскольку он отсутствует в главных типах интрузивных щелочно-ультраосновных пород. Отметим также, что оливин — типичный минерал щелочных базальтоидов и лампрофиров, но он обычно отсутствует в нефелин- и биотитсодержащих породах из комплексных щелочно-ультраосновных массивов.

Отмеченные уже и другие петрологические особенности щелочно-ультраосновных пород отражают взаимосвязь их минерального и химического составов. Поэтому представляется целесообразным сопоставить типоморфные парагенетические ассоциации минералов из различных фаций щелочно-ультраосновных пород. Следует сразу оговориться, что такое сопоставление в той или иной степени является приближенным, поскольку для некоторых жильных и особенно эффузивных, неполно закристаллизованных пород в качестве «равновесных» парагенезисов могут быть приняты лишь ассоциации вкрапленников. В полностью раскристаллизованных лампрофирах, как было показано А. Г. Жабиным и Н. П. Суриной (1970), можно различать три типа парагенезисов или последовательных фаций, отвечающих трем стадиям первичного минералообразования: интрателлурической (макровкрапленники), основной магматической (микровкрапленники) и позднемагматической (микrolиты и первичные выполнения интерстиций). Однако для общего парагенетического анализа достаточно противопоставлять «фации вкрапленников» и парагенезисы основной массы.

На основе приведенных в предыдущих разделах данных состав главных типов лампрофиров может быть представлен в виде следующих принципиальных совокупностей парагенезисов<sup>1</sup> минералов-вкрапленников и основной массы:

Слюдяные пикритовые порфириды	<i>Ол+би</i> <i>Ол, Би+(ол, би)</i> <i>Ол, Пи, Би+(пи, би)</i>
Меланефелиниты	<i>Ол</i> <i>Ол, Пи+(не, пи, би)</i> <i>Ол, Пи, Би</i>
Альнейты	<i>Ме, Ол</i> <i>Ме, Пи, Ол+(би, ме, не)</i> <i>Ме, Ол, Би+(не, пи, гр)</i>
Мопчикиты	<i>Ол, Пи</i> <i>Ол, Пи, Би+ { (амф, пи, анальц)</i> <i>(амф, би, анальц)</i>
Нефелиниты	<i>Амф, Пи, Би</i> <i>Не</i> <i>Не, Пи</i> } + <i>(не, пи, гр)</i> <i>Не, Пи, Гр</i>

Как следует из сопоставления этих минеральных ассоциаций, для фаций вкрапленников, находящихся в определенном равно-

<sup>1</sup> Минералы-вкрапленники даны с большой буквы, минералы основной массы даны в скобках.

веси с расплавом, и для основной массы различных лампрофиров можно выделить ряд тройных парагенезисов, и по совокупности минералов — тройных или четверных («предельных») парагенезисов.

Характерно, что в таких породах, как, например, пикритовые порфириты, лимбургиты, авгититы и меланефелиниты, при всех возможных различиях в составе стекла или базиса пород вполне определенно выявляется тенденция к образованию «равновесной» парагенетической ассоциации трех минералов: оливина, пироксена и биотита. Сходным образом и в различных типах мелилитсодержащих лампрофиров предельными «равновесными» парагенезисами можно считать тройные ассоциации типа мелилит-пироксен-биотит или мелилит-биотит-нефелин, которые сменяют более ранне парагенезисы с участием оливина. В соответствии с указанной выше тенденцией, в ряду пород от лимбургитов и авгититов через пикритовые порфириты и меланефелиниты к альеинтам и нефелинитам происходит последовательный переход от малощелочных «ультрамафических» парагенезисов на основе наиболее высокотемпературных минералов — оливина и пироксена — к «щелочным» с преимущественным развитием биотита, отчасти нефелина. Конечной фазой этого процесса можно считать парагенезисы минералов, слагающих базис породы в альеинтах: без оливина и мелилита, но с нефелином и пироксеном. Очевидно, что подобные остаточные парагенезисы соответствуют парагенезисам начальных этапов кристаллизации наиболее щелочных типов пород в рассматриваемом семействе лампрофиров. Таким образом, на основе характерных парагенезисов породообразующих минералов для даек намечается следующий ряд, в котором высокотемпературные ультрамафические типы пород сменяются более низкотемпературными щелочными: пикритовые порфириты — меланефелиниты — альеинты и нефелиниты.

В соответствии с этим рядом особенности парагенезисов ранних стадий магматической кристаллизации различных лампрофиров вполне определенно могут интерпретироваться на основе известных данных по диаграммам равновесия для бинарных и более сложных «сухих» систем: форстерит-диоксид-кремнезем, форстерит-диоксид-анортит, диоксид-окерманит-анортит и др. Судя по этим данным, в существовании магнезиальных, бедных кремнеземом расплавах выделяется оливин как первая твердая фаза в широком интервале температур (до 1100—1400°) и в значительном диапазоне колебаний составов<sup>1</sup>. В кальциево-магнезиальных расплавах, содержащих глинозем и щелочные металлы, второй высокотемпературной фазой может быть мелилит (окерманит). Из экспериментальных данных следует, что «для осуществления кристаллизации мелилита магма не обязательно должна содер-

<sup>1</sup> Минимальная температура ликвидуса является котектической точкой состава 89% *Ди* и 11% *Фо* при T-1389° (Кушира, Шерер, 1962).

жать очень большое количество извести. Скорее представляется, что кристаллизации мелилита и оливина способствует концентрация нефелиновых и диоксидовых «молекул» (Гернер, Ферхуген, 1961, стр. 131). Выделение значительного количества вкрапленников оливина и мелилита неизбежно приводит к обеднению остаточного расплава магнием и некоторому повышению концентрации кремнезема, глинозема и щелочей. Поэтому состав лампрофирового расплава на средних этапах кристаллизации в большей степени соответствует системе диоксид-нефелин.

Как было впервые показано Боуэном, система нефелин — диоксид не является бинарной. Диоксид как первовыделение возможен в поле наиболее меланократовых составов. При понижении температуры и увеличении концентрации в расплаве щелочей и алюминия нефелин вступает в реакцию с диоксидом, отнимая у него кремнезем, что вновь приводит к выделению оливина. Данные Боуэна были позднее подтверждения Яги, изучившим систему диоксид-нефелин-акмитт. Было обнаружено, что из всех составов на линии Не-Ди в качестве второй или третьей фазы кристаллизуется мелилит, сохраняющийся и в субсолидусе (Яги, 1962).

Эти наблюдения были подтверждены последующими экспериментами. Так, из опытов Иодера и Кушира (1972) следует, что при кристаллизации расплавов с относительно высоким содержанием кремнезема — до 49% (50% нефелина + 50% пироксена) первовыделения обязательно включали оливин и мелилит за счет потенциального пироксена. Количество нормативного нефелина в стекле в большинстве случаев сохранялось на исходном уровне.

Как видно из этих данных, рассмотренные особенности дайковых пород, взаимоотношения минералов-вкрапленников и состав парагенезисов минералов остаточных расплавов хорошо согласуются с последовательностью выделения минералов в зависимости от изменения состава и температуры расплавов в экспериментально изученных системах. Отметим, что только специфика состава лампрофиров («закрытых систем») приводит к большей активности калия, чем натрия в остаточных порциях расплава, обогащенного также и водой. Поэтому при реакции оливина и мелилита с остаточной жидкостью выделяется большей частью биотит.

Повышенная щелочность остаточной жидкости способствует окислению железа, до этого изоморфно замещавшего магний в оливинах и пироксенах. Поэтому не случайно отсутствие магнетита в составе парагенезисов минералов-вкрапленников и появление этого минерала в основной массе совместно с щелочными алюмосиликатами. С повышением щелочности расплава и переходом двухвалентного железа в окисленное состояние связана и эгиринизация вкрапленников пироксена, что аналогично появлению эгиринизированного пироксена при нефелинизации (Бордин, 1957).

Минеральный состав пород указанного ряда достаточно полно может быть охарактеризован совокупностью следующих глав-

ных пороодообразующих минералов: оливин, пироксен, мелилит, биотит, нефелин, гранат и магнетит. Из них «виртуальными» можно считать первые пять минералов, сменяющих друг друга как при переходе от фаций вкрапленников к «остаточным» парагенезисам основной массы породы, так и при переходе от одного типа лампрофиров к другим. Магнетит не является типоморфным минералом каких-то определенных парагенезисов, он присутствует в различных дайковых породах, представляя избыточное железо в остаточных парагенезисах. Гранат, как правило, не входит в состав парагенезисов вкрапленников, находясь в основной массе породы некоторых лампрофиров, и не связан реакционными взаимоотношениями с главными пороодообразующими минералами.

С учетом большой линейной протяженности даек, характерных для них явлений фракционирования и перемещения интра-теллурических и других минералов-вкрапленников, роли даек как флюидопроводников в связи с большими масштабами процессов ощелочения и карбонатизации вдоль осевых направлений или приконтактных зон, можно рассматривать дайки в целом, как открытые системы. В то же время их отдельные участки: приконтактные зоны закалки, примыкающие к ним неполно раскристаллизованные зоны, наименее измененные центральные участки полнокристаллической структуры можно, в первом приближении, считать локальными частично «закрытыми» системами с характерными для них парагенезисами минералов и определенным набором «инертных» и «вполне подвижных» компонентов.

Как следует из наблюдений над парагенезисами и реакционными взаимоотношениями минералов, а также из экспериментальных данных, особенности состава парагенезисов пороодообразующих минералов лампрофиров определяются, прежде всего, соотношением в расплаве трех главных петрогенных компонентов: магния, кальция и алюминия. В ранних парагенезисах (интра-теллурические выделения и вкрапленники в основной массе) с высокими концентрациями двух первых компонентов связано выделение оливина, пироксена и мелилита (окерманита). Алюминий как главный компонент фактически входит в состав лишь одного минерала — биотита. Однако в парагенезисах, отвечающих более поздним стадиям кристаллизации, присутствует и натровый алюмосиликат — нефелин. Поэтому необходимо учитывать и соотношение активностей натрия и калия как виртуальных «вполне подвижных» компонентов.

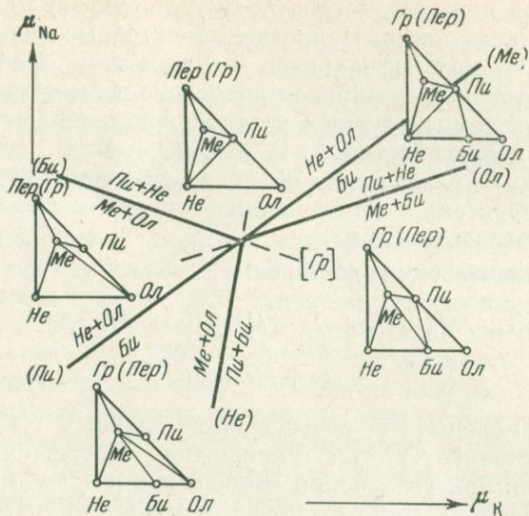
Мы уже отмечали, что в разных по содержанию кремнезема лампрофирах могут появляться одни и те же минералы-вкрапленники (оливин, пироксен, мелилит, биотит). Другими словами, при общей недосыщенности щелочно-ультраосновных пород кремнеземом некоторые вариации в его содержании не определяют состав типоморфных парагенезисов кальциевых и магниевых силикатов. Эта особенность поведения кремнезема вытекает из кри-

сталлохимии силикатных расплавов с характерной для них инертностью кремнезема по сравнению с магнием и кальцием (Белов, 1963).

С выделением трех петрогенных элементов — кальция, магния и алюминия как виртуальных инертных компонентов хорошо согласуется преобладание в лампрофитрах тройных парагенезисов минералов. Таковы «предельные» парагенезисы для фаций вкрапленников (*Ол-Пи-Би*, *Ме-Ол-Би* и др.) и минералов основной массы до замещения карбонатами и цеолитами. Иначе говоря, переход от одного типа лампрофитров к другому будет равносильен смене трехминеральных парагенезисов. Поэтому при сопоставлении разных фаций лампрофитров и других щелочно-ультраосновных пород можно ограничиться треугольными диаграммами состав — парагенезис, наиболее наглядными для изображения на плоскости. Это позволяет при анализе минеральных парагенезисов лампрофитров использовать широко известный метод Д. С. Коржинского. Ранее нами (Бородин, 1966, 1971) были рассчитаны пучковые диаграммы для ийолитов и других щелочно-ультраосновных пород при сходных допущениях в выборе виртуальных инертных (Ca, Mg, Al) и «вполне подвижных» (K, Na) компонентов. Поскольку состав лампрофитров определяется теми же парагенезисами, то при дальнейшем рассмотрении особенностей их минерального состава целесообразно использовать именно эти диаграммы.

Для магматических щелочно-ультраосновных пород (ийолитов, нефелинитов и др.) в качестве условной инвариантной ассоциации был взят тот же набор минералов, что и приведенный уже для лампрофитров: оливин, пироксен, мелилит, биотит и нефелин. Соответствующий этому набору пучок был обозначен символом [Гр]. В случае лампрофитров гранат или эквивалентный ему перовскит могут присутствовать в составе некоторых парагенезисов, но не участвуют в реакциях моновариантных равновесий. Для удобства расчета реакций были взяты несколько упрощенные составы минералов: нефелин с соотношением натрия к калию 4 : 1, пироксен с 10%-ной эгириновой молекулой, мелилит — с 15% щелочного компонента, биотит с соотношением  $K : Na = 9 : 1$  и  $Mg(Fe) : Al = 2 : 1$  (с поправкой на магнетит).

Как видно из диаграммы (фиг. 22), среди магматических щелочно-ультраосновных пород можно выделить два главных типа фаций: «натровые» — слева от линии реакции (*Пи*, *Ме*) и «калиевые» — справа от нее. Для первого типа фаций характерна постоянная ассоциация нефелина с оливином, обычная в щелочных базальтоидах. Присутствие мелилита или пироксена в качестве третьего равновесного минерала определяет отнесение породы к нефелинитам или мелилитовым нефелинитам («нефелиновые или мелилитовые базальты»). Очевидно, что лампрофитры с характерным для них биотитом принадлежат к фациям второго типа (справа от линии *Пи-Ме*).



Фиг. 22. Диаграмма парагенезисов магматических щелочно-ультраосновных пород

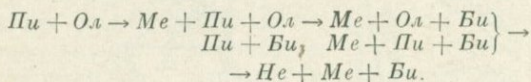
Не — нефелин, Пер — перовскит, Гр — грават, Би — биотит (флогопит), Ме — мелилит (окерманит), Пл — пироксен (эгирин-салит), Ол — оливин

При рассмотрении типоморфных парагенезисов лампрофиров, начиная с фаций вкрапленников, мы отмечали, что первовыведения как бы отвечают бесщелочным расплавам (по аналогии с экспериментально изученными системами) независимо от щелочности и кремнекислотности остаточного расплава. Напротив, для остаточных парагенезисов (базис породы) характерно появление биотита и других щелочных алюмосиликатов — нефелина, анальцима и замещающих их цеолитов. Таким образом, применительно к кристаллизации лампрофиров фации увеличивающейся щелочности в известной степени можно считать и фациями понижающейся температуры. Образование при этом типоморфных парагенезисов лампрофиров будет отвечать вполне определенной последовательности реакций:  $Me + Ol \rightarrow Pl + Bi \rightarrow Me + Bi \rightarrow Pl + He$  (от левого нижнего треугольника к правому верхнему; см. фиг. 22). Очевидно также, что изменение активностей калия и натрия может определяться либо увеличением их концентрации по мере выпадения из расплава все увеличивающихся количеств магния и кальция, связываемых в молекулах оливина, мелилита и пироксена, либо дополнительным привнесом щелочей.

Судя по диаграмме, пикритовые порфириты и альеиты могут быть близкими по температурному интервалу фациями начальных, наиболее высокотемпературных этапов кристаллизации лампрофировых магм. Следует, однако, отметить, что типоморфный

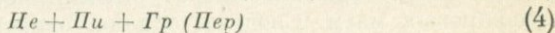
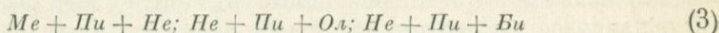
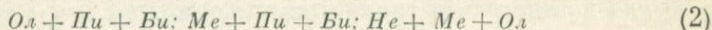
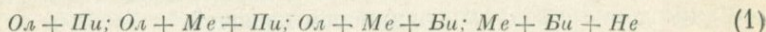
для альнеитов парагенезис *Ме-Ол-Бу* устойчив лишь в условиях наименьшей щелочности. Напротив, характерные для пикритовых порфириров и меланефелинитов парагенезисы *Ол+Пу* и *Ол+Пу+Бу* устойчивы в широком диапазоне щелочности и, вероятно, изменения температурных условий кристаллизации (это подтверждается наблюдениями А. Г. Жабина и Н. П. Суриной о «существовании» различных объемов фракций вкрапленников оливина и пироксена с остаточными расплавами-стеклами меняющегося химического состава).

Изофациальная смена составов:



отражает изменения в соотношении главных (виртуальных) инертных компонентов, т. е. уменьшение содержания магния и (или) кальция при увеличении концентрации алюминия (нефелинового компонента). Как следует из нередкого присутствия биотита в фациях вкрапленников многих лампрофиров и еще более типичного его нахождения в базисе пород, исходные расплавы в достаточной степени были обогащены компонентами этого минерала — алюминием, щелочами (калием) и водой. Однако содержание щелочей и особенно алюминия было недостаточным для выделения из расплава нефелина в любых высокотемпературных парагенезисах дайковых пород. Этим можно объяснить отсутствие раннего парагенезиса *Не+Ме+Бу*. Лишь в последующие этапы кристаллизации при формировании базиса пород, концентрация алюминия была достаточной для выделения нефелина в парагенезисе с биотитом и мелилитом (альнеиты) или пироксеном и биотитом (меланефелиниты и нефелиниты). Только в условиях максимальной щелочности, когда мелилит неравновесен с щелочным расплавом (*Ме* → *Не+Пу+Гр* (или *Пер*)), резко расширяются поля нефелинсодержащих парагенезисов, и выделение этого минерала возможно при низких концентрациях алюминия. С этим выводом согласуются и данные по эффузивным оливиновым нефелинитам, в которых содержание алюминия может снижаться до 5–6%  $Al_2O_3$  (Жук-Почекутов и др., 1965).

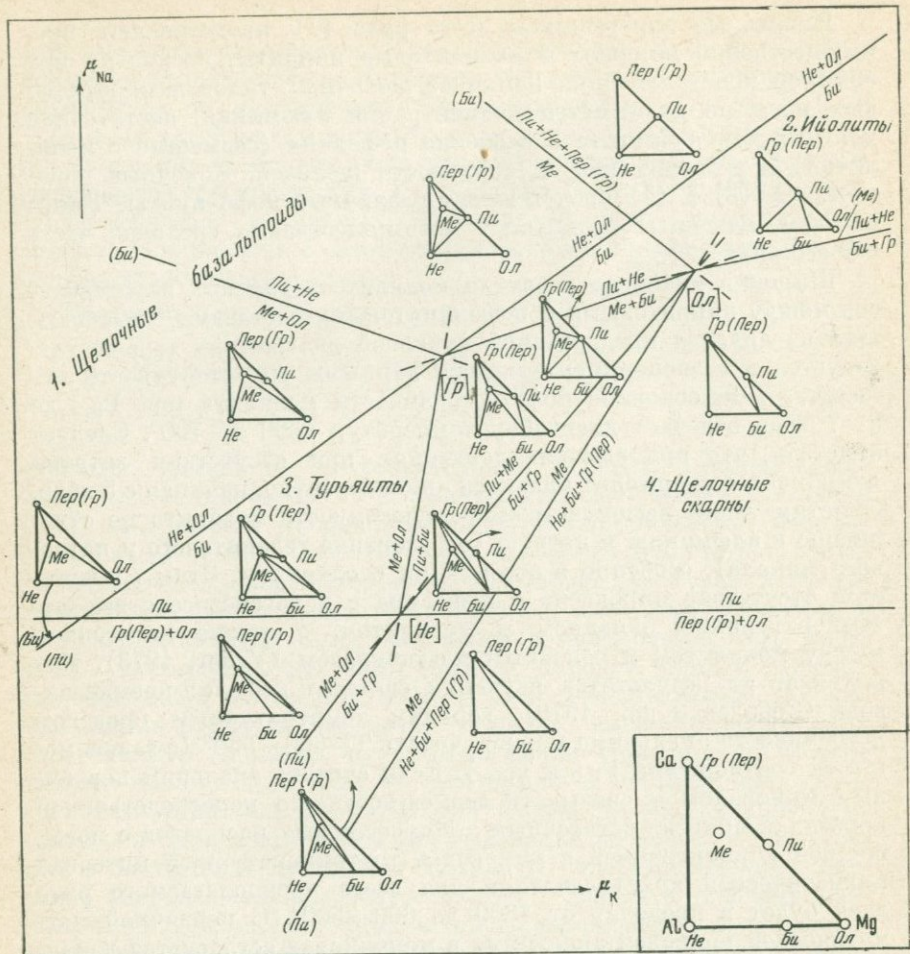
Из приведенных данных по сопоставлению характерных тройных парагенезисов для различных фаций щелочности следует, что для совокупности главных типов пород даек щелочно-ультраосновных лампрофиров может быть намечен общий ряд эволюции по мере возрастания щелочности:



Начальные парагенезисы этого ряда (1) представляют преимущественно пикриты и мелилитовые пикриты, поскольку при обычной кристаллизации наименее щелочных типов лампрофировых магм не достигается концентрация алюминия, достаточная для выделения биотита и особенно нефелина (совместно с мелилитом) в условиях низкой активности щелочей. Конечные парагенезисы (3) и (4) представляют различные нефелиниты. Таким образом, альбиты составляют преимущественно среднюю часть общего ряда.

Широкий интервал развития мелилитсодержащих парагенезисов между пикритовыми и нефелинитовыми составами, вытекающий из анализа предлагаемой пучковой диаграммы, хорошо согласуется и с экспериментальными данными по устойчивости мелилита. Так, основное поле устойчивости мелилита при  $R_{H_2O}$  до 5—7 кбар отвечает диапазону температур 1300 до 700°. Следует отметить, что при высоких давлениях при отсутствии летучих компонентов окерманит плавится инконгруэнтно, начиная с 5 кбар. Отметим также высокую изоморфную емкость мелилита по отношению к алюминию и натрию (образование геленитового и натрового минала), особенно в ассоциации с оливином. Этим объясняется отсутствие пироксена и нефелина в парагенезисе с высокотемпературными оливином и мелилитом, а также антагонизм между мелилитом и основным плагиоклазом (Yoder, 1973). Как вытекает из результатов изучения системы нефелин-кремнезема (Соболев и др., 1970), верхним температурным пределом устойчивости анальцима можно считать  $T=600-650^\circ$  (в зависимости от соотношения  $R_{H_2O}$  и  $R_{общ.}$ ). Если считать анальцим первичным минералом и связывать возможность его непосредственной кристаллизации из остаточных лампрофировых расплавов с повышенной концентрацией в них воды, то температурный интервал магматической кристаллизации для всего предполагаемого ряда даек будет в пределах от 1300 до 600—500°. С первичной магматической природой анальцима в мончикитах согласуется характерное для них наличие вкрапленников первичного амфибола (баркевикита, керсутита), что свидетельствует о высоком парциальном давлении воды в магме.

В приведенной характеристике парагенезисов за основу были взяты наиболее типичные особенности минерального и химического состава щелочно-ультраосновных лампрофиров: обогащение магнием и кальцием, наличие биотита как типоморфного минерала и отсутствие в большинстве случаев граната даже в поздних парагенезисах. Вместе с тем для выяснений «промежуточного» положения лампрофиров, их генетических связей с эффузивными и интрузивными щелочно-ультраосновными породами необходим сравнительный анализ парагенезисов различных фаций щелочно-ультраосновных пород. Для этой цели может быть использована составленная нами ранее (Бородин, 1966) общая парагенетическая диаграмма (фиг. 23), объединяющая три пучка: [Гр], [Ол]



Фиг. 23. Общая диаграмма парагенезисов щелочно-ультраосновных пород

и [He]. Из них пучок [Гр] был рассмотрен выше. Следующий пучок [Ол] представляет совокупность парагенезисов, характерных, прежде всего, для нефелин-пироксеновых интрузивных и метасоматических пород, в которых, как правило, отсутствует оливин. Это биотит- и гранатсодержащие ийолиты и мельтейгиты из комплексных щелочно-ультраосновных массивов. Наконец, третий пучок [He] объединяет парагенезисы, в которых представлены наименее щелочные фации (без участия нефелина в реакциях фациальных переходов).

Вся система парагенезисов линиями реакций  $He + Ол = Би$ ,  $Пи = Гр + Ол$  и  $Ме = He + Би + Гр$  делится на ряд полей, из которых поле (1) объединяет различные дивариантные поля фаций

щелочных базальтоидов. Для всех фаций этого поля характерен парагенезис нефелина с оливином. По мере увеличения щелочности происходит следующая смена тройных парагенезисов:  $Me = Ol - Pu$ ,  $He - Me - Ol$ ,  $He - Me - Pu$ ,  $He - Pu - Ol$ ,  $He - Pu - Пер (Гр)$  или: оливиновый мелилитит, оливин-нефелиновый мелилитит, нефелиновый мелилитит, оливин-мелилитовый мелилитит, мала-нефелинит, нефелинит. Можно отметить, что эта серия пород, в порядке возрастания их щелочности, соответствует в первом приближении серии расплавов в экспериментально изученной Платтом и Эдгаром системе нефелин-диоксид-санидин (Platt, Edgar, 1972). Согласно данным этих исследователей, указанная система является сечением более общей системы нефелин-кальсилит-кремнезем-диоксид, точнее ее недосыщенной кремнеземом части. По результатам этих исследований, «плоскостью критической стабильности» мелилита является граница недосыщенных кремнеземом расплавов с максимальным содержанием полевошпатового компонента не более 10%. При большем содержании кремнезема мелилит не выделяется из расплавов, даже если они содержат значительные количества нефелина и диоксида. В области, недосыщенной кремнеземом, кристаллизация расплава может дать следующую серию: оливиновый мелилитит ( $Du$ ,  $Ol$ ,  $Me$ ) → мелилитит ( $Du$ ,  $Me$  + расплав) → мелилитовый нефелинит ( $He$ ,  $Me$ ,  $Du$ ) → нефелинит ( $He$ ). Последующая кристаллизация (при переходе в область больших содержаний кремнезема) приведет к серии пород: оливиновый нефелинит — нефелинит — феолит. Последний содержит щелочной полевой шпат и волластонит.

Таким образом, при однотипной эволюции в условиях возрастания щелочности щелочно-базальтоидной и «лампрофировой» магм могут возникать сходные ряды пород — от пикритов и мелилититов до нефелинитов. Если, однако, постулировать определенный химизм для «лампрофировой» магмы (щелочно-ультраосновной состав исходных расплавов, их обогащение водой, а также углекислотой, относительно высокую активность калия, раннемагматический характер биотита), то несомненны и различия между этими рядами, особенно для конечных этапов эволюции.

Переходя к сравнению лампрофиров и щелочно-ультраосновных пород типа ийолитов-мельтейгитов и турьяитов, сразу же отметим повышенную щелочность интрузивных фаций по сравнению с дайковыми, поскольку для тройных парагенезисов характерна ассоциация двух щелочных алюмосиликатов — нефелина и биотита. Третий минерал представлен пироксеном или гранатом (ийолиты) или мелилитом (турьяиты). Типичные ийолиты-мельтейгиты принципиально отличаются отсутствием оливина как от близких по составу нефелинитов, так и их дайковых аналогов.

Как следует из диаграммы (см. фиг. 23), эта особенность состава ийолитов вполне закономерна, поскольку при меняющейся активности щелочей нефелин, биотит и оливин не могут вхо-

дить в состав равновесного тройного парагенезиса. Не обсуждая здесь специально вопрос о различиях в составе магматических ийолитов и их метасоматических аналогов, отметим, что отсутствие оливина обусловлено спецификой процессов нефелинизации и ийолитизации пироксенитов и оливинитов (Бородин, 1971). Соответственно ряды смены парагенезисов минералов, внешне сопоставимые с фаціальными (кристаллизационными) рядами для лампрофиров, в данном случае отражают состав фаций щелочности по зонам колонки нефелинизации (Бородин, 1966; Borodin, Pavlenko, 1974), например:  $Ол + \rightarrow Ол + Пи \rightarrow Пи + Бу \rightarrow Не + Бу + Пи$  или  $Не + Ме + Бу$ . В этом ряду существенно оливиновые или пироксеновые породы представляют более древние пироксенизированные оливиниты или пироксениты, замещаемые щелочными породами, которые соответствуют более поздним этапам интрузивной и метасоматической деятельности. Присутствие в щелочных породах граната или мелилита закономерно связано как с изменением щелочности, так и с соотношением кальция и магния, выбранных в качестве виртуальных инертных компонентов. Таким образом, безнефелиновые парагенезисы в данном случае относятся не к магматическим щелочным, а предшествующим им ультрабазитам или продуктам реакционного взаимодействия щелочных растворов и магм с этими породами. Другими словами, наиболее сопоставимы с магматическими ийолитами парагенезисы конечных этапов кристаллизации лампрофировых расплавов. Поэтому максимальной щелочности будет соответствовать парагенезис  $Не + Бу + Пи$ . При понижении щелочности возможны парагенезисы с мелилитом. Поле устойчивости мелилита определяется реакциями:  $Ме + Бу \rightarrow Пи + Не$  (повышение активности натрия) или  $Ме \rightarrow Не + Бу + Гр$  (повышение активности калия).

Резюмируя изложенное по сравнительной характеристике парагенезисов лампрофиров и других щелочно-ультраосновных пород, можно указать два главных фактора, определяющих специфику лампрофиров и их промежуточное положение в ряду щелочных эффузивы — щелочно-ультраосновные интрузии:

1) резко выраженная стадийная магматическая кристаллизация в широком диапазоне температур (от 1300—1100 до 600—500°);

2) увеличение щелочности по мере кристаллизации лампрофировых расплавов, что приводит к смене бесщелочных («базальтоидных») парагенезисов минералов-вкрапленников щелочными парагенезисами в центральных частях даек, а также в основной массе породы.

С первым из этих факторов связано появление оливинсодержащих фаций, что сближает лампрофиры с щелочными базальтоидами (меланефелинитами и др.). Второй фактор определяет близость наиболее щелочных фаций лампрофиров и ийолитов. Однако типичные интрузивные щелочно-ультраосновные породы представляют фации повышенной щелочности по сравнению с

большей частью лампрофиров. Для лампрофиров примечательно совмещение в пределах одного жильного тела фаций разной щелочности и кремнекислотности, например, пикритовые или мела-нефелинитовые краевые зоны и нефелинитовые и мончикитовые центральные. Ввиду этого остановимся подробнее на некоторых особенностях химизма лампрофиров.

Как показывает сопоставление различных петрохимических характеристик и результатов пересчета на общие и частные петрохимические диаграммы, главные типы щелочно-ультраосновных лампрофировых фаций, большей частью, не различаются четко выраженными особенностями валового химического состава. Эта специфическая черта лампрофиров, обычно отмечаемая в литературе как их «гетероморфизм», в первую очередь, связана с нетипоморфностью ранних парагенезисов первой и второй стадий кристаллизации, составляющих значительную часть объема даек различных лампрофиров. Вместе с тем приведенный выше парагенетический анализ выявляет вполне закономерную смену предельных парагенезисов в зависимости от изменения соотношений инертных виртуальных компонентов и активности калия и натрия. Кремний нами не включен в число инертных компонентов. Дополнительно к приведенному ранее обоснованию можно отметить зависимость типа кремнекислородных радикалов от щелочности среды, но не от концентрации кремния (Бородин, 1970). Однако подобная зависимость, по-видимому, может быть принята лишь для определенного интервала щелочности. Так, согласно Н. Г. Сретенской (1970), при смене щелочной среды на слабо щелочную и нейтральную в водных растворах с  $\text{pH} = 5-7$  наблюдается максимальная степень полимеризации кремния, т. е. смена радикала  $\text{SiO}_4$  на более сложные анионы. Дальнейшее увеличение кислотности вновь приводит к уменьшению степени полимеризации. Активность ионов кислорода в расплавах, определяющая их основность-кислотность, а значит и тип кремнекислородных радикалов, зависит как от концентрации щелочных катионов, так и от кислотообразующих элементов, включая кремний. По-видимому, для определенного диапазона изменений основности-кислотности высокотемпературных растворов и расплавов щелочные металлы и кремний могут быть приняты за независимые, «вполне подвижные» компоненты при построении пучковых диаграмм. В общем виде система парагенезисов с аналогичным сделанному выше разделению компонентов на инертные (Ca, Mg и Al) и вполне подвижные (K, Na и Si) была предложена А. М. Виленским (1973) для широкого круга пород, включая габброиды и щелочные.

Для парагенезисов ряда лампрофиров предельным по содержанию алюминия минералом является нефелин. Очевидно, что появление в этих породах других, не содержащих Ca и Mg щелочных алюмосиликатов, например, полевых шпатов, возможно лишь при более высокой активности кремнезема, т. е. при замещении нефе-

лина. Это относится и к типоморфному для мончикитов анальциму с радикалом  $[AlSi_2O_6]$ . Действительно, как следует из петрографических данных, в мончикитах нефелин либо отсутствует, либо оба минерала находятся в реакционных отношениях. Поскольку анальцим является главным минералом мезостазиса породы, особенно в центральных частях некоторых даек, то столь же очевидно, что в этих участках должно быть повышено содержание кремнезема. На первый взгляд, с этим не согласуется нередко столь же низкое содержание в мончикитах кремнезема, как и в других щелочно-ультраосновных лампрофирах. Данное обстоятельство является отражением разных причин.

Прежде всего приходится отметить очевидную терминологическую условность выделения «мончикита» как анальцимсодержащей лампрофировой породы. Дело не только в том, что разные типы интрузивных щелочных пород могут сопровождаться специфическими, заметно различными по составу мончикитами. Более существенно то, что к мончикитам могут быть отнесены породы, где анальцим является второстепенным поздним минералом или развит в результате вторичных преобразований пород. Так, например, для ряда даек мончикитов с «лимбургитовыми» приконтактовыми зонами очевидна прямая близость к меланефелинитам: основное различие лишь в появлении анальцима, но не нефелина в мезостазисе породы из центральных участков даек. Однако во многих дайках анальцим распределен неравномерно и встречается в наиболее измененных поздними процессами участках, совместно с цеолитами, карбонатами, слюдистыми агрегатами и скоплениями позднего пироксена, актинолита и др. Очевидно, что в этих случаях правильнее говорить об анальцимовых или анальцимизированных меланефелинитах, пикритовых порфиритах и т. п. Таким породам с низкими содержаниями кремнезема могут быть противопоставлены собственно мончикиты, где анальцим является первичным главным породообразующим минералом.

Другой причиной, с которой может быть связано пониженное содержание кремнезема в мончикитах, как и других лампрофирах, следует признать карбонатизацию даек. При проведении полевых исследований, например, в районе Турьего полуострова, можно видеть все стадии карбонатизации лампрофиров. Участки наиболее интенсивной карбонатизации в виде прожилков, неравномерно распределенных пятен, полос существенно карбонатных и слюдисто-карбонатных пород легко выделяются в массе афанитовых лампрофиров, особенно в краевых частях даек. Поэтому при отборе проб такие участки по возможности исключались. Достаточно сказать, что из многих десятков осмотренных жильных тел в районе Турьего мыса число даек, опробованных как наименее измененные, не превышает 20—30. При последующих микроскопических исследованиях можно видеть, что и эти дайки, особенно в центральных участках всегда карбонатизированы в той или иной степени. Почти во всех дайках отсутствует неизменен-

ный меллилит, большей частью замещен и оливин. С этим согласуются и результаты химических анализов, показывающие явную зависимость уменьшения кремнезема и других компонентов от увеличения в составе породы количества воды и  $\text{CO}_2$ . Повышенным содержанием  $\text{CO}_2$  обычно соответствует и повышенное содержание  $\text{CaO}$ , т. е., скорее всего, обусловленное наличием вторичного кальцита. Поэтому наряду с приведенными ранее петрохимическими данными целесообразно сравнение различных типов лампрофиров на основе безводных составов, а также с поправкой на кальцит, вычитаемый по количеству  $\text{CO}_2$  (табл. 49). Таким путем были пересчитаны первичные химические анализы ряда проб, отобранных из приконтактовых и центральных участков одних и тех же даек лампрофиров, что позволяет судить о характере изменения состава пород в процессе формирования даек. Было опробовано дифференцированно 20 даек: 6 меланефелинитовых, 8 мончикитовых и 6 альбейнитовых. Для наименее измененных даек, а также для проб из центральных и эндоконтактовых участков с примерно равным содержанием воды и  $\text{CO}_2$  достаточно простого сопоставления анализов, приведенных ранее в табл. 49.

На основе полученных данных можно сделать следующие выводы.

Сравнивая анализы мончикитов, вполне определенно выявляются две группы пород. К первой из них принадлежат породы, в которых и после пересчета на безводную основу содержание кремнезема не выше 42—43%. В этом отношении породы вполне сопоставимы с другими лампрофирами, особенно меланефелинитами. Такое сходство не случайно. Как видно из особенностей строения и состава даек этих пород, анальцитом в них обычно не является характерным первичным магматическим минералом. Он встречается в центральной части даек в пустотах выщелачивания совместно с карбонатом, цеолитами и щетками пластинок позднего биотита. А основная масса даек этого типа сложена лимбургитоподобной породой с вкрапленниками пироксена (до 30—60%) и в меньшей степени оливина (до 5—7%). Вкрапленники биотита и роговой обманки отсутствуют. Поскольку дифференциация сводится, в основном, к обособлению тех или иных количеств пироксена, то она не приводит к существенному изменению содержаний кремния, алюминия и щелочных металлов в центральной части даек по сравнению с приконтактовыми (табл. 49). Очевидно, что подобные породы правильнее рассматривать как анальцитсодержащие или анальцитмизированные меланефелиниты, но не собственно мончикиты. Не случаен и устойчивый «меланефелинитовый» тип состава этих пород, хотя и получаемый при вычитании различных количеств кальцита и воды.

В некоторых дайках особенностью дифференциации этих пород, как и меланефелинитов (Мальков, 1971), можно считать понижение содержаний либо алюминия, либо натрия в связи с воз-

Химический состав мончикитов (анальцимовых меланефелинитов)

Окислы	А			Б			А			Б			А			Б		
	І	Ік	2	І	Ік	2	ІІ	3к	4	ІІ	3к	4	ІІІ	5к	6	ІІІ	5к	6
SiO <sub>2</sub>	39,50	40,00	39,01	42,43	43,10	41,77	38,43	38,40	38,46	43	42,74	43,26	40,91	40,82	41,00	43,4	43,4	43,4
TiO <sub>2</sub>	2,48	2,65	2,31	2,66	2,85	2,47	2,06	2,22	1,90	2,30	2,47	2,14	2,82	3,00	2,65	2,98	3,17	2,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,67	13,66	11,69	13,6	14,72	12,51	10,07	9,45	10,70	11,27	10,51	12,04	10,12	11,00	9,24	10,73	11,69	9,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,91	6,10	7,72	7,42	6,57	8,27	6,83	7,66	6,00	7,63	8,52	6,75	7,00	7,20	6,80	7,42	7,65	7,19
FeO	5,505	6,61	4,40	5,9	7,12	4,71	5,96	6,08	5,85	6,67	6,77	6,58	6,94	7,30	6,58	7,36	7,76	6,96
MnO	0,195	0,23	0,16	0,21	0,25	0,17	0,20	0,18	0,23	0,23	0,20	0,26	0,21	0,21	0,21	0,22	0,22	0,22
MgO	7,48	6,35	8,61	8,03	6,84	9,22	10,32	10,08	10,56	11,54	11,21	11,88	8,98	6,86	11,10	9,52	7,29	11,75
CaO	14,845	11,5	14,44	13,93	12,4	15,46	9,3	9,7	8,9	10,40	10,80	10,01	12,25	12	12,5	12,99	12,75	13,23
Na <sub>2</sub> O	3,97	3,88	4,07	4,27	4,18	4,36	4,01	4,30	3,72	4,48	4,78	4,18	3,4	3,80	3,00	3,6	4,03	3,17
K <sub>2</sub> O	1,03	1,10	0,97	1,105	1,18	1,03	1,44	1,15	1,74	1,62	1,28	1,96	1,07	1,25	0,90	1,13	1,32	0,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,50	0,50	0,27	0,54		0,52	0,39	0,65	0,58	0,43	0,73	0,38	0,44	0,33	0,40	0,46	0,35
F		0,21	0,21	0,11	0,23		0,22	0,23	0,22	0,25	0,25	0,25	0,16	0,18	0,14	0,77	0,19	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,11	3,05	3,18				4,13	2,26					2,72	2,90	2,55			
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,31	0,40	0,23				0,39	0,34	0,44				0,29	0,28	0,30			
CO <sub>2</sub>	0,78	1,4					3,4	3,2	3,6				0,9	0,9	0,9			

Анальцимовые меланефелиниты («мончикиты»): №№ 1к, 2, 3к, 4; меланефелиниты: 5к, 6. Римскими цифрами обозначены усредненные анализы из проб приконтактной (к) и центральной частей даек. А — исходные анализы; Б — те же анализы без H<sub>2</sub>O и CaCO<sub>3</sub>, приведенные к 100%; І — среднее из 1 и 2 (ан. 412, 415), ІІ — среднее из 3 и 4 (ан. 379), ІІІ — среднее из 5 и 6 (ан. 401, 404).

растанием концентрации кальция и магния в центральных зонах даек.

Менее распространен характерный, в частности, для даек Кандалакшской губы, иной тип мончикитов с более высоким содержанием кремнезема: до 43—44%, а при пересчете на безводную и бескарбонатную основу — до 46%  $\text{SiO}_2$  и выше (табл. 52). От анальцимсодержащих меланефелинитов эти породы отличаются еще и большей суммарной щелочностью (до 8—9%) при пониженном примерно в 1,5 раза количестве кальция и магния. С отмеченными особенностями химизма согласуется и специфика минерального состава пород. Помимо оливина и пироксена в них нередки вкрапленники биотита. В мезостазиесе породы, где развит первичный интерстициальный анальцим, главными цветными минералами являются биотит и пироксен или роговая обманка. Очевидно, что совокупность этих признаков дает возможность отнести именно эти породы к собственно мончикитам.

При сравнении состава приконтактных и центральных зон мончикитовых даек, в общем, не выявляется единого направления дифференциации, хотя иногда и наблюдаются значительные различия в распределении главных петрогенных элементов. В большей части даек можно видеть повышение концентрации алюминия и щелочных металлов в центральной зоне: до 11—13%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и 8—10% суммы щелочей, что сближает их с нефелинитами. Принципиальным отличием является повышенное содержание в мончикитах кремнезема, что согласуется с появлением в них анальцима вместо нефелина, и приближает их к тешенитам. В отдельных дайках мончикитов, напротив, центральные участки характеризуются повышенной концентрацией фемических компонентов, в первую очередь магния и кальция, что сближает их с пикритовыми порфиритами и лимбургитами, а также пикритовыми дифференциатами из тешениновых силлов. При этом эндоконтактные породы резко обогащены  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и кремнеземом, что позволяет сопоставить их с дифференциатами щелочно-базальтовых серий, прежде всего тешенитами.

Переходя к альнеитам (табл. 50), отметим, что они отличаются наиболее низкими по сравнению с другими лампрофирами содержаниями кремнезема (до 40—41%), хотя суммарное количество щелочей составляет 8—12%, т. е. сходно с нефелинитами и мончикитами. При сравнении состава центральных и краевых частей даек большей частью выявляется обогащение первых фемическими компонентами. Эта тенденция в данном случае особенно очевидна, так как она сохраняется и при пересчете на бескарбонатную основу, т. е. независимо от признания первичной или вторичной природы карбонатов. При этом сопряженно (антибатно) меняются содержания алюминия и щелочных металлов по отношению к кальцию и магнию. Судя по данным микроскопии, мелилит является характерным минералом не только вкрапленников, но и мезостазиеса, что согласуется с общей низкой кремнекислот-

## Химический состав альенитов \*

Компо- ненты	А				Б				А				Б			
	І	Ік	2	3	І	Ік	2	3	ІІ	4к	5	6	ІІ	4к	5	6
SiO <sub>2</sub>	36,42	36,38	37,48	35,40	39,9	41,47	38,78	39,4	36,24	37,32	36,00	35,40	41,42	40,63	41,37	41,98
TiO <sub>2</sub>	3,0	3,10	3,10	2,80	3,2	3,53	3,21	3,11	3,00	2,87	3,25	2,90	3,43	3,12	3,73	3,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,8	10,40	11,00	8,20	10,8	11,85	11,38	9,12	11,42	11,80	10,40	12,05	13,02		11,95	14,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,49	6,67	7,10	8,70	8,21	7,60	7,35	9,68	5,48	6,38	5,56	4,50	6,21	6,95	6,36	5,33
FeO	6,59	6,00	6,66	7,11	7,21	6,84	6,89	7,91	6,05	5,60	6,36	6,18	6,91	6,09	7,30	7,34
MnO	0,23	0,25	0,24	0,20	0,25	0,28	0,25	0,22	0,23	0,30	0,24	0,16	1,97	0,32	0,29	0,18
MgO	6,47	5,87	6,51	7,02	7,08	6,69	6,74	7,81	5,99	5,00	6,50	6,48	6,57	5,44	7,47	7,68
CaO	15,9	9,1	14,35	16,84	14,65	10,37	14,85	18,73	14,44	10,1	87,01	9,55	11,97	11	11,14	11,32
Na <sub>2</sub> O	5,1	5,40	6,00	3,90	5,56	6,15	6,20	4,34	6,99	9,78	5,20	6,00	9,24	10,64	9,97	7,12
K <sub>2</sub> O	2,48	3,20	2,35	1,90	2,73	3,65	2,43	2,11	2,41	1,77	2,60	2,86		1,93	2,99	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,53	0,71	0,54	0,35	0,58	0,80	0,56	0,39	0,56	0,74	0,62	0,32	0,63	0,80	0,71	0,92
F	0,40	0,64	0,30	0,25	0,44	0,73	0,31	0,28	0,51	0,28	0,48	0,78	0,59	0,30	0,55	0,92
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,40	2,92	1,68	2,62						1,70	3,08					
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,56	0,80	0,36	0,52					0,64	0,48	0,70	0,74				
CO <sub>2</sub>		3,7	1,0	1,7					3,6	2,8	4,2	3,9				

\* Римскими цифрами обозначены усредненные анализы из проб приконтактной (к) и центральной частей даек; А — исходные анализы, Б — те же анализы, без H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>, приведенные к 100%: І — среднее из 1, 2, 3 (ан. 374, 374/2 и 374/3); ІІ — среднее из 4, 5, 6 (ан. 362, 363 и 364).

ностью альнеитов. Следовательно, изменение соотношения главных петрогенных элементов по мере дифференциации должно отражать прежде всего изменение количественного соотношения мелилита (наиболее кальциевого минерала) с пироксеном и биотитом. Поскольку с увеличением щелочности альнеитов возрастает главным образом концентрация натрия и алюминия, то, очевидно, при сохраняющейся низкой кремнекислотности будет выделяться нефелин, а остаточный расплав соответствовать мелилитовому или пироксеновому биотитосодержащему нефелиниту. Эти положения остаются в силе, если допустить первичную магматическую природу карбонатов, поскольку количество кальция в дифференцированных альнеитах может иногда возрасти в большей степени, чем количество углекислоты. Возможно, что появление кашкринита в основной массе породы альнеитовых даек отражает первичное присутствие  $\text{CO}_2$ , концентрировавшейся к концу магматической кристаллизации.

Исходя из приведенных данных, можно заключить, что характер дифференциации в дайках альнеитов в общем согласуется с намеченным при парагенетическом анализе положением этих пород в ряду возрастающей щелочности лампрофиров: от наименее щелочных пикритовых порфиритов к нефелинитам. Вместе с тем, очевидно, что выявленные особенности дифференциации в дайках лампрофиров не позволяют полностью трактовать указанный ряд, как прямой результат последовательного действия единого механизма дифференциации какой-то общей исходной магмы. И в альнеитах, и в мончикитах приконтактных зоны по минеральному и химическому составу сходны с наиболее меланократовыми типами лампрофиров — меланефелинитами и щелочными пикритовыми порфиритами. Однако и в наиболее дифференцированных дайках меланефелинитов центральные зоны либо мало отличаются от краевых, либо характеризуются большей концентрацией фемических компонентов, но не кремния и щелочей. В дифференцированных альнеитах различия в составе краевых и центральных зон в значительной степени связаны с изменением соотношений кальция и магния, отчасти алюминия, но в меньшей степени — кремния и щелочных металлов, т. е. с изменением количественных соотношений между цветными минералами, в первую очередь интрателлурическими вкрапленниками.

Поскольку интрателлурические вкрапленники в различных лампрофирах представлены, в первую очередь, оливином и пироксеном, то, сопоставляя составы этих минералов (табл. 51) и составы средних типов лампрофиров, можно примерно оценить эффект изменения состава расплавов в зависимости от преимущественного фракционирования одного из этих минералов. Так, при фракционировании оливина кремнекислотность будет сохраняться примерно на одном уровне, но существенно понизится содержание магния, и, соответственно, повысится концентрация алюминия, щелочей и кальция, а также окисного железа. Удаление из

Химический состав породообразующих минералов дайковых пород  
Карело-Кольского региона

Компоненты	Меланефелиниты Турьего мыса						Мончикиты Турьего мыса		Пикритовый порфирит, Ковдор
	Пироксены			Оливины			Оливин	Титан-авгит	Флогопит
	404	429	436	404	429	436			
SiO <sub>2</sub>	46,75	45,45	44,30	39,20	39,20	39,30	39,58	46,96	36,57
TiO <sub>2</sub>	1,90	2,20	2,20	0,10	0,32	0,06	—	1,80	3,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,00	5,60	5,00	1,00	1,00	0,80	1,36	5,23	15,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,09	5,60	5,68	2,15	2,15	2,14	1,70	4,90	3,04
FeO	3,30	2,48	2,70	13,71	13,71	13,18	13,22	3,09	6,23
MnO	0,10	0,07	0,07	0,33	0,33	0,33	0,32	0,09	0,06
MgO	12,33	12,77	12,39	41,55	40,24	40,75	40,16	13,20	20,56
CaO	24,60	24,00	26,05	1,20	2,50	2,60	1,01	21,76	2,03
Na <sub>2</sub> O	0,88	0,68	0,90	0,15	0,17	0,15	0,25	0,93	1,15
K <sub>2</sub> O	0,40	0,33	0,44	0,30	0,30	0,33	0,17	0,21	8,44
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,72	0,43	0,42	0,28	0,32	0,45	0,89	0,99	2,05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,15	0,10	0,10	0,15	0,15	0,20			
С у м м а	100,22	99,71	100,25	100,12	100,39	100,29	98,96 *	99,93 **	99,62 ***
Аналитик	М. П. Петерсон, химич. лабор. ИМГРЭ						Н. А. Малькова		В. И. Архангельская
Источник	Данные авторов						Мальков (1971)		Данные авторов

\* В том числе 0,30 NiO.

\*\* В том числе 0,63 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 0,14 NiO.

\*\*\* С поправкой на F (0,20%).

расплава пироксена приведет, прежде всего, к значительному понижению концентрации кальция, отчасти кремния и сопряженному с этим некоторому повышению содержания щелочных металлов. Совместное фракционирование обоих минералов при условии удаления значительной массы интрателлурических вкрапленников скажется, в основном, на повышении концентрации алюминия и щелочей, т. е. главных компонентов нефелина. Соответственно привнос обоих минералов в результате гидродинамической дифференциации (Мальков, 1971) равнозначен одновременному повышению содержания и кальция, и магния, как это наблюдается в некоторых дайках альнеитов и других лампрофиров.

Другими словами, и при значительном масштабе дифференциации в дайках сохраняется специфика различных типов лампрофировых магм: наименее щелочных меланократовых (щелочно-пикритовых и меланефелинитовых), обогащенных щелочами, но также ультраосновных (альнеитовых) и наиболее щелочных относительно обедненных фемическими компонентами (нефелинитовых). Поэтому можно прийти к заключению, что процессы одной кристаллизационной дифференциации щелочно-ультраосновных лампрофировых магм не приводят к последовательному переходу от одного типа лампрофиров к остальным. Т. е. ни последовательно формирующиеся зоны в наиболее дифференцированных дайках, ни совокупность различных по составу даек в тех или иных дайковых полях не представляют какого-то единого эволюционного ряда, закономерно объединяющего главные типы лампрофиров. Это заключение совпадает с выводами, к которым ранее пришли и другие исследователи, показавшие недостаточность процессов кристаллизационной дифференциации для формирования сложных дифференцированных серий эффузивов в Маймеча-Котуйской провинции (Леонтьев и др., 1965). Как вытекает, например, из расчетов, приведенных в работе Л. С. Егорова (1970), удаление из исходного щелочно-ультраосновного состава значительного объема оливиновых и оливин-пироксеновых фракций (меймечиты и пикритовые порфириты) не может приводить к существенному повышению содержания кремнезема и щелочей в расплаве, поглощая практически весь магний и повышая концентрацию алюминия и кальция.

Приведенные положения означают также, что анальцимовые мончикиты, хотя и встречаются совместно со щелочно-ультраосновными лампрофитами, не могут быть включены в качестве конечных дифференциатов в общий ряд этих сильно недосыщенных кремнеземом пород. Поэтому возникает вопрос о возможности их отнесения к дифференциатам не щелочно-ультраосновных, а щелочно-базальтовых магм. В этом плане сразу же обращает на себя внимание близость составов мончикитов и тешенитов (табл. 52). Парагенезис анальцима и роговой обманки, отличающий мончикиты от типичных щелочно-ультраоснов-

Химический состав мончикитов и химически подобных им тешенитов и щелочных базальтов

Компо- ненты	А			Б			А			Б			В						
	Г	1к	2	Г	1к	2	II	3к	4	II	3к	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	43,00	47,10	38,90	46,43	49,88	42,99	40,27	40,64	39,90	46,26	46,87	45,66	42,7	41,9	45,69	44,33	50,51	44,63	42,5
TiO <sub>2</sub>	1,81	1,22	2,40	1,97	1,29	2,65	1,23	1,25	1,22	1,41	1,44	1,39	2,6	1,6	2,49	2,66	1,84	1,61	4,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,21	16,40	8,03	13,11	17,36	8,87	11,25	10,80	11,70	12,92	12,45	13,39	14,7	14,9	14,31	14,24	18,66	13,84	11,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,2	3,90	6,50	5,61	4,13	7,18	5,35	4,80	5,90	6,05	5,35	6,75	3,4	4,9	4,15	3,70	3,9	4,14	5,99
FeO	6,17	5,38	6,97	6,7	5,70	7,70	6,1	6,70	5,50	7,00	7,71	6,29	8,6	8,8	9,33	9,22	4,3	9,16	8,31
MnO	0,19	0,22	0,16	0,2	0,23	0,17	0,20	0,20	0,21	0,23	0,22	0,24		0,2	0,14	0,21	0,14	0,45	0,32
MgO	10,97	6,00	15,94	11,98	6,35	17,61	6,7	6,80	6,60	7,69	7,84	7,55	11,2	8,7	9,76	8,85	3,0	11,07	7,64
CaO	8,82	6,58	9,45	8,70	6,97	10,44	6,58	6,4	6,7	7,52	7,38	7,66	8,6	11,8	8,28	9,51	6,28	9,27	13,2
Na <sub>2</sub> O	3,66	5,96	1,36	3,90	6,31	1,50	5,92	5,48	6,36	6,8	6,32	7,28	5,9	4,3	3,30	3,91	6,41	2,35	3,32
K <sub>2</sub> O	0,11	1,58	0,64	1,19	1,67	0,71	2,14	2,16	2,12	2,45	2,40	2,42	1,2	1,6	1,77	2,14	3,3	2,47	1,30
F	0,11	0,08	0,14	1,117	0,084	0,15	0,20	0,23	0,18	0,23	0,26	0,20							
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,66	0,92	0,39				1,12	1,25	1,00	1,81	2,49	1,14	1,1	1,3	0,62	0,73	0,79	0,50	0,56
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,5	1,48	1,52				0,78	0,84	0,72										
CO <sub>2</sub>	0,63	0,27	1,0				3,24	3,40	3,08										
Σ	99,98	100,36	99,59				99,68	99,65	99,71										

А — исходные, Б — пересчитанные без H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> и приведенные к 100% анализы мончикитов. Римскими цифрами обозначены усредненные анализы из приконтактовой (к) и центральных зон даек: I — среднее из 1 и 2 (ан. 822 и 823); II — среднее из 3 и 4 (ан. 839 и 840); В — анализы сходных по составу щелочно-базальтовых пород: 5 — средний тералит, силл Лугар, 6 — оливиновый нефелинит, Отаго, Новая Зеландия, 7 — тешенит, Австралия, 8 — щелочной базальт, Новая Зеландия, 9 — цеолитовый базальт, Отаго, Новая Зеландия, 10 — лимбургит, Керселен, 11 — анальдимовый базальт, Маймеча-Котуй; анализы 5—10 — по Тернеру и Ферхугену (1961), 11 — по К. М. Сихориной (1965).

ных лампрофиров, не менее характерен и для тешенитов. Правда, в тешенитовых интрузиях и силлах этим минералам обычно сопутствуют полевые шпаты. Тем не менее в дифференцированных силлах тешенитов нередки и существенно оливиновые дифференциаты типа шикритов, состав которых приближается к составу мончикитов. Из наиболее известных примеров можно привести дифференцированные силлы Шотландии и близкие к ним эффузивы Новой Зеландии и других щелочно-базальтовых провинций (Тернер, Ферхуген, 1961). Как и в дайках лампрофиров, в подобных дифференцированных комплексах широко проявлены и автометаморфические процессы, обусловленные воздействием на первичные минералы щелочных водных и карбонатных растворов, концентрировавшихся по мере кристаллизации магмы в условиях малых глубин. При бóльших глубинах, как предполагают Тернер и Ферхуген, высокая концентрация воды к концу магматической кристаллизации приведет к смене «нормальной» ассоциации плагиоклаз-оливин на нефелин-пироксен, что и наблюдается в отдельных тешенитовых прослоях силла Лугар, Шотландия.

Как видно из табл. 52, с мончикитами довольно схожи по общему химизму щелочные базальты и базальтоиды некоторых континентальных и островных щелочно-базальтовых провинций. Сходные породы, содержащие роговую обманку и анальцим, установлены в океанических островных сериях района Срединно-Атлантического хребта, в Южной Атлантике, и в Индийском океане (Фернандо-де-Норонья, Тринидат, Кергелен и др.). По данным Митчел-Томе (Mitchel-Tome, 1970) нефелинитам и феолитам сопутствуют многочисленные дайки щелочно-ультрасосновных лампрофиров, в том числе и анальцим-амфиболовых мончикитов, фурчитов, а также оливиновых тешенитов. В данных случаях особенно очевидна несомненная генетическая сопряженность небольших объемов щелочно-ультрасосновных пород с основной массой мантийных щелочных базальтов — главных компонентов островных эффузивных серий.

Пожалуй, особенно широкое развитие базальтоидов с первичным анальцимом установлено в Маймеча-Котуйской провинции. Согласно К. М. Шихориной (1965), анальцимовые базальтоиды являются самой распространенной группой пород среди щелочных базальтоидов Маймеча-Котуйской провинции. В общем разрезе эффузивной толщи их мощность достигает нескольких сотен метров. Они переслаиваются как с нефелиновыми базальтоидами, так и с трахибазальтами, трахиандезитами и более кремнекислыми породами. В зависимости от минерального состава среди анальцимсодержащих пород различают анальцимовые базальты, анальцимовые нефелиниты, базаниты и другие, в широком диапазоне кремнекислотности. Характерные парагенезисы:  $Ан + Пи + Ол$ ,  $Ан + Не + Пи + Ол$ ,  $Ан + Пи + Ол (+ Пл$  в основной массе). В наиболее распространенных разностях — анальцимовых и

анальцим-нефелиновых базальтах дельканской свиты содержание кремнезема составляет 40—42,5, воды — 2,5—3%.

Детальные геофизические (палеомагнитные) исследования последних лет (Гусев, 1970) позволяют достоверно утверждать, что неоднократно чередующиеся щелочно-ультраосновные и щелочно-базальтовые лавы могут сменять друг друга по латерали. В целом, это означает, что формирование мощной эффузивной толщи происходило нередко путем параллельного, более или менее синхронного поступления и щелочно-ультраосновных, и щелочно-базальтовых расплавов. Судя по приведенным примерам, имеются достаточные основания для предположения о генетической связи не только эффузивных, но и некоторых жильных (лампрофировых) щелочных базальтоидов с первичными щелочно-базальтовыми магмами. Как отмечалось нами ранее (Бородин, Гладких, 1967), «практически в любых провинциях, где проявлен базальтовый магматизм, возможно выделение толеитовых и щелочно-базальтовых серий. Однако масштабы тех и других могут быть резко различными. Даже в таких типичных траптовых провинциях, как Карру и Декан, присутствуют, пусть и в весьма подчиненном количестве, щелочные базальты и базальтоиды. Некоторые провинции, в частности, Кузнецкий Алатау, занимают как бы промежуточное положение». Можно полагать, что этот вывод справедлив и для состава дайковых комплексов, сопровождающих сложные щелочно-базальтовые эффузивные серии и интрузивные массивы щелочно-ультраосновных пород, в частности, в Маймеча-Котуйской провинции. При сопоставлении синхронных пачек в разрезах из разных районов данной провинции наблюдается нередко латеральная смена базальтов щелочно-ультраосновными лавами. Для главных типов эффузивных пород могут быть указаны близкие им петрохимически дайковые аналоги, в совокупности составляющие дайковые комплексы данной провинции: базальтам соответствуют дайки долеритов, анальцимовым базальтам и базанитам — дайки анальцимовых мончикитов, пикритам — дайки щелочных пикритовых порфиритов, различным щелочно-ультраосновным эффузивам — дайки лимбургитов, меланефелинитов, альнеитов и др. Часть этих даек, вероятно, можно считать непосредственно связанными с подводящими каналами для соответствующих лавовых полей. Имеются достаточные основания предположить, что и на Кольском полуострове серии даек пространственно и генетически были связаны с близкими по составу эффузивными толщами, впоследствии эродированными. Лишь какая-то часть эффузивных толщ сохранилась в кальдерных структурах Ловозерского и Контозерского массивов, приуроченных к зоне Хибино-Контозерского грабена. В кровле Ловозерского массива среди сохранившихся реликтов эффузивной толщи преобладают щелочные оливиновые и авгитовые базальты, в Контозерском массиве представлен гораздо более мощный разрез с преобладанием щелочно-ультраосновных базальтоидов (Бо-

родии и др., 1973; Бородин, Гладких, 1973 а, б). Некоторые из них, как было показано в предыдущих разделах работы, близко сопоставимы по составу с дайками лампрофиров.

Таким образом, вопросы генерации и взаимосвязи лампрофировых магм являются частью более общей проблемы формационной связи щелочно-базальтовых (безнефелиновых) и щелочно-базальтоидных (щелочно-ультраосновных) пород. Конкретные аспекты этой проблемы в отечественной литературе наиболее детально обсуждались для Маймеча-Котуйской провинции Л. Н. Леонтьевым и соавторами (1965), а позже Л. С. Егоровым (1970), показавшими, что путем одной кристаллизационной дифференциации исходной щелочно-ультраосновной магмы не могут быть получены более кремнекислые щелочнобазальтовые составы, широко развитые здесь среди эффузивных толщ. Как видно из приведенных в настоящей работе материалов, этот вывод справедлив и по отношению к дайкам. В петрологической литературе гораздо чаще высказывались представления о лампрофирах как о продуктах базальтовых магм. К этим представлениям склоняются также Тернер и Ферхуген в известной монографии. «Авторы, подобно Боуэну, считают, что лампрофиры образуются из щелочной оливин-базальтовой магмы. Камptonиты и мончикиты настолько тесно связаны по составу с эффузивными породами группы нефелиновых базальтов (нефелинитов.— Л. Б.), что следует предположить единое происхождение для пород обоих семейств.

Нефелиновые базальты известны в качестве постоянного члена группы щелочных оливиновых базальтов как в океанических, так и в континентальных областях. Предполагается, что преобладающие щелочные оливиновые базальты могут играть роль родоначальной магмы для нефелиновых базальтов; но это не единственный путь эволюции, приводящей в конечном итоге к образованию лампрофиров. Вероятно, очень важны высокие концентрации  $\text{CO}_2$  и воды в расплавленной силикатной магме» (Тернер, Ферхуген, 1961, стр. 225). Позднее Барт рассмотрел более подробно возможный механизм перехода от исходной базальтовой магмы к щелочно-базальтовым и щелочно-ультраосновным расплавам на примере упоминавшихся выше щелочных серий океанических островов (Барт, 1961). Согласно обоснованной Бартом модели щелочные магмы генерируются в зонах глубинных разломов и рифтов, вдоль которых поднимаются потоки летучих, связанные с общей дегазацией мантии. При взаимодействии эманаций с твердыми породами стабильных блоков нижних горизонтов земной коры возникают очаги базальтовых магм значительной вертикальной протяженности. Дальнейшее прохождение через эти очаги потоков «сквозьмагматических» щелочных эманаций приводит к процессам ощелачивания и концентрации летучих ( $\text{H}_2\text{O}$ , Н, F, Р, и др.) в верхних частях магматических зон и сопряженной с этими процессами гравитационной дифференциа-

ции. Принимая во внимание значительную обогащенность подобных эманаций углекислотой в связи с предполагаемой концентрацией  $\text{CO}_2$  в астеносфере (Green, 1973), следует также допустить наряду с процессами ощелачивания и возможность карбонатизации силикатных расплавов. Реализация таких, например, реакций как  $\text{Пл} + \text{Пи} + (\text{Na}, \text{K})_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Не} + \text{Би} + \text{Кал}$  или: базальтоидный расплав  $+ (\text{Na}, \text{K})_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{нефелинит} + \text{карбонат}$  приведет к появлению силикатно-карбонатных и карбонатитовых магм, а также остаточных карбонатных растворов (Бордиц, 1963, 1966; Томкеев, 1962, Перчук, 1971).

Очевидно, что предложенную Бартом гипотезу следует рассматривать как одно из возможных объяснений генезиса лампрофировых магм и их связи с рифтогенезом. Именно последовательное увеличение активности щелочей, но не процессы кристаллизационной дифференциации приводят к последовательной смене главных типов парагенезисов минералов лампрофиров. Вместе с тем полученные в последние годы результаты многочисленных экспериментальных исследований Грина, Рингвуда, Балтибюда и др. и предложенные на этой основе тектоно-магматические и геохимические модели позволяют более правдоподобно объяснить взаимосвязь выплавления первичных базальтовых магм и подчиненных им небольших порций щелочных расплавов как продуктов селективного выплавления из мантийного вещества (Gast, 1968). Поэтому как дальнейшее развитие представлений Барта о магматических зонах большой вертикальной протяженности применительно к проблеме лампрофиров можно использовать общие петрогенетические модели выплавления нефелинитовых, щелочно-пикритовых и щелочно-базальтовых магм как продуктов разных степеней плавления мантийного пиролита в интервале глубин 50—120 км (Грин, 1973). В общей модели, предлагаемой в цитируемой работе Грина, выплавление щелочно-базальтовых и щелочно-ультраосновных магм рассматривается в причинной связи со стадиями развития континентальных и срединно-океанических рифтов. Нефелинитовые и мелилититовые магмы характерны для малой степени селективного плавления на глубине 80—120 км (начальные этапы зарождения континентальных рифтовых долин; конечные стадии вулканической деятельности при формировании океанических островов). Главные же этапы рифтогенеза сопровождаются базальтовыми магмами, выплавляющимися на меньших глубинах при более интенсивном плавлении пиролита. Для наиболее селективных выплавов в соответствии с экспериментальными данными Грином предлагается следующий магматический ряд в порядке уменьшения глубинности маagmaобразования (цифры в скобках): оливиновый мелилитит (120), меланефелинит (110), оливиновый меланефелинит (100—90), оливиновый нефелинит (70), базанит (50—60), оливиновый щелочной базальт (30—40). Для того же интервала глубин — 120—50 км, но в условиях все более массового плавления

пиролита вероятен следующий ряд: оливиновый мелилитит — оливин-мелилитовый нефелинит — оливиновый нефелинит — щелочной пикрит — оливиновый базальт. Важно отметить, что даже при весьма низком исходном содержании воды в пиролите (до 0,1%) в наиболее селективных выплавках типа мелилититов и нефелинитов концентрация  $H_2O$  может достигать нескольких процентов, что также сближает их с лампрофировыми магмами. С учетом возможных концентраций  $CO_2$  общее содержание летучих, вероятно, не ниже 5—10%, особенно при допущении последующей отгонки летучих в дайковых телах. Из данных Грина и Рингвуда следует, что пикритовые и щелочно-пикритовые магмы могут выплавляться примерно в том же интервале глубин, что и нефелинитовые, но при меньшем содержании воды в исходном мантийном материале.

В согласии с рассматриваемой моделью, нефелинитовые магмы могут генерироваться как на начальных, так и конечных этапах рифтогенеза. В последнем случае массовое извержение щелочно-базальтовых магм будет сменяться поступлением по разломам наиболее глубокого заложения локальных щелочных, в том числе и лампрофировых магм. В купольных структурах континентальных и океанических сводов поступление подобных расплавов будет неизбежно сопровождаться отделением высокотемпературных флюидов, взаимодействующих с «застойными» очагами базальтовых магм (переход к модели Барта). Продуктами такого взаимодействия могут быть лампрофировые — щелочно-пикритовые и мончикитовые магмы.

В качестве конкретной геологической реализации рассматриваемых теоретических моделей можно привести обоснованный ранее Коксом с соавторами (Cox et al., 1965) механизм последовательного выплавления базальтовых и щелочно-ультраосновных магм в провинции Нуанетси (юго-восточная Родезия). В состав разреза вулканических пород этой провинции входит мощная толща базальтов — от богатых оливином лимбургитов в основании разреза до нормальных толеитов, сменяющихся кверху риолитами. Среди лимбургитовых пород отмечены многочисленные интрузии пикритов и их щелочных разностей. Самыми ранними породами здесь являются нефелиниты. По совокупности данных, Кокс и другие пришли к выводу, что базальты и щелочные породы не являются дифференциатами единой магмы и выплавлялись на различных глубинах в течение так называемого вулканического цикла Карру. В составе цикла выделяются нарастающая фаза подъема геозотерм, кульминация и затухающая фаза восстановления нормального геотермического градиента. Щелочные породы извергались в начале и в конце цикла. Положение щелочной группы пород в основании разреза не согласуется с представлением о их происхождении в результате дифференциации щелочно-базальтовой магмы и объясняется селективным плавлением глубинных пород в начале подъема геозотерм.

Примерно аналогичным образом можно представить и формирование толщи базальтов и щелочно-ультраосновных лав Маймеча-Котуйской провинции, для которой, по результатам детальных геологических и особенно геофизических (палеомагнитных) исследований, достаточно объективно восстанавливается история щелочного магматизма (Гусев, 1970).

Изложенное позволяет предположить, что многие щелочно-ультраосновные лампрофиры могут быть объединены в общий ряд, но не в качестве последовательных дифференциатов единой родоначальной магмы, а как продукты возрастающей глубинности процессов магмаобразования. Закономерная связь щелочных магм с зонами протяженных тектонических линейментов и рифтов и геологически более или менее одновременное поступление вдоль этих зон расплавов различной щелочности свидетельствует о сопряженном вскрытии и активизации тектоническими нарушениями магматических очагов на различных глубинах — до 100 км и более. Этим можно объяснить частую связь щелочно-базальтовых магм и их щелочно-ультраосновных дифференциатов (щелочных пикритов, мончикитов) с более глубинными и селективными щелочно-ультраосновными выплавками (нефелиниты, альеиты и др.). Помимо глубинности, в качестве не менее важного фактора можно постулировать степень ощелачивания выплавляющихся расплавов при их взаимодействии с щелочно-карбонатными флюидами, когда могли возникать вторичные магматические очаги щелочно-ультраосновных и карбонатитовых магм. Судя по рассмотренным в настоящей работе закономерностям минерального и химического состава лампрофиров, намечается два главных петрогенетических ряда дайковых и эффузивных пород, щелочно-ультраосновной и щелочно-базальтовой:

I. Пикритовые порфириты — мелилититы — оливиновые и мелилитовые меланефелиниты — альеиты — нефелиниты — силикатно-карбонатные лампрофиры и карбонатиты.

II. Щелочные оливиновые базальты — анальцимовые базальты и базаниты — щелочные пикриты — мончикиты.

В генерации силикатных магм I ряда, прежде всего исходных мелилитовых и меланефелинитовых, главным фактором, как уже говорилось, является уровень глубинности магмаобразования. Вместе с тем для части лампрофиров с высоким содержанием первичных карбонатов, например, различных альеитов, необходимо принимать во внимание и значительную роль процессов магматической дифференциации во вторичных субвулканических очагах. Для некоторых щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов, где дискретные серии даек лампрофиров тесно связаны с определенными этапами внедрения ийолитовых и карбонатитовых магм из субвулканических очагов, решающую роль играли процессы карбонатизации и ощелачивания исходных меланефелинитовых магм. Таковы дайковые комплексы серии Чилва и особенно района Альнэ (Гарсон, 1969; Эккерман, 1969).

Для II ряда пород процессы магматической дифференциации и сопутствующего ощелачивания исходных щелочно-базальтовых магм играют ведущую роль, хотя во всех случаях сохраняется общая зависимость лампрофировых производных от химизма, в первую очередь, кремнекислотности исходной базальтовой магмы: более кремнекислым магмам соответствуют и более кремнекислые лампрофиры. Геологические примеры, иллюстрирующие любые масштабы дифференциации и ощелачивания разнообразны: от тешенитовых интрузий и силлов в различных районах базальтового магматизма, до мощных эффузивных толщ анальцимовых базальтов и базанитов, установленных в Маймеча-Котуйской провинции, равно как и разнообразных эффузивных и дайковых серий океанических островов. Следовательно, щелочно-ультраосновные лампрофиры, подобно прочим лампрофирам (Коржинский, 1960), могут быть отнесены к ощелоченным — апоэвтектическим и апокотектическим магмам, обогащенным фемическими компонентами, особенно магнием, щелочными металлами, прежде всего калием, а также летучими ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $P_2O_5$ ).

Имеющиеся в настоящее время данные о распространении в щелочно-ультраосновных и карбонатитовых провинциях различных типов лампрофиров показывают, что основная масса даек представлена щелочно-ультраосновными и щелочно-базальтоидными породами (меланефелиниты, альнеиты, мончикиты). Собственно ультраосновные породы либо весьма экзотичны (меймечиты), либо резко подчинены прочим лампрофирам (пикриты, пикритовые порфиры). В интрузивных щелочно-ультраосновных платформенных комплексах, напротив, ультрамафические породы (оливиниты, пироксениты) нередко преобладают над щелочно-ультраосновными (ийолиты и др.). В отдельных комплексных массивах сосредоточены такие массы ультрамафитов, например, дуниты Гулинского массива, что они во много раз превышают суммарную массу ийолитов из всех щелочных провинций СССР. Таким образом, при учете всей совокупности геологических и петрологических данных нет сколько-нибудь достаточных оснований отождествлять охарактеризованные нами ряды лампрофиров с рядом сменяющих друг друга интрузивных и метасоматических глубинных пород в комплексных массивах (дуниты — пироксениты — ийолиты — нефелиновые сиениты — карбонатиты). Очевидно, что «мончикитовая магма» не может приниматься за аналог глубинной щелочно-ультраосновной магмы, последовательная дифференциация которой приводит к указанному выше ряду интрузивных пород в щелочно-ультраосновных массивах<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Некоторыми исследователями за исходную щелочно-ультраосновную магму принимается состав «оливинового мельтейгит-порфира» Горноозерского массива Турьего полуострова. Как было показано нами в предыду-

Полученные нами данные, а также литературные материалы по различным щелочно-ультраосновным провинциям показывают, что кимберлиты не принадлежат к характерным для этих провинций дайковым фациям. Об этом свидетельствуют как петрохимические особенности кимберлитов, отличающие их от дайковых серий карбонативных провинций, так и содержания редких и рассеянных элементов в этих породах. Хотя кимберлиты по уровню концентрации литофильных редких элементов приближаются к рассматриваемым лампрофировым дайковым породам, однако они существенно обогащены по сравнению с ними элементами сидерофильной группы, в первую очередь хромом и никелем. Кимберлиты значительно отличаются от лампрофировых пород и по величине индикаторных отношений  $\text{Cr/V}$  и  $\text{Ni/Co}$ . С этим согласуется и не раз отмечавшееся в обобщениях по карбонатитовым провинциям характерное различие карбонатитовых комплексов и кимберлитов: размещение крупных кимберлитовых провинций не обнаруживает тесной связи с континентальными рифтовыми зонами (Бейли, 1969; Verwoerd, 1967). Кимберлиты неизвестны и в многочисленных щелочных сериях океанических островов, тяготеющих к срединно-океаническим хребтам и рифтам. Поэтому рассмотренные выше модели прямо не приложимы к интерпретации кимберлитового магматизма, хотя более или менее близкие петрохимические аналоги кимберлитов — пикритовые порфириды — присутствуют в составе дайковых комплексов из щелочно-ультраосновных и карбонатитовых провинций.

При общем петрографическом и геохимическом сходстве пикритовых порфиритов, сопровождающих карбонатитовые комплексы, и алмазонасных кимберлитов установленные четкие геохимические и петрохимические различия между этими породами еще более подчеркивают специфичность карбонатитовых комплексов и кимберлитов, как различных формационных типов платформенных щелочно-ультраосновных пород, что обуславливает необходимость сравнительного анализа условий их образования.

Рассматривая возможные причины изменения характера щелочно-ультраосновного магматизма в пределах платформенных областей, следует, прежде всего, остановиться на современных представлениях об условиях генерации и последующей эволюции кимберлитовых и карбонатитовых расплавов. Согласно современным данным, источники питания кимберлитового и щелочно-ультраосновного карбонатитового магматизма располагаются в верхней мантии, причем глубина зарождения щелочных нефелинитовых расплавов определяется в 70—100, а кимберлитов — в 100—180 км и более (Green, Ringwood, 1967; MacGregor, 1968; Harris, Middlemost, 1970).

щей работе (Бородин, 1971), оливниновый мельтейгит-порфир является гетерогенной породой. Ее магматическая составляющая — «афанитовый мельтейгит-порфир» — сходна с меланефелинитами из даек Турьего мыса (390, 430 и др., табл. 6).

Ряд специфических особенностей кимберлитов и карбонатитовых комплексов — таких, как необычно высокий уровень концентрации литофильных редких элементов (Nb, Ta, Zr, TR, Sr и др.), щелочей, углекислоты, пятиоксида фосфора и некоторых других компонентов, сочетающихся со значительными количествами сидерофильных элементов (Cr, Ni, V), характерных для ультраосновных магм — предопределяет наличие особого механизма глубинной геохимической дифференциации, отличного от механизма выплавления нормальных базальтовых магм.

Как было показано недавно Л. Н. Овчинниковым, Л. С. Бородиным и В. В. Ляховичем, «...формирование кимберлитовых и некоторых других щелочно-ультраосновных магм отвечает случаю специфического фракционирования мантийного материала с отгонкой легколетучих фракций, обогащенных редкими и другими элементами-примесями» (Овчинников, Бородин, Ляхович, 1970). По мнению цитированных авторов, эта отгонка, являющаяся частью общего процесса дегазации мантии, связана с серией фазовых превращений, происходящих при конвективном перемещении вещества мантии, и распадом метастабильных фаз в условиях перехода от высоких давлений к более низким. Вероятно, в этих превращениях принимают участие такие глубинные фазы, как карбиды и фосфиды металлов, а также фазы со структурой оливина, ильменита и шпинели, которые в зонах В и С мантии характеризуются широкой изоморфной смесимостью не только между кремнием, магнием и железом, но и между элементами из ближайшего окружения кремния по периодической системе — углеродом, бором и фосфором (Neuhauser, 1968).

В зонах повышенной проницаемости с этими процессами может быть связано возникновение потоков ювенильных эманаций, важнейшими компонентами которых являются углекислота, пятиокись фосфора, вода, щелочи и редкие элементы. Участие ювенильных эманаций, являющихся и переносчиками тепла, в процессах выплавления глубинных магм должно приводить к их ошелочению, насыщению углекислотой и обогащению редкими элементами. Изложенная гипотеза в принципе совместима с гипотезой Харриса и Миддлмоста, предложенной для образования кимберлитов (Harris, Middlemost, 1970). Согласно указанным авторам, начальный расплав образуется на глубине порядка 600 км в результате частичного плавления вещества мантии. Перемещение жидкости, динамически неустойчивой в гравитационном поле земли, вверх осуществляется по механизму зонной плавки. При движении расплавленной зоны вверх для главных компонентов, имеющих коэффициент распределения между жидкостью и твердой фазой около или больше единицы, сохраняются условия равновесия между жидкостью и твердыми фазами таким образом, что каждому последовательному уровню соответствует состав жидкости, отвечающей составу первоначальной выплавки при данных РТ условиях. В то же время некогерентные элементы —

также, как калий, рубидий, цезий, стронций, барий, цирконий, ниобий, тантал, углерод, фосфор, уран и др., для которых коэффициент распределения близок к 0 — непрерывно концентрируются в течение этого процесса.

Таковы возможные условия появления глубинных щелочных магм, с которыми связано формирование как кимберлитов, так и карбонатитовых комплексов, специализированных в отношении углекислоты фосфора и редких элементов. Однако пути последующей эволюции глубинных щелочных магм при образовании кимберлитов и карбонатитовых комплексов принципиально различны. По мнению А. А. Кухаренко (Кухаренко и др., 1965), причина различий между кимберлитами и карбонатитовыми комплексами заключается в разной степени дифференциации исходной магмы. Предполагается, что процессы дифференциации ультраосновных расплавов в кимберлитах останавливаются на ранней стадии, дальнейшее их развитие должно привести к возникновению серий пород интрузивных и субвулканических карбонатитовых комплексов платформенного типа.

Действительно, петрографические и геохимические данные свидетельствуют о весьма малой дифференцированности кимберлитового вещества. Следствием этого является столь необычное сочетание в этих породах сидерофильных и литофильных редких элементов, которые в условиях значительной дифференциации испытывают разделение в соответствии со своими геохимическими свойствами. Присутствие алмазов, обилие мало измененных мантийных включений, а также обломков пород всего выше лежащего разреза земной коры указывают на быстрый механический подъем кимберлитового расплава и отсутствие химического равновесия. Высокое содержание воды, углекислоты и других летучих компонентов в этом расплаве определяет его способность эксплозивно инъецировать в больших глубин. Вероятнее всего, что кимберлитовая магма транспортируется как газовой-жидкая, флюидизированная система.

Принимая во внимание различия в геолого-тектонической позиции кимберлитов и карбонатитов, едва ли правильно рассматривать кимберлитовую магму в качестве исходного расплава для сложных серий щелочно-карбонатитовых комплексов, по своему объему во много раз превосходящих кимберлиты.

Экспериментальные данные (Green, Ringwood, 1967; MacGregor, 1968) свидетельствуют об относительно большей глубинности кимберлитовых расплавов. В пользу того же говорят и вероятные различия в величинах геотермального градиента в областях кимберлитового и карбонатитового магматизма. Геолого-структурным условиям размещения карбонатитовых комплексов — краевым частям платформ, областям завершенной складчатости, крупнейшим рифтовым зонам и т. д., по-видимому, соответствуют более высокие значения величины геотермального градиента по сравнению с собственно платформенными, с характерным для них

двухъярусным строением, условиями размещения кимберлитов. Вследствие более низкой величины геотермального градиента, температуры, достаточные для выплавления кимберлитовых магм, вероятно, достигаются на относительно больших глубинах.

Как было показано недавно Б. Г. Лутцем (1974), различия в глубине выплавления магматических расплавов могут быть определенным образом скоррелированы с геохимическими особенностями разноглубинных пород. Он отметил, в частности, что в наиболее глубинных выплавках, которым соответствуют кимберлиты, отношения элементов с различными кислотно-основными свойствами:  $K/Na$ ,  $K/Rb$ ,  $Ba/Sr$ ,  $Th/U$ ,  $La/Yb$  — резко смещены в сторону более основных элементов. Для объяснения этого явления Б. Г. Лутцем предложен механизм глубинного магматического кислотного выщелачивания, который основан на том, что в восстановительных условиях верхней мантии растворы имеют ультракислый характер и должны преимущественно выщелачивать из окружающих пород элементы с более основными свойствами. Интенсивность процесса выщелачивания должна увеличиваться с глубиной, поскольку в этом направлении падает парциальное давление кислорода, увеличиваются активность водородных ионов и кислотные свойства растворов. Величины отношений  $K/Na$ ,  $Rb/K$ ,  $Ba/Sr$ ,  $Th/U$ ,  $La/Yb$ , поскольку они содержат отношения более основных элементов к менее основным, зависят от кислотности раствора и должны увеличиваться с глубиной.

Таким образом, специфические различия между кимберлитами и щелочно-ультраосновными карбонатитовыми комплексами, вероятно, проявляются уже в особенностях состава исходных магматических жидкостей, поскольку на различных глубинах состав начальных расплавов, образующихся при частичном плавлении мантийного материала, различен и с увеличением давления меняется от насыщенных  $SiO_2$  толеитов, к оливиновым толеитам, щелочным базальтам и, наконец, пикритам (Harris, Middlemost, 1970).

Далее, как уже было отмечено, для кимберлитов допустимо предположение, что размещение кимберлитовых тел в верхних горизонтах земной коры отделяется от зарождения магматической жидкости небольшим интервалом времени; иными словами, формирование кимберлитов происходит в условиях быстрого механического подъема магмы с больших глубин, что не исключает, однако, пульсационного характера этого процесса.

Напротив, глубинные расплавы, которые дают начало карбонатитовым комплексам и имеют состав, приближающийся к щелочным нефелиновым базальтам, от своего зарождения до формирования сложных карбонатитовых массивов испытывают длительную эволюцию, вероятно, с участием процессов дифференциации в поднимающейся магматической колонне и в промежуточных очагах.

Принципиальное сходство в условиях зарождения расплавов, дающих начало кимберлитам и щелочно-ультраосновным карбонатитовым комплексам, которое определяется их мантийным источником и участием ювенильных щелочных эманаций, содержащих редкие элементы, углекислоту и пентаокись фосфора, в процессах выплавления глубинных магм обуславливает наличие ряда общих геологических, петрохимических и геохимических особенностей, присущих этим различным проявлениям щелочно-ультраосновного магматизма. К таким особенностям относятся низкая кремнекислотность и повышенная основность пород при значительных концентрациях в них щелочей и редких элементов, широкое развитие углекислого метасоматоза и автометасоматоза, а также присутствие в породах магматического кальцита и появление карбонатных пород магматического генезиса, значительное участие в формировании кимберлитов и карбонатитов взрывных процессов, повышенные содержания фосфора и ряд других особенностей.

Вместе с тем различия в уровне генерации кимберлитовых и щелочно-ультраосновных карбонатитовых магм и в путях их последующей эволюции при движении в верхние горизонты земной коры определяют специфические формы проявления кимберлитового и карбонатитового магматизма. При формировании щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов подъем магматической колонны происходит в условиях относительно хорошей проницаемости системы для глубинных растворов, что способствует длительному поддержанию в растворе высоких температур с постепенным их понижением и благоприятствует процессам дифференциации в магматической колонне и промежуточных очагах. Этим же объясняется и развитие в связи с карбонатитовыми комплексами предшествующих им мощных ореолов высокотемпературного щелочного метасоматоза — фенитизации. Формирование кимберлитов, напротив, осуществляется при затрудненной инфильтрации растворов, когда давление газовой фазы периодически превышает сопротивление пород и создаются условия для пульсационных взрывных процессов, которые приводят к экзольции воды и расширению газов, сопровождающемуся резким понижением температуры расплава. С этим связано развитие в кимберлитах кластических и автокластических текстур, слабое термальное воздействие на вмещающие породы и ксенолиты, широкое распространение неравновесных ассоциаций и ряд других особенностей.

ВОПРОСЫ НОМЕНКЛАТУРЫ  
И КЛАССИФИКАЦИИ ДАЕК  
ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Как следует из изложенного в предыдущих разделах, большая часть щелочно-ультраосновных даек представлены породами лампрофировой группы, а именно щелочными лампрофирами — мончикитами, альнеитами и близкими к ним породами. В связи с этим возникает необходимость хотя бы коротко рассмотреть проблему лампрофиров, положение которых в генетической классификации пород до сих пор недостаточно определено и вызывает дискуссии. До настоящего времени не существует единого мнения и по поводу генетических связей лампрофиров с ассоциирующимися с ними жильными и интрузивными породами. В отличие от других типов жильных пород, таких, как дворит-порфириды, габбропорфириды, сиенит-порфиры и т. д., лампрофиры любых природных ассоциаций не имеют полных аналогов среди интрузивных пород. В связи с этим лампрофиры чаще всего рассматриваются как обособленная группа пород, «лампрофировая фаза» или даже самостоятельная лампрофировая формация (Ганева, 1960). Эти породы достаточно четко отличаются от других минеральным составом, химизмом, структурой и морфологией тел. Начиная с первых исследований лампрофиров (Гюмбель, 1879; Розенбуш, 1887; Бреггер, 1884 и др.), известны основные отличия этих пород — высокие содержания слюд, «обратный» порядок кристаллизации, меланократовый характер, повышенная щелочность и богатство летучими компонентами. В настоящее время этот термин более расширен, и в современной геологической литературе к лампрофирам относят дайковые породы с «лампрофировой» структурой, обогащенные не только слюдой, но и другими Са-Mg-Fe-силикатами — оливинном, пироксеном, амфиболом. Однако большая часть общепризнанных характеристик лампрофировых пород имеет не абсолютное, а относительное значение. Как известно, лампрофиры представляют целую группу пород, в которую входит несколько типов, довольно резко отличающихся друг от друга составом. Как видно по средним петрохимическим характеристикам главных шести типов, выделяемых А. В. Заварицким, в этой группе (см. табл. 16) меланократовость типов (e) меняется от «кислых» к «основным» лампрофирам более чем втрое; значительно варьируют кремнекислотность, в меньшей

мере — щелочность ( $a/c$ ). Следовательно, лампрофиры являются меланократовыми лишь в отношении тех пород, с которыми они ассоциируют. Относительна и повышенная щелочность этих пород. Как видно на примере Маймеча-Котуйской (Сурина, 1970) и Карело-Кольской провинций щелочность лампрофиров в общем ниже, чем щелочность ассоциирующих с ними щелочно-ультраосновных интрузий. Таким образом, общей для всех типов лампрофиров характеристикой остается лампрофировая структура, обусловленная «обратным» порядком кристаллизации, при котором вкрапленники представлены только цветными минералами, а лейкократовые минералы присутствуют в мезостазице. К этому можно добавить богатство летучими компонентами, преимущественно  $H_2O$  и  $CO_2$ , что отражается на минеральном составе пород (слюда, амфиболы, карбонаты, цеолиты и др.). Среди прочих особенностей, общих для всех типов лампрофировых пород, необходимо отметить морфологию тел (маломощные дайки, мелкие экструзии, трубки взрыва), иногда присутствие большого количества ксенолитов, как вмещающих боковых пород, так и глубинных пород ультраосновного состава и отдельных зерен магнезиального оливина, ромбического пироксена, иногда граната, шпинели. Закономерно и время появления лампрофиров, внедрение которых всегда происходит после становления интрузивных комплексов. Они входят в состав даек «второго этапа» (Коптев-Дворников, 1952; Полквой, 1950) или образуют «автономные» дайковые поля вокруг центров интрузивной деятельности в связи с постинтрузивными тектоническими нарушениями глубинного заложения. Лампрофиры развиваются, таким образом, в консолидированных областях земной коры и свойственны различным тектономагматическим ассоциациям. В складчатых областях подвижных поясов земной коры лампрофиры ассоциируют с крупными телами гранитоидов; по составу они соответствуют наиболее кислым типам лампрофиров-спессартитам, керсантитам и др. В срединных массивах они связаны с различными щелочными породами, и представлены лампрофитами вогезитового и камптонитового типов. В областях платформенного режима отмечается их связь с комплексами щелочных и ультраосновных щелочных интрузивных пород; преобладают мончикиты и альнеиты (Гапеева, 1960). Таким образом, каждой тектоно-магматической формации свойствен свой тип лампрофировых пород. При этом отчетливо прослеживается связь между минералого-петрографическими особенностями лампрофиров и типом магматических пород, с которыми они сопряжены пространственно. Так, в лампрофитах гранитоидной ассоциации очень часто отмечается в мезостазице кварц, иногда в гранофировом сростании с полевым шпатом (Розенбуш, 1923; Заварицкий, 1955); плагиоклаз среднего и основного составов обычно присутствует в лампрофитах, ассоциирующих с диоритами и габбро (спессартиты и одиниты), а калиевые полевые шпаты — в лампрофитах (минетты и вогезиты), связанных с

сиенитовыми комплексами. С другой стороны, лампрофиры, встречающиеся в комплексах щелочно-ультраосновных пород, никогда не содержат полевых шпатов, в то время как с нефелин-сиенитовыми комплексами ассоциируют лампрофиры камптонитового ряда. Можно проследить и более специфические признаки связи между составами магматических комплексов и сопутствующих им лампрофилов. Так, сиенитовые массивы с гаюином или содалитом (Кайзерштуль, Чешское среднегорье) сопровождаются лампрофировыми дайками мончикитов, которые содержат соответствующие фельдшпатоиды. Таким образом, кроме пространственной связи, обусловленной тектонической обстановкой формирования, в природных ассоциациях лампрофилов и магматических пород несомненно существуют и генетические связи.

Происхождение лампрофилов — основной и до сих пор неразрешенный аспект «лампрофировой проблемы». Не останавливаясь подробно на этом вопросе, отметим только, что большинство имеющихся гипотез исходит из того, что самостоятельной лампрофировой магмы не существует. Первые исследователи лампрофилов, изучавшие преимущественно гранитную ассоциацию, рассматривали лампрофиры как комплементарные расплавы, обогащенные фемическими компонентами и отделавшиеся в процессе гравитационной дифференциации или ликвидации гранитной магмы.

Так, Бегер (Beger, 1923) предполагал образование лампрофировой магмы в результате переплавления кристаллов железомagneзиальных минералов, скопившихся в нижних частях дифференцированного магматического бассейна. Боуэн считает, что подобное переплавление и дальнейшая фракционная кристаллизация с образованием лампрофировых пород может происходить при соприкосновении сконцентрированных в результате кристаллизационной дифференциации железомagneзиальных минералов (биотита и амфибола) с горячей оливин-базальтовой магмой. В настоящее время большая часть исследователей связывает лампрофиры с базальтовой магмой, видоизмененной (главным образом имеется в виду оцелочение) при взаимодействии с гранитной магмой или под действием глубинных щелочных растворов в глубоких корневых частях магматических очагов (Smith, 1946; Wegmann, 1950; Соболев, 1952; Коржинский, 1955; Коптев-Дворников, 1952, Полковой, 1950; Афанасьев, 1958; Фаворская, 1957; Изох, 1958 и др.).

Рассматривая имеющийся литературный материал, нам кажется необходимым подчеркнуть, что для лампрофилов различных ассоциаций характерна не общность составов, что можно было бы ожидать, если бы во всех случаях родоначальной для них была базальтовая магма, а общий механизм образования при разнообразии составов, которые, несомненно, отражают особенности состава ассоциирующих магматических комплексов. Как было показано в литературе (Сурина, 1970), а также получено нами для Карело-Кольского региона, лампрофиры имеют опреде-

ленное сходство (минералогия, химизм и условия образования) с интрузивными породами и, вероятно, находятся в таком же соотношении с эффузивными сериями, как и соответствующие интрузивные комплексы.

Учитывая все изложенное, можно допустить, что магма лампрофиров всех ассоциаций, так, как это считали Бегер и др. для гранитных лампрофиров, представляет комплементарный остаточный расплав соответствующих магм, ошелоченных на конечных этапах магматической дифференциации (апозвтектические магмы, по Д. С. Коржинскому). Образование лампрофировых ошелоченных магм в нижних частях магматических камер либо обусловлено предшествующим уходом кислотных компонентов, либо связано с поступлением глубинных щелочных эманаций, активизировавших взрывные и инъекционные процессы (Коржинский, 1960). При активном поступлении летучего материала из нижних горизонтов процесс внедрения мог быть неоднократным и состав даек мог меняться, закономерно становясь все более богатым летучими компонентами. Состав последних во многом, вероятно, связан с глубиной источника, питающего протокамеру: при коровом источнике это могли быть преимущественно легкоплавкие высокощелочные алюмосиликатные компоненты, давшие в результате дайки «лампрофировых аплитов» (лейкократовых минетт и т. д.). При более глубинных источниках, связанных с подкоровыми или верхнемантийными уровнями, в протокамеру могут поступать продукты дегазации мантии и конечные продукты таких камер, поступающие в верхние горизонты, будут обогащены карбонатными минералами.

Таким образом, если принять изложенный механизм образования лампрофировых пород, то последние нельзя рассматривать вне связи с интрузивными комплексами, состав которых в принципе определяет и состав лампрофиров. В отличие от жильных дериватов интрузий, формирующихся на одном уровне с массивами и представляющих их жильную фацию, лампрофиры можно рассматривать как самостоятельную фазу развития интрузивного очага, достаточно характерную для всех интрузивных комплексов.

Известно, что попытка четкого классификационного подразделения лампрофиров, предпринятая Бегером, потерпела неудачу. Выделенные им 16 петрографических типов обнаружили несоответствие минерального и химического состава, что привело к выводу о невозможности различить лампрофиры по химическому составу. Пересмотр химических анализов, собранных Бегером, был произведен позднее А. Н. Заварицким на основе собственного петрохимического метода. Он подтвердил выводы Бегера о сложности классификации лампрофиров по химическому и минералогическому составу вследствие широко развитого гетероморфизма пород, и предложил уменьшить число классификационных групп до шести (табл. 16). Химические составы этих шести основных групп частично перекрываются, однако эти группы наиболее пол-

## Классификация щелочных лампрофиров (по Б. М. Куплетскому)

Характеристика лейкократового базиса	Биотит < 10% или отсутствует		Биотит > 10%	
	с оливином	без оливина	с оливином	без оливина

## Группа мончикитов и камптонитов

С полевыми шпатами	Камптонит эйстратит	Мондхальдеит, эсгичеллит, саншайт	Каскадит	Камптонит
Со стеклова- тым базисом	Мончикит, ри- ционит, фло- ринит	Фурчит, гну- маррит, джу- марит	—	Уахитит
С апальцидом	Балдит	—	—	Турьит
С нефелином в стекле	Фарризит	Тьозит	Дамкьернит	—
С гаюином и нефелином в стекле	—	Гепторит	Весселит	—

## Группа альеитов и польценитов

Только с мели- литом	Альеит	Ункомпагрит	Альеит	Копшаелит
С мелилитом и нефелином	—	Нефелиновый окаит	Модлибовит; оизардит	Турьяит
С мелилитом и нозеаном	Польценит	—	Польценит	—
С мелилитом, гаюином и не- фелином	Лугит	Окаит	Везецит; мод- либовит	Бергалит

но соответствуют минералогическому подразделению (Куплетский, 1944). Позднее для классификации лампрофиров (Metais, Chaus, 1964) был использован метод многочисленных дискриминатных функций и выделены группы, совпадающие с группами А. Н. Заварицкого.

Как следует из табл. 16, изученные лампрофиры Карело-Кольского региона по своим петрохимическим характеристикам относятся к двум последним типам А. Н. Заварицкого — мончикитам и альеитам, которые входят в состав выделенной Б. М. Куплетским (1944) группы щелочных лампрофиров (табл. 53). Как следует из таблицы, в группе щелочных лампрофиров имеется огромное количество специфических, часто местных терминов, определяющих многочисленные разновидности, что в настоящее время затрудняет использование этой классификации лампрофировых пород. Основное же подразделение проводится по трем признакам — составу лейкократового базиса (полевые шпаты, нефелин,

анальцим), наличие мелилита, и по характеру преобладающего цветного минерала (оливин, биотит и т. д.). Необходимо отметить, что приведенная Б. М. Куплетским терминология пород этой группы в различной мере привилась в петрографической литературе. Такие основные термины, как мончикит, альнеит, камптонит, получили широкое признание, и, можно считать, твердо вошли в петрографическую литературу. Реже упоминаются и обычно неоднозначно используются такие названия, как фурчит, уачитит, бергалит, турьит, дамкьернит и некоторые другие. Большинство остальных терминов можно считать устаревшими и, вероятно, требующими исключения из классификационных таблиц.

Как следует из приведенного ранее материала по Карело-Кольскому и другим регионам дайкового магматизма, лампрофировые породы составляют большую часть щелочно-ультраосновных дайковых серий и ассоциируют с другими типами дайковых пород. Имеющиеся в настоящее время классификационные схемы совершенно справедливо рассматривают щелочные лампрофировые типы пород не оторванно, а всю серию связанных щелочно-ультраосновных даек в целом. Примером может служить подробная классификация дайковых пород щелочно-ультраосновного состава, сделанная Н. П. Суриной (1970) для Маймеча-Котуйского региона. В основу классификации положено существующее подразделение глубинных ультраосновных щелочных пород Маймеча-Котуйского района на 1) ультраосновные (голомеланократовые), 2) щелочно-ультраосновные и 3) щелочные полевошпатовые породы (табл. 54). Как видно из этой таблицы, основные типы щелочных лампрофиров рассматриваемого региона входят в группу щелочно-ультраосновных пород и более подробно подразделены по количественно-минералогическому составу на подгруппы мелилитовых, нефелиновых и анальцимовых пород. Несомненным достоинством подобной классификации является то, что лампрофировые породы рассматриваются в их естественной взаимосвязи с другими близкими породами, а не как петрографические раритеты.

В приведенной классификации собственно лампрофировые породы подразделены на два типа: мелилитовые (альнеит, польценит, бергалит) и анальцимовые (мончикит, фурчит). К группе альнеитов (табл. 55), что видно по количественно-минералогическому составу, очень близки все три разновидности мелилититов, отличающиеся от альнеитов только отсутствием слюды. Это, конечно, сближает их с эффузивными аналогами, но, по нашему мнению, не полностью оправдывает отделение их от альнеитов. Бесслюдяные аналоги альнеитов обычно слагают эндоконтактные разности собственно альнеитовых даек (или очень маломощные дайки), в которых, вероятно, происходило быстрое удаление летучих, поэтому правильнее было бы не определять их отдельным термином, а описывать как бесслюдяную разновидность

Классификация ультраосновных-щелочных дайковых пород  
Маймеча-Котуйского района (Сурина, 1970)

Породы	Без полевого шпата				С полевым шпатом	
	с пироксеном		без пироксена		С пироксеном без оливина	
	с оливином	без оливина	с оливином	без оливина		
Без фельдшпатоида	Меймечит, пикрит, пироксенитовый пикрит, лимбургит	Пироксени-товый пикрит, авгитит	Меймечит	—	Шонкинит-порфир, сельсбер-гит	
С фельдшпатоидами	мелилит	Оливиновый мелилитит, альнеит	—	—	—	
	мелилит и нефелин	Оливино-нефелиновый мелилитит, альнеит	Нефелино-вый мелилитит	Польценит	Бергалит	—
	нефелин	Нефелиновый пикрит, оливиновый меланефелинит, котуит, оливиновый нефелинит	Меланефелинит, нефелинит	—	—	Тингуаит, фополит
	анальцим	Мончикит	Фурчит	—	—	—

альнеитов (оливин-авгитовый и авгитовый альнеиты). Вообще правильнее было бы не употреблять для жильных пород термины, применяемые для эффузивов. Это относится и к группе меланефелинитов, которые не являются полными аналогами эффузивных меланефелинитов и отличаются от них химизмом, о чем уже было сказано выше. С этой точки зрения меланефелинит можно было бы определить термином «нефелиновый мончикит». Для сокращения количества терминов такую породу, как фурчит, можно было бы определить как пироксен-амфиболовый мончикит, польценит — как оливиновый альнеит, а бергалит — биотитовый альнеит (тем более, что в данном случае бергалит и польценит не содержат гаюина).

Классификация дайковых пород Турьего мыса приводится в работе Н. Ф. Шинкарева и В. В. Иваникова (1973). Она также

**Количественно-минералогическая классификация дайковых  
щелочно-ультраосновных мелилитовых пород Маймеча-Котуйского  
района (Сурина, 1970)**

Породы	Главные минералы (объем.%)				
	оливин	мелилит	авгит	нефелин	слюда
Оливиновый мелилитит	Ед. з.*—25 (до 50)	25—50	25—50	—	—
Оливино-нефелиновый мелилитит	Ед. з.—10	20—40	20—40	20—40	—
Нефелиновый мелили- тит	—	30—50	20—40	20—40	—
Альеит	Ед. з.—25	30—40	20—30	0—20	5—20
Польценит	10—40	40—60	0—5	5—10	5—20
Бергалит	—	30—50	0—5	30—50	10—30

\* Здесь и в табл. 56 сокращение Ед. з.— единичные зерна.

построена на основе количественно-минералогических подсчетов и, в принципе, повторяет схему Н. П. Суриной по дайкам Маймеча-Котуйского района (табл. 56). Следует, однако, признать уже совершенно неудачным и необоснованным в данном случае применение термина «мелилитит» к породам, которые содержат до 10% и более биотита и даже минералогически не соответствуют эффузивным аналогам. Неудачно и определение некоторых других разновидностей. Например, мелилитовый меланефелинит и нефелиновый мелилитит, согласно этой классификации, отличаются очень незначительно и, по существу,— это переходные разности, а не разновидности пород. Неясно определение «анальцимовый мончикит», который совершенно сходен по составу с «анальцимовым авгититом».

В связи с этим следует отметить, что количественно-минералогические подсчеты в шлифах для таких дайковых пород, как лампрофиры, не дают однозначных результатов. Это обусловлено неравномерным распределением вкрапленников в породах, количество которых меняется вблизи контактов и в ядре дайки. Очень часто центральная часть даек имеет несколько иной минеральный состав, чем краевые части, и тем более, зона закалки. Кроме того, количественные соотношения минералов иногда меняются и по простиранию даек. Поэтому для более правильного определения типа лампрофировой породы необходимо качественное или примерное количественное определение минералов, но в различных частях дайки. Для разделения основных типов щелочных лампрофировых пород важно определить всего несколько принципиальных характеристик: 1) присутствует ли в породе мелилит —

## Количественно-минералогическая классификация дайковых пород Турьего полуострова (Шинкарев, Иваников, 1973)

Петрографические группы	Разновидности пород	Главные составные части (в объемных процентах)							
		<i>Ол</i>	<i>Пир</i>	<i>Амф</i>	<i>Би</i>	<i>Мел</i>	<i>Неф</i>	<i>Ан</i>	Стекло
Нефелиниты	Нефелинит	—	20—40	—	0—5	0—5	>50	—	0—20
	Мелилитовый нефелинит	—	0.10	—	10—20	5—25	40—50	—	—
	Нозеановый нефелинит (до 10% позеана)	—	15—30	—	до 5	0—5	>50	—	—
	Гранатовый нефелинит	—	20—30	—	—	—	>50	—	—
Меланефелиниты	Меланефелинит	Ед.з.	>40	0—15	0—5	0—5	20—40	—	—
	Оливиновый меланефелинит	<5	>50	0—15	до 5	0—5	20—40	—	—
	Мелилитовый меланефелинит	Ед.з.	>35	—	до 10	5—25	20—40	—	—
Авгититы	Авгитит	Ед.з.	>50	0—5	0—5	0—5	—	—	20—35
	Мелилитовый авгитит	»	>35	—	до 10	5—15	—	—	20—35
	Анальцимовый авгитит	»	>50	0—15	0—5	0—5	—	20—40	—
	Мелилит-анальцимовый авгитит	»	>35	—	до 15	5—25	—	20—40	—
Мелилититы	Мелилитит	Ед.з.	до 10	—	до 10	>40	—	—	20—35
	Анальцимовый мелилитит	»	10—20	—	до 15	>30	—	20—30	—
	Нефелиновый мелилитит	»	10—20	—	до 10	>30	20—30	—	—
	Биотит-нефелиновый мелилитит	»	<5	—	10—25	>30	25—35	—	—
Мончикиты	Мончикит	5—10	>40	0—20	<5	0—5	—	—	20—30
	Мелилитовый мончикит	<10	до 30	—	<15	10—25	—	—	20—30
	Анальцимовый мончикит	<10	>35	0—25	<5	0—5	—	25—40	—
	Мелилит-анальцимовый мончикит	До 30	—	—	<5	5—15	—	25—35	—

*Ол* — оливин, *Пир* — моноклинный пироксен, *Амф* — амфиболы, *Би* — биотит, *Мел* — мелилит, *Неф* — нефелин, *Ан* — анальцим.

если мелилита более 5%, то породу можно отнести к типу альеитов; дальнейшая ее характеристика определяется составом преобладающих цветных минералов; 2) если мелилита нет или менее, чем 5%, то состав лейкократового базиса (нефелин или анальцит) определит принадлежность лампрофира соответственно к меланефелинитам или мончикитам; характер преобладающего цветного минерала определит название разновидности; 3) во всех случаях необходимо учитывать соотношение меланократовых компонентов и лейкократового базиса для того, чтобы отделить наиболее «лейкократовые» и «меланократовые» лампрофиры. Последние, как было уже показано, могут примыкать к щелочным пикритовым порфиритам или переходить в них. Следует подчеркнуть, что эта схема относится к бесполовошпатовым лампрофирам щелочно-ультраосновных массивов. Если же в щелочных лампрофирах присутствует полевой шпат, то, очевидно, они принадлежат к камптонитовому типу.

Обратимся теперь к возможности использования петрохимических характеристик для классификации конкретной группы щелочных лампрофиров Карело-Кольского региона и всей серии щелочно-ультраосновных пород, в которую они входят. Как можно видеть из табл. 57, по петрохимическим характеристикам А. Н. Заварицкого, наиболее четко отделяются в пределах серии лейкократовые разности — нефелиниты, и голомеланократовые — пикритовые порфириты и слюдисто-карбонатные породы. Основные типы лампрофировых пород относятся к меланократовым породам с различной щелочностью. Для конкретной серии пород типы лампрофиров выделяются в достаточной мере четко по их средним химическим составам. Как уже указывалось в предыдущем разделе, средние составы мончикитов и меланефелинитов Карело-Кольского региона близки между собой, причем меланефелиниты несколько более щелочные и меланократовые; альеиты обособляются от первых двух типов большей меланократовостью, щелочностью и рядом других дополнительных характеристик.

Однако составы отдельных разновидностей этих пород не имеют определенных петрохимических характеристик, и по большинству параметров разновидности не идентифицируются. Это отражено и на петрохимических диаграммах (см. фиг. 7 и 8): обособленные поля для каждого типа отсутствуют и на диаграммах содержания отдельных химических компонентов ( $MgO$ ,  $SiO_2$ , щелочи и т. д.). Таким образом, для конкретной серии даек щелочно-ультраосновных пород по химизму могут быть выделены лишь главные, входящие в серию типы пород — нефелиниты, мончикиты и меланефелиниты, альеиты, пикритовые порфириты, в то время, как выделение разновидностей внутри этих типов затруднительно. Это связано не только с тем, что отдельные разновидности меланефелинитов, мончикитов и альеитов гетероморфны, т. е. имеют одинаковый химический состав, но и с тем, что состав каждого типа

Схема классификации дайковых пород Кандалакшского пояса

Петрохимическая характеристика				Название породы	Состав породы		Разновидность	Примечание
тип пород	b	Q	a/c		вкраплен- ники	основная масса		
Лейкократо- вые	20	-35 до -49	$\bar{c}$	Нефелинит	<i>Неф, (Пир, Гр)</i>	<i>Неф, Эг, Би, (Гр, Ноз)</i>	Нозеановый, гра- чатовый	
Меланокра- товые	30-43	-20 до -36	7	Мончикиты	<i>Ол, Пир, Би, Амф</i>	<i>Ан, Амф, Пир, Би</i>	Пироксеновый, биотитовый Стекловатый	Лимбургит
	32-45	-28 до -31	9	Таннбушит (мела- нефелинит)	<i>Ол, Пир,</i>	<i>Неф, Пир, Би</i>	Оливиновый, пир- оксеновый	
Голомелано- кратовые	30-48	-30 до 48	9 до $\bar{c}$	Альнёт	<i>Мел, Ол, Пир, Би</i>	<i>Мел, Неф, Цеол, Карб, Би, Пир, Гр</i>	Стекловатый Оливиновый, пир- оксеновый, биоти- товый	Авгитит
	46-53	-23 до -43	1	Щелочный пикри- товый порфирит Силикатно-карбо- натные породы Карбонатит-пор- фиры	<i>Ол, Пир, (Би)</i>	<i>Ол, Пир, Би, Карб</i>	Биотит-пироксе- новый	Дамкьернит (Капустин, 1974)
54-60	-45 до -70	2	<i>Ол, Би, Амф</i>		<i>Карб, Би</i>	Слюдисто-карбо- натные		
					<i>Карб (Ол)</i>	<i>Карб, Мгг, (Би)</i>		

изменяется в пределах определенного ряда дифференциатов, отличающихся меланократовостью и щелочностью. Очевидно, что сходная картина может получиться и при сопоставлении одноименных лампрофировых типов из разных регионов и конкретных ассоциаций. Различие в химизме одних и тех же типов щелочных лампрофировых пород в разных регионах можно проследить по табл. 16, согласно которой мончикиты, ассоциирующие с нефелин-сиенитовыми комплексами Хибин и Ловозера, оказываются более лейкократовыми и щелочными, чем мончикиты, ассоциирующие с комплексными массивами щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Карело-Кольского и Маймеча-Котуйского регионов. В то же время меланефелиниты этих двух регионов также отличаются друг от друга щелочностью и меланократовостью.

Таким образом, основные предпосылки классификации лампрофировых пород можно резюмировать следующим образом.

Лампрофировые породы присущи подавляющему большинству дайковых серий «второго этапа», развивающихся после окончательного становления интрузивных комплексов, и их можно рассматривать как самостоятельную «лампрофировую» фазу магматизма. Поэтому при классификации лампрофировых пород должны учитываться не только конкретные ассоциации интрузивных пород, но и вся серия дайковых пород соответствующей фазы, с которыми большинство типов лампрофировых пород связано постепенными переходами. При обозначении типов и разновидностей лампрофировых пород необходимо по возможности отказаться от названий, дублирующих названия эффузивных аналогов (мелилититы, авгититы и т. д.), так как, лампрофировые породы по своему химизму достаточно специфичны. Кажется более приемлемым сохранить уже упрочившиеся в петрографической литературе термины, обозначающие основные типы жильных лампрофировых пород — такие как керсантиты, спессартиты, минетты, вогезиты, одиниты, камптониты, мончикиты, альеиты и некоторые другие.

Перечисленные основные типы лампрофировых пород с определенной степенью точности могут быть классифицированы по их минералогическому и химическому составам. Классификация внутри типов, для каждого из которых имеется большое число разновидностей, породивших в свое время обилие местных терминов и собственных названий, затруднена и не однозначна. В силу гетероморфизма, характерного для этой группы пород и других указанных причин, в пределах одного дайкового тела могут быть породы с разными минералогическими составами, определяемые разными названиями; однако из-за изменчивости химического состава лампрофиров в основу подробной классификации внутри главных их типов не могут быть положены химические или петрохимические параметры. Поэтому, мы считаем, что классификация лампрофировых пород должна базироваться на главных типах пород, для которых достаточно четко определяются принципиально

важные при классификации петрохимические и минералогические особенности. Так, при пересчетах по методу А. Н. Заварицкого, такими петрохимическими характеристиками очевидно являются  $b$  и  $Q$ , величины которых меняются в конечных типах соответственно от 16 до 53 и от +1 до -39 для средних составов различных типов лампрофиров (табл. 16). Минералогическими особенностями, определяющими тип гранитоидных лампрофиров, вероятно, будет характер полевых шпатов; для сиенитовых — появление, наряду с полевыми шпатами, фельдшпатоидов; для щелочных — характер последних (анальцит, нефелин), а также появление мелилита.

Все разновидности основных типов лампрофиров во избежание собственных названий лучше всего определять по наиболее характерному цветному минералу; дополнительно к названию основного типа могут быть присоединены также какие-либо специфические характеристики породы (например, пироксеновый мончикит с гаюином). При этом нельзя не учитывать существующие в каждом типе породы относительно лейкократовые и меланократовые разновидности. Для крайних членов их дополнительно к основному названию типа может быть добавлена приставка лейко- и мела- (меламончикит).

Ниже приводится таблица (табл. 58), составленная на основе таблицы Б. М. Куплетского для группы щелочных лампрофировых пород. Собственные названия разновидностей заменены в ней названием основного типа, дополненного характеристикой цветного минерала. Среди главных типов пород оставлены основные — камптониты (с переходными разностями к мончикитам), мончикиты, альеиты и польцениты. Кроме того, дополнительно введен термин танибушит, определяющий нефелиновые мончикиты или меланефелиниты. Как показывают исследования многих полей щелочно-ультраосновных даек, лампрофиры, отвечающие по составу нефелиновым мончикитам (т. е. вместо анальцита в мезостазисе нефелин), широко распространены и связаны переходами с другими типами щелочных лампрофировых пород. Термин «нефелиновый мончикит» представляется довольно громоздким, учитывая существующие разновидности этих пород. Термин «меланефелинит» прочно вошел в литературу для определения эффузивных пород и для жильных образований не совсем отвечает существу дела. Танибушитами были названы Джохансеном (1931—1938) меланократовые оливиновые нефелиниты или меланократовые нефелиновые базальты, содержащие нефелин, пироксен и оливин. Термин затем употреблялся А. Н. Заварицким (1960), определившим близость химического состава этих пород к мончикитам.

Спорно и выделение самостоятельной группы польценитов, по существу, представляющую разновидность альеитов, содержащих в своем составе минералы группы содалита, и имеющую ограниченное распространение.

Схема классификации щелочных лампрофиров

Состав породы		Название породы	Характеристика разновидностей	Индивидуальные названия разновидностей	Петрохимическая характеристика главных типов по А. Н. Заварицкому	
Лейкократовая часть основной массы	Цветные включения				b	Q
С полевым шпатом	Амфибол, оливин, пироксен	Камптонит	Пироксеновый * Биотит-пироксеновый Стекловатый Стекловатый, амфиболовый	<i>Мондхальдит</i> * <i>Каскадит</i> <i>Эйстрагит</i> <i>Эспичеллит</i>	29	-20
С полевыми шпатами и фельдшпатами	Амфибол, оливин, пироксен	Переходная группа Мончикит-камптонит  Камптомончикит	Нефелиновый Амфиболовый Пироксеновый Амфибол-биотитовый Стекловатый, биотитовый	<i>Фарризит</i> <i>Джумарит</i> <i>Тьозит</i> <i>Тамараит</i> <i>Гуумарит</i>	—	—
С анальцимом	Амфибол, пироксен, оливин, биотит	Мончикит	Пироксеновый Биотитовый Биотитовый меламончикит Пироксеновый лейкомончикит Гаюиновый	<i>Фурчит</i> <i>Уачитит</i> <i>Флоринит</i> <i>Балдит</i>  <i>Весселит</i>	32	-24
С нефелином	Оливин, пироксен, биотит	Меланефелинит (таннбушит, нефелиновый мончикит)	Пироксеновый Биотитовый Стекловатый Стекловатый с пироксеном	   <i>Лимбургит</i> <i>Авгитит</i>		

Таблица 58 (окончание)

Состав породы		Название породы	Характеристика разновидностей	Индивидуальные названия разновидностей	Петрохимическая характеристика главных типов по А. Н. Заварицкому	
Лейкократовая часть основной массы	Цветные включения				b	Q
С мелилитом, нефелином, цеолитами, карбонатами	Оливин, пироксен, мелилит, биотит	Альеит	Пироксеновый с гранатом Биотитовый лейкоальеит Стекловатый	<i>Ункомпаэрит</i> <i>Оизардит</i> <i>Копнаелит</i>	53	-39
С мелилитом, нефелином и минералами группы содалита	То же	Альеит (польценит)	Биотит-гаюиновый лейкоальеит Пироксен-гаюиновый Монтичеллит-гаюиновый Нозеановый мелаальеит Биотит-лазуритовый	Бергалит <i>Лугит</i> <i>Везецит</i> Польценит <i>Модлибовит</i>		

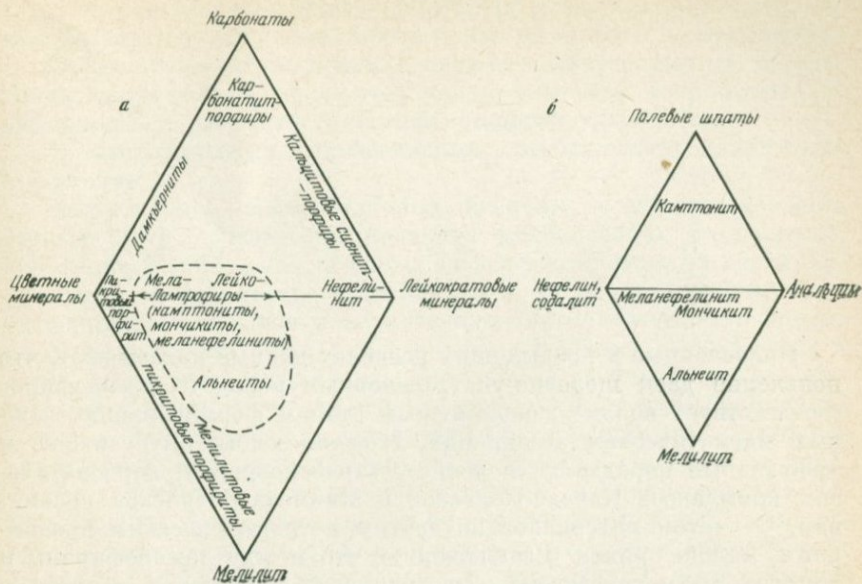
\* Курсивом выделены редко употребляемые в современной литературе термины, которые можно считать излишними.

На табл. 57 приведена схема классификации даек щелочно-ультраосновных пород Кандалакшского пояса Карело-Кольского региона, в основу которой положены петрохимические и минералогические особенности дайковых пород, в целом составляющих единую серию с дифференциатами силикатного и карбонатного составов. Основные группы лампрофировых пород лежат в основе этого ряда, и представляют, исходную магму дайковой серии.

Не совсем ясной остается терминология силикатно-карбонатных и карбонатных пород, по всем имеющимся наблюдениям тесно связанных с лампрофировыми типами пород, в частности, с альнитами и пикритовыми порфиритами. Кажется вполне обоснованным предложение Ю. Л. Капустина (1974) определять силикатно-карбонатные породы со всеми их разновидностями (слюдисто-карбонатные, амфибол-карбонатные и др.) как дамкърниты. По первоначальному определению этого термина Брэггером (Brögger, 1921), в составе основной массы этих пород имеются нефелин и полевой шпат, а карбонат составляет лишь несколько процентов. Однако, вероятнее всего, как это следует из описания этих пород Бартом и Рамбергом (Карбонатиты, 1969), полевые шпаты и нефелин связаны с обломочным материалом, обилие которого характерно для дамкърнитов из трубок и брекчиевых даек комплекса Фен. Основные же минералого-петрографические и структурные особенности даек силикатно-карбонатных пород, ассоциирующихся с щелочно-ультраосновными дайками, вполне соответствуют дамкърнитам.

Существенно карбонатные дайки — постоянные члены изученных серий (Жабин, 1967; Жабин, Сурина, 1970). Особенность этих даек — четкая порфировая структура с вкрапленниками карбоната и с микролитовой, часто трахитоидной основной массой, выполненной карбонатами. В отличие от жильных карбонатитов, связанных с щелочно-ультраосновными массивами, можно выделить их под названием «карбонатит-порфиров».

Таким образом, классификационная схема всего комплекса даек щелочно-ультраосновного состава базируется на соотношении четырех основных компонентов — цветных минералов (оливин, пироксен, амфибол и биотит), лейкократовых минералов (нефелин, анальцим, цеолиты, полевые шпаты), карбонатных минералов и мелилита. Соответственно соотношениям этих минералов на двоянном треугольнике (фиг. 24) выделяются поля лейкократовых пород (нефелиниты, сиенит-порфиры, кальцитовые сиенит-порфиры), карбонатных (карбонатит-порфиры, слюдисто-карбонатные породы) и меланократовых (щелочные пикритовые порфиры), карбонатных (карбонатит-порфиры, слюдисто-карбонатные породы) и меланократовых (щелочные лампрофиры). Классификация собственно щелочных лампрофиров, как показано на примере соответствующих даек Карело-Кольской провинции, базируется не на составе и соотношениях цветных минералов, а проводится по характеру лейкократовых компонентов и наличию мелилита. Основные группы щелочных лампрофиров могут



Фиг. 24. Схема классификации (а) щелочно-ультраосновных дайковых пород по минералогическому составу и (б) щелочных лампрофиров (поле I) по лейкократовым минералам и меллититу

быть классифицированы на основе двух совмещенных треугольников (фиг. 24,Б), отвечающих трем основным типам пород — камптонитам, мончикитам и альнеитам. Положение точек конкретных составов на этих треугольниках должно определяться не по модальному составу породы, подсчеты которого в шлифах затруднены как характером структуры пород, так и неравномерным распределением минералов в дайках. Для этого более подходят нормативные составы, определяемые путем пересчета результатов химического анализа, во многих случаях более представительного, чем подсчет в шлифе. Очевидно, что для пересчета на нормативный состав совершенно не подходит метод CIPW, как, в определенной мере, формальный и не отвечающий реальному разнообразию пород. В большей мере здесь подходит нормативно-молекулярный метод Ниггли. Однако наиболее соответствует цели в данном случае метод расчета устойчивых минеральных ассоциаций, предложенный Риттманом (Rittmann, 1973). Метод предусматривает различные фациальные изменения составов с учетом характера магм (сухие, с летучими) и детально разработан для самых разнообразных составов. В результате пересчета по этому методу возможно получить нормативный состав, максимально соответствующий реальному модальному составу породы при условии, конечно, представительности пробы и качественно выполненного химического анализа.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные в предыдущих разделах данные показывают, что появление даек щелочно-ультраосновных пород и лампрофиров соответствует вполне закономерным этапам формирования сложных магматических ассоциаций, объединяющих интрузивные и эффузивные породы из щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской провинций. С учетом материалов по другим петрографическим провинциям, можно прийти к заключению, что между лампрофирами и другими магматическими образованиями существует не только пространственная, но и явная генетическая связь, хотя лампрофиры и не имеют полных аналогов среди ассоциирующих с ними интрузивных пород. Отражением этой связи является определенная сопоставимость пространственно сопряженных серий (рядов) дайковых и других магматических пород, обусловленная, прежде всего общими источниками исходных магм. В то же время наблюдаются и заметные различия в составе и других петрографических особенностях сравниваемых пород, вызванные главным образом спецификой формирования даек. В целом в комплексах щелочно-ультраосновных и основных пород дайки занимают как бы промежуточное положение между эффузивными и интрузивными образованиями, а по времени образования представляют собой самостоятельную, «лампрофировую» дайковую фазу, проявляющуюся после эффузивной и интрузивной фаз и завершающую определенный тектоно-магматический этап.

Исходя из характерных петрографических особенностей щелочно-ультраосновных даек и лампрофиров, систематика главных типов этих пород должна базироваться на соотношении четырех главных компонентов: цветных минералов (оливин, пироксен, амфибол, биотит), лейкократовых минералов (нефелин, анальцит, полевые шпаты), карбонатов и мелилита. Принципиальные группы щелочных лампрофиров могут быть классифицированы на основе нормативных составов (по Ниггли или Риттману), что позволяет на треугольных диаграммах выделить самостоятельные поля камптонитов, мончикитов и альеитов.

В порядке возрастания уровня глубинности генерации исходных магм намечается три петрогенетических ряда:

1) щелочно-базальтовый: щелочные базальты — анальцимовые базальты — щелочные пикритовые порфириды — мончикиты;

2) щелочно-ультраосновной: щелочно-ультраосновные базальтоиды (пикритовые порфириды, меланефелиниты, мелилититы) — нефелиниты — альнеиты — силикатно-карбонатные дайки;

3) кимберлитовый: алмазоносные кимберлиты — пикритовые порфириды.

Закономерная связь различных щелочных и щелочно-карбонатных магм с зонами протяженных тектонических линейментов, появление в этих зонах сложных дифференцированных серий эффузивных, интрузивных и дайковых пород — свидетельствуют о сопряженном вскрытии и активизации тектоническими процессами магматических очагов на различных глубинах — до 100 км и более. Этим можно объяснить частое сонахождение щелочно-базальтовых магм и их щелочно-ультраосновных дифференциатов с более глубинными и селективными мантийными щелочно-ультраосновными выплавками (нефелиниты, альнеиты и др.).

Как следует из анализа типоморфных парагенезисов породообразующих минералов, а также экспериментальных данных, разнообразие минерального и химического составов лампрофиров отражает положение этих пород в ряду фаций возрастающей щелочности: от пикритовых порфиритов к мончикитам и нефелинитам. Поэтому другим главным фактором формирования лампрофировых серий можно считать ощелочение исходных меланефелинитовых и щелочно-базальтовых магм и их дифференциатов в широком диапазоне температур  $+1200 - 500^\circ$  (апокотектические и апоэвтектические магмы, по Д. С. Коржинскому). Наиболее полно процессы ощелачивания и ювенильной карбонатизации проявлялись во вторичных субвулканических очагах при формировании интрузий центрального типа (континентальные провинции) или островных вулканов (океанические провинции), где дискретные серии даек лампрофиров тесно связаны с определенными этапами дифференциации и внедрения щелочно-базальтовых, нефелинитовых, ийолитовых и карбонатитовых магм.

Сравнение лампрофиров из ассоциаций различных магматических пород — от ультрамафитов и базитов до гранитоидов — свидетельствует о том, что во всех случаях сохраняется общая зависимость состава лампрофировых производных от химизма, в первую очередь кремнекислотности, исходных магм: более кремнекислым магмам соответствуют и более кремнекислые лампрофиры.

Другим показателем подобной зависимости может быть геохимическая специфика лампрофиров, особенно различия в содержании редких и других элементов-примесей. С учетом этих различий, алмазоносные кимберлиты как наименее дифференцированные производные глубинных мантийных магм могут быть противопоставлены щелочно-ультраосновным дайкам и лампрофирам и различным дифференциатам ийолитовых и карбонатитовых магм.

Хотя по уровню концентрации литофильных редких элементов кимберлиты приближаются к указанным породам, они существенно различны по содержанию сидерофильных элементов, особенно хрома и никеля, концентрирующихся в кимберлитах. Это позволяет рекомендовать использование индикаторных отношений  $Cr/V$ ,  $Cr/Ti$ ,  $Ni/V$  и др. при решении принципиальных вопросов петрогенеза и формационного анализа кимберлитов, щелочно-ультраосновных даек, лампрофиров и других пород. Полученные авторами геохимические и другие данные, а также литературные материалы по различным щелочно-ультраосновным провинциям, показывают, что кимберлиты не принадлежат к характерным для этих провинций дайковым фациям. Отсутствие закономерной связи размещения крупных кимберлитовых провинций с континентальными и океаническими рифтовыми зонами также позволяет противопоставлять их щелочно-карбонатитовым и щелочно-ультраосновным дайковым комплексам.

Менее отчетливо проявлена геохимическая специфика пикритовых порфиритов, что согласуется с полигенным характером этих пород — производных различных щелочно-ультраосновных, а также и щелочно-базальтовых магм. Тем не менее эти породы, входящие в состав дайковых и карбонатитовых комплексов, существенно отличаются содержанием элементов-примесей от алмазоносных кимберлитов внутренних районов Сибирской платформы. Поэтому нахождение пикритовых порфиритов, петрографически близких к кимберлитам, само по себе не может быть использовано как поисковый критерий при прогнозировании алмазоносности определенных регионов. В целом же, по совокупности геологических, петрохимических и геохимических данных, намечается закономерное изменение характера щелочно-ультраосновного магматизма при переходе от внутренних к окраинным частям Сибирской платформы, что позволяет говорить о наличии определенной зональности, выраженной в последовательной смене алмазоносных кимберлитов неалмазоносными и слабо алмазоносными, а затем — щелочно-карбонатитовыми комплексами, сопровождаемыми дайками пикритовых порфиритов и щелочных лампрофиров.

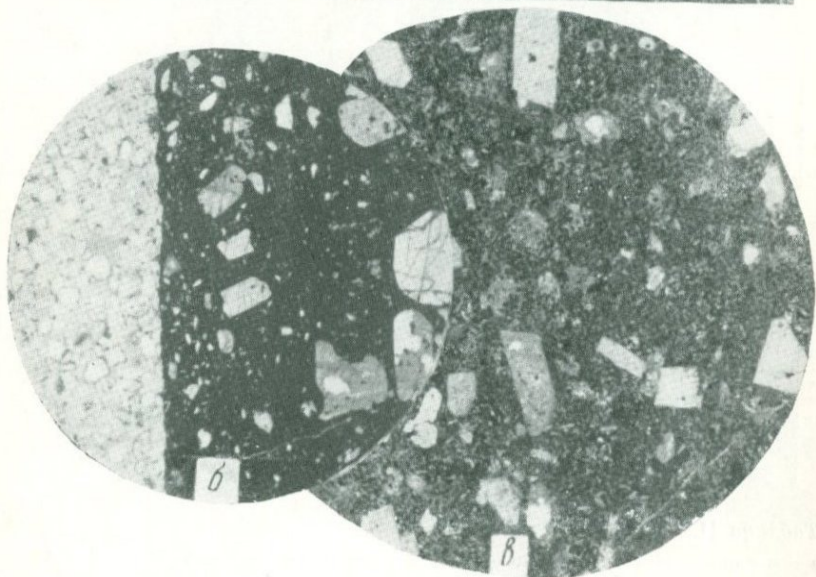
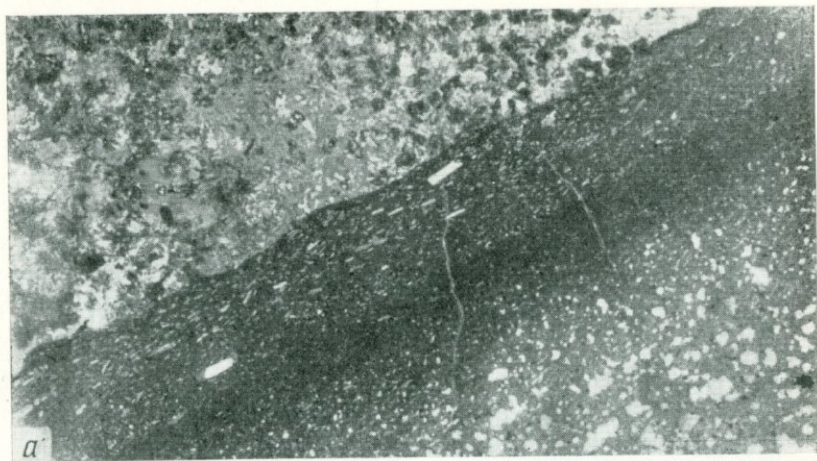
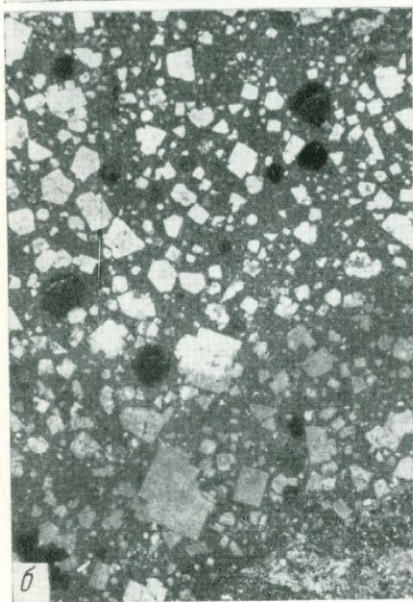


Таблица I.

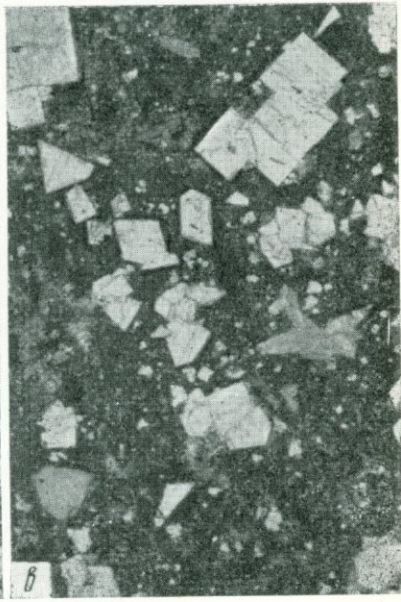
*a* — биотитовый мончикит; во вкраплениях — оливин, пироксен и зональные пластинки биотита, увел. 15, без анализатора; обр. Л-841, Кандалакшские острова; *б* — меланефелинит в зоне эндоконтакта; *в* — меланефелинит в центральной части дайки (расстояние между образцами 15 см); увел. 10, без анализатора, обр. М-402 и М-403, Турий мыс



*a*



*б*



*в*

*Таблица II.*

*a* — меланефелинит в зоне эндоконтакта; видна трахитоидность за счет субпараллельной ориентировки микролитов пироксена; увел. 6, без анализатора, обр. М-392, Турий мыс; *б* — нефелинит с гранатом; видна зональность граната, светлые фенокристы — нефелин; увел. 6, обр. М-258, Турий мыс; *в* — нефелинит из дайки Турий п-ов, Центральный массив, увел. 6, без анализатора, обр. Ц-502

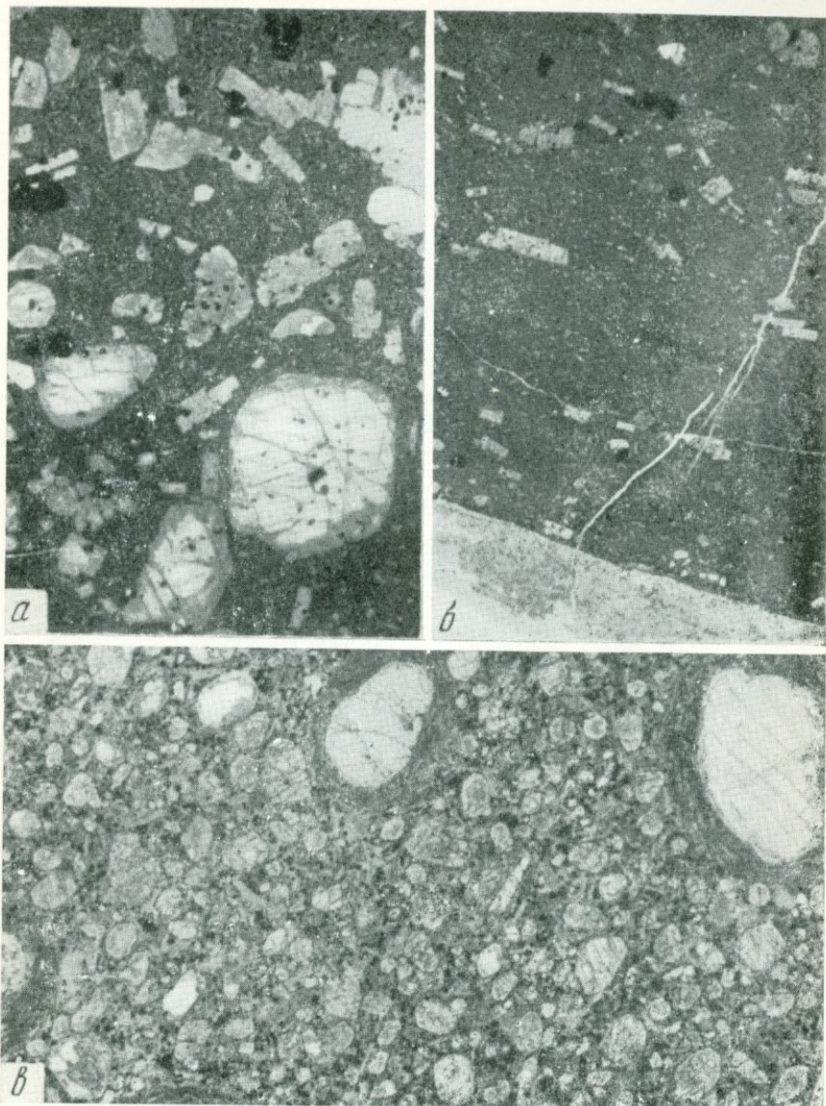


Таблица III.

*a* — альенит в центральной части дайки; видны крупные выделения мелилита, измененные по краям; увел. 6, без анализатора, обр. М-370 и М-370/2, Турый мыс; *б* — альенит в зоне эндоконтакта той же дайки, видна ориентировка микролитов мелилита параллельно контакту; *в* — пикритовый порфирит из дайки; фенокристы представлены оливином с «автолитовой» каемкой, основная масса сложена оливином, биотитом, пироксеном, карбонатом и рудным минералом; увел. 6, Арбарастахский массив

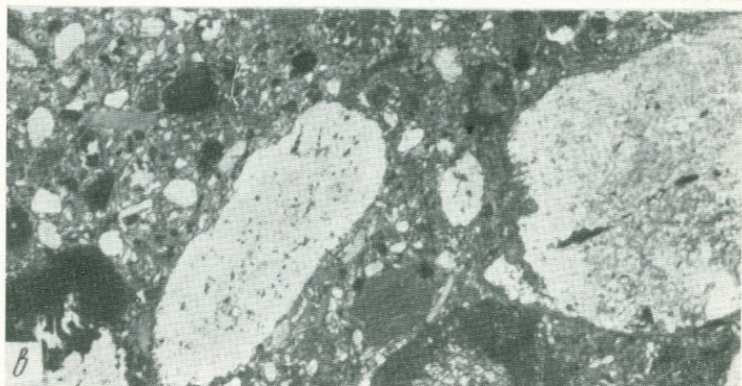
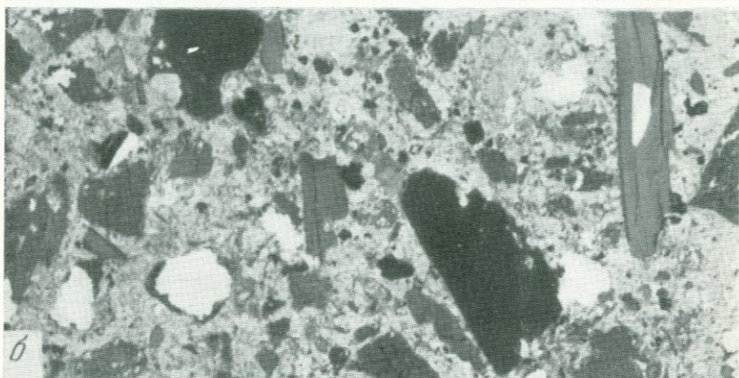
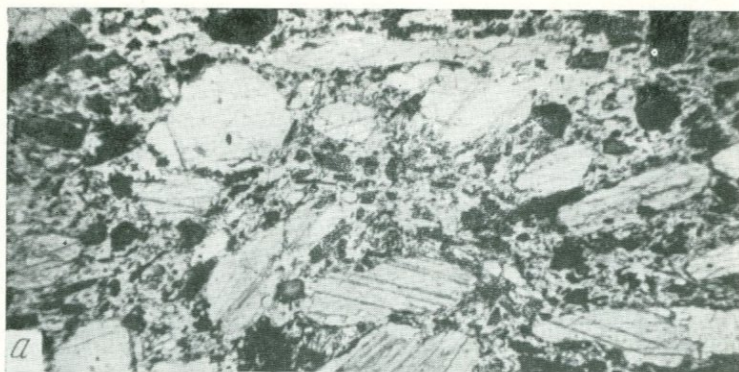


Таблица IV

*а* — кальцитовый тингуайт-порфир; видны субпараллельно ориентированные вкрапления кальцита (светлые) и пироксена (темные); основная масса сложена пироксеном, ортоклазом и канкринитом; увел. 9, без анализатора, Ковдорский массив;  
*б* — слюисто-карбонатная порода из дайки района горы Пибло; видны крупные пластинки биотита и амфибол, сориентированные субпараллельно; основная масса сложена карбонатом с примесью слюды и рудного минерала; увел. 5, без анализатора, обр. М-56; *в* — слюисто-карбонатная порода с ксенолитами карбоната и песчаника; основная масса состоит из биотита, амфибола, пироксена и карбоната; Центральный массив Турьего мыса

- Акимов А. П., Семенов Г. С.* Содержание радиоактивных элементов в кимберлитах Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 4.
- Афанасьев Г. Д.* О жильных меланократовых породах на примере некоторых районов СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 12.
- Барт Т. Ф.* Состав и эволюция магмы южной части среднего Атлантического хребта.— В кн.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Барт Т. Ф., Рамберг И.* Кольцевой комплекс Фен.— В сб.: «Карбонаты». М., «Мир», 1969.
- Бейли Д. К.* Карбонатитовые вулканы и близлежащие интрузии Замбии.— В сб.: «Карбонаты». М., «Мир», 1969.
- Белов Н. В.* Основной магматический процесс в свете кристаллохимии.— В сб.: «Химия земной коры». М., Изд-во АН СССР, т. I, 1963.
- Белянкин Д. С., Владелец В. И.* Щелочной комплекс Турьего мыса.— Труды Петрографического института. М., 1932, вып. 2.
- Блазулькина В. А.* Петрохимические типы кимберлитов Сибири.— Советская геология, 1969, № 7.
- Блазулькина В. А.* О распределении некоторых рассеянных и редких элементов в кимберлитах различных петрохимических типов.— Геохимия, 1971, № 5.
- Бобревич А. П., Бондаренко А. А.* и др. Алмазные месторождения Якутии. М., 1959.
- Бобревич А. П., Илупин И. П.* и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М., «Недра», 1964.
- Бородин Л. С.* К химизму процессов эгиринизации и нефелинизации пироксена при образовании метасоматических нефелин-пироксеновых пород.— Геохимия, 1958, № 5.
- Бородин Л. С.* Карбонатиты и нефелиновые сленги.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 8.
- Бородин Л. С.* Карбонатитовые месторождения редких элементов.— В кн.: «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». М., «Наука», 1965, т. 3.
- Бородин Л. С.* Редкие элементы как индикаторы глубинности (ювенильности) формации щелочных пород.— Тезисы IV Петрогр. совещ. Баку, 1969.
- Бородин Л. С.* Магматические ийолиты и ийолитизация в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.— В сб.: «Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород». М., «Наука», 1971.
- Бородин Л. С., Гладких В. С.* К геохимии циркония в дифференцированных щелочно-базальтовых сериях.— Геохимия, 1967, № 10.
- Бородин Л. С., Гладких В. С.* Ниобий в щелочных базальтах и базальтоидах.— Геохимия, 1968, № 5.
- Бородин Л. С., Гладких В. С.* Новые данные по петрографии и геохимии вулканогенных щелочных пород Контозерской свиты.— В сб.: «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород». М., «Наука», 1973.
- Бородин Л. С., Диков Ю. П.* Высокотемпературный гидротермальный синтез нефелина и флогонита.—

- В сб.: «Экспериментальные исследования процессов минералообразования». М., «Наука», 1970.
- Бородин Л. С., Гладких В. С., Егорова Н. Ф.* К петрологии и геохимии эффузивных пород Ловозерского щелочного массива в связи с проблемой его генезиса.— В сб.: «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород». М., «Наука», 1973.
- Бородин Л. С., Назаренко И. И., Кислова И. В.* Новые данные о содержании селена в изверженных породах.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 1.
- Брахфогель Ф. Ф., Ковальский В. В.* Возраст кимберлитовых тел Северо-Восточной части Сибирской платформы.— В сб.: «Новые данные о магматизме Якутской АССР». Якутск, 1974.
- Булах А. Г.* Эксплозивные брекчии Турьего п-ова и возраст Терской свиты песчаников.— Изв. вузов, геология и разведка, 1962, № 3.
- Булах А. Г.* Геологические структуры и этапы формирования массивов щелочных пород и карбонатитов Турьего полуострова (Мурманская область).— Вестн. ЛГУ, 1974, 24.
- Бурков В. В.* О редких элементах в минералах кимберлитов.— В сб.: «Геохимические исследования». М., 1970, вып. 1.
- Бурков В. В., Подпорина Е. К.* Первые данные о редких землях в кимберлитовых породах.— Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 4.
- Буссен И. В.* Дайки щелочных лампрофиров Луявурта.— В сб.: «Щелочные породы Кольского полуострова». Л., 1966.
- Буссен И. В., Сахаров А. С.* Петрология Ловозерского щелочного массива. Л., «Наука», 1972.
- Буцакова Е. Л.* К петрологии Маймеча-Котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород.— Труды НИИГА, 1956, т. 89, вып. 6.
- Бушканец Ю. С., Невская А. В., Беляков Г. Д.* Каменская магматическая провинция щелочных пород.— В сб.: «Карбонатиты и щелочные породы Севера Сибири». Л., 1970.
- Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
- Виленский А. М.* Петрографические серии и условия формирования траптовых интрузий Сибирской платформы.— В сб.: «Петрология и металлогения базитов». М., «Наука», 1973.
- Вильямс Х., Тёрнер Ф., Гильберт И.* Петрография. Введение в изучение горных пород. М., ИЛ, 1957.
- Вимменауэр В.* Изверженные породы и карбонатиты Кайзерштуля.— В кн.: «Карбонатиты». М., «Мир», 1969.
- Гапеева Г. М.* Формация лампрофиров.— Докл. Сов. геол. к XXI сесс. пробл., 13. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гапеева Г. М.* К вопросу о генезисе лампрофиров и их положении в генетической классификации горных пород.— Зап. Всес. минерал. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 5.
- Гарсон М. С.* Карбонатиты Малави.— В сб.: «Карбонатиты». М., «Мир», 1969.
- Герасимовский В. И., Волков В. П.* и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М., «Наука», 1966.
- Грин Д. Х.* Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме.— В сб.: «Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана». М., «Мир», 1973.
- Гусев Б. В.* Палеомагнитная корреляция и возрастные взаимоотношения магматических образований Маймеча-Котуйской провинции.— В сб.: «Карбонатиты и щелочные породы Севера Сибири». Л., 1970.
- Долгов Ю. А.* Об адиабатической мобилизации рудообразующего раствора.— Геол. и геофиз., 1965, № 8.
- Евдокимов М. Д., Булах А. Г.* Апопесчаниковые фениты Турьего полуострова (Кольский полуостров).— Вестн. ЛГУ, 1972, вып. 2, № 12.
- Егоров Л. С.* К проблеме происхождения карбонатитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 1.
- Егоров Л. С.* Происхождение и формационный состав Маймеча-Котуйского магматического комплекса.— В сб.: «Карбонатиты и щелочные породы Севера Сибири». Л., 1970.

- Егоров Л. С., Сурина Н. П.* Об интрателлурических выделениях кальцита в жильных щелочных породах.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 4.
- Жабин А. Г.* Карбонатитовые кимберлиты из Арбарастаха (Якутия).— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 3.
- Жабин А. Г.* Кальцит магматического генезиса.— Зап. Всес. минерал. об-ва, 1967, ч. 96, вып. 3.
- Жабин А. Г.* О статье Г. В. Зольникова и В. К. Маршинцева «Пластинчатый кальцит из трубки «Мир».— Геология и геофизика, 1967, № 5.
- Жабин А. Г., Самсонова Н. С.* Пикритовые порфириды в трубках взрыва карбонатитового комплекса.— Бюлл. МОИП, отдел геол., 1968, т. III, X, № 5.
- Жабин А. Г., Сурина Н. П.* Петрология даек силлов и трубок взрыва. М., «Наука», 1970.
- Жабин А. Г., Харченко А. Г.* Карбонатитовый комплекс Арбарастаха.— В сб.: «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород». М., «Наука», 1973.
- Жабин А. Г., Черепицкая Г. Е.* Дайки карбонатитов в связи с ультраосновным-щелочным эффузивным магматизмом.— Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 1.
- Жук-Почекутов К. А., Гладких В. С., Леонтьев Л. Н.* Ассоциация щелочных базальтоидов — базальтов Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации.— В сб.: «Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов». М., «Наука», 1965.
- Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Заварицкий А. Н.* Пересчеты химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Зак С. И., Камнев Е. А.* и др. Хибинский щелочной массив. Л., «Недра», 1972.
- Зольников Г. В., Маршинцев В. И.* Пластинчатый кальцит из трубки «Мир».— Геология и геофизика, 1965, № 11.
- Иваников В. В.* О дайковом щелочно-ультраосновном магматизме и признаках нового карбонатитового комплекса в Северо-Западном Беломорье.— Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 3.
- Изох Э. П.* «Послегранитовые» дайки, их происхождение и отношение к постмагматическому оруденению.— Совет. геология, 1958, № 10.
- Илуин И. П., Милашев В. А.* и др. Ильменит из кимберлитов Якутии.— В сб.: «Минералогия, геохимия и прогнозирование алмазных месторождений». Л., 1974.
- Илуин И. П., Соболев С. Ф.* и др. Геохимическая специализация кимберлитов различных полей Якутии.— Геохимия, 1974, № 4.
- Каминский Ф. В.* Особенности кимберлитовых пород Алданского комплекса.— Советская геология, 1969, № 4.
- Капустин Ю. Л.* Минералогия карбонатитов. М., «Наука», 1971.
- Капустин Ю. Л.* Петрология дайковой серии массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.— В сб.: «Международ. геол. конгр. XXIV сесс.; докл. сов. геол. пробл. 14, минералогия». М., «Наука», 1972.
- Капустин Ю. Л.* Дайковая серия пикритов-альеитов в ультраосновных щелочных массивах.— Советская геология, 1974, № 8.
- Ковальский В. В., Брахфогель Ф. Ф.* Обзор представлений о закономерностях размещения проявлений кимберлитового магматизма.— В кн.: «Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на Северо-Востоке Сибирской платформы». Новосибирск, 1974.
- Ковальский В. В., Никишов К. Н.* Закономерности размещения и формирования интрузивных кимберлитовых тел северной части Якутской алмазоносной провинции.— В кн.: «Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы». М., 1970.
- Ковальский В. В., Никишов К. Н., Егоров О. С.* Кимберлитовые и карбонатитовые образования Восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. М., «Наука», 1969.
- Коптев-Дворников В. С.* Закономерности формирования интрузивных

- гранитоидов на примере Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 4.
- Коржинский Д. С.* Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.— В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Кудрявцев В. А.* Распределение ниобия в кимберлитах Якутии.— В сб.: «Геохимия редких элементов в изверженных горных породах». М., «Наука», 1964.
- Куллетский Б. М.* Петрографический очерк Хибинских тундр.— В кн.: «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Куллетский Б. М.* Количественная минералогическая классификация лампрофиров и их генезис.— Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 5.
- Курьлева Н. А., Носиков В. В.* Вулканические трубки взрыва на Кольском полуострове.— Разведка и охрана недр, 1959, № 3.
- Кухаренко А. А., Булах А. Г.* и др. Металлогенетические особенности щелочных формаций в восточной части Балтийского щита.— Труды Ленингр. об-ва естествоисп. Л., «Недра», 1971, т. 72, вып. 2.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П.* и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965.
- Кушира И., Шерер И.* Новые данные по системе диопсид — форстерит — кремнезем.— В сб.: «Эксперимент. петрология и минералогия». М., «Недра», 1969.
- Лапин А. В.* Закономерности формирования щелочных дайковых комплексов в связи с проблемой генезиса карбонатитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 7.
- Лапин А. В., Жабин А. Г.* О новом типе щелочных изверженных пород карбонатно-силикатного состава и их петрологическом значении.— Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 6.
- Лебедев-Зиновьев А. А., Илупин И. П.* Щелочные элементы в кимберлитах Якутии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 8.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А.* Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Леонтьев Л. Н., Жук-Почекутов К. А., Гладких В. С.* К вопросу о так называемой щелочно-ультраосновной формации (на примере Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы).— В сб.: «Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов». М., «Наука», 1965.
- Литвинский В. А.* О содержании в кимберлитах Ni, Cr, Ti, Nb и других элементов и о возможности применения геохимических методов для поисков кимберлитовых тел.— Геохимия, 1961, № 9.
- Луц Б. Г.* Некогерентные элементы в мамах глубинного генезиса и в мантийном субстрате.— Бюлл. МОИП, отдел геолог. М., 1974, № 2.
- Луц Б. Г., Минеева И. Г.* Уран и торий в кимберлитах Сибири.— Геохимия, 1973, № 11.
- Мальков Б. А.* О дифференциации в дайках мончикитов.— Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 2.
- Мальков Б. А.* Мончикиты и проблема их генезиса.— Труды Ин-та Коми фил-ла АН СССР. Сыктывкар, 1971, вып. 14.
- Маршинцев В. К.* Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия. Якутск, 1974.
- Маршинцев В. К.* О первично-магматической природе микролитов карбоната в кимберлитах Якутии.— Труды Всесоюз. совещ. по геологии алмазных месторождений. Пермь, 1968.
- Маршинцев В. К.* Скандий в минералах и породах кимберлитовых трубок Якутии.— Геохимия, 1970, № 12.
- Маршинцев В. К., Лапин А. В.* О геохимической неоднородности кимберлитов.— Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 3.
- Милашев В. А.* Термин «кимберлит» и классификация кимберлитовых пород.— Геология и геофизика, 1963, № 4.
- Милашев В. А.* Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазности. Л., «Недра», 1965.
- Милашев В. А.* Физико-химические условия образования кимберлитов. Л., «Недра», 1972.

- Милашев В. А.* Кимберлитовые провинции. Л., «Недра», 1974.
- Никишов К. Н.* Интрузивные монтицеллитовые кимберлиты и некоторые вопросы их генезиса.— Геология и геофизика, 1966, № 6.
- Овчинников Л. Н.* Механизм и термодинамические условия магматогенного рудообразования.— Геол. рудн. местор., 1967, № 5.
- Овчинников Л. Н., Бородин Л. С., Ляхович В. В.* Геохимия магматических пород.— Геохимия, 1970, № 4.
- Панкратов А. А., Смирнова Г. И.* Об оливине из кимберлитовых трубок Якутии.— В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР». Якутск, 1960, вып. 1.
- Перчук Л. Л.* Карбонаты как возможные продукты карбонизации базальтовых магм.— В сб.: «Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород». М., «Наука», 1974.
- Полковой О. С.* Образование жильных пород кислых интрузий.— Труды ИГиН АН СССР, 1950, вып. 107, № 31.
- Рожков И. С., Францесон Е. В.* Терминология и классификация кимберлитовых пород.— Советская геология, 1969, № 11.
- Ровша В. С., Илущин И. П.* Хромшпинелиды в кимберлитах Якутии.— Геология и геофизика, 1970, № 2.
- Розенбуш Г.* Описательная петрография ГНТИЗ. М., 1934.
- Сарсадских Н. П., Благулькина В. А.* Петрографические и петрогенетические отличия кимберлитов от пород, сходных с ними по некоторым признакам.— Зап. Всес. минерал. об-ва. М., 1969, ч. 98, вып. 4.
- Семилякин Ф. П.* Кимберлитоподобные породы Вуориярви (Кольский полуостров).— Зап. Всес. минерал. об-ва. М., 1968, ч. 97, вып. 2.
- Соболев В. С.* Важная особенность фемических минералов лампрофиров в связи с вопросами их происхождения.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва. Львов, 1952, № 6.
- Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н., Соболев Е. В.* Хромовые пирропы из алмазов Якутии.— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 1.
- Сретенская Н. Г.* О состоянии кремния в водных растворах.— В сб.: «Эксперимент. исследования процессов минералообразования». М., «Наука», 1970.
- Стоялов С. П.* Арбарастахский массив ультраосновных щелочных пород.— Труды ВАГТ. М., 1961, вып. 7.
- Страхов Л. Г.* Размещение кимберлитовых и базальтовых (долеритовых) трубок Сибирской платформы в зависимости от строения земной коры.— Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 5.
- Сурина Н. П.* Структурно-тектоническое положение кимберлитов и их взаимоотношения с породами щелочно-ультраосновной формации в Маймеча-Котуйском районе (север Сибирской платформы).— Советская геология, 1966, № 3.
- Сурина Н. П.* Пикриты Маймеча-Котуйского района (север Сибирской платформы).— Ученые зап. НИИГА. Л., 1967, вып. 10.
- Сурина Н. П.* О классификации и номенклатуре дайковых ультраосновных щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции.— В сб.: «Карбонаты и щелочные породы Севера Сибири». Л., 1970.
- Сурина Н. П.* К вопросу о геохимии щелочей в дайковом ультраосновном щелочном магматизме.— В сб.: «Карбонаты и щелочные породы Севера Сибири». Л., 1970.
- Тараховский А. Н.* О мелилитсодержащих породах на берегу Кандалакского залива.— Зап. Всес. минерал. об-ва. М., 1960, ч. 89, вып. 5.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Томановская Ю. П.* Геохимические особенности кимберлитов Сибирской платформы.— В сб.: «Минералогия, геохимия и прогнозирование алмазных месторождений». Л., 1974.
- Томкеев С. И.* Карбонаты — их природа и происхождение.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва. Львов, 1962, № 6.
- Трофимов В. С.* Форма, размеры и состав кимберлитовых тел.— Советская геология, 1968, № 11.
- Фаворская М. А.* О проблеме генезиса даек и их взаимоотношения с

- оруденением.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 1.
- Формации позднепалеозойско-ранне-мезозойского этапа. Формация щелочно-ультраосновных пород.— Труды Всес. науч.-иссл. геол. ин-та, 1974, т. 194.
- Францессон Е. В. О сопряженности карбонатов и кимберлитов Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 6.
- Францессон Е. В. Петрология кимберлитов. М., «Недра», 1968.
- Фролов А. А., Багдасаров Ю. А. Большепетрагинский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.— Советская геология, 1967, № 12.
- Фролов А. А., Багдасаров Ю. А., Нечаева Е. А. Карбонатизированные кимберлиты и карбонатиты.— Советская геология, 1970, № 6.
- Черепанов В. А. Бор в кимберлитах и меймечитах Сибири.— Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 3.
- Шинкарев Н. Ф., Иваников В. В. Формация щелочных даек Турьего мыса.— В сб.: «Проблемы магматической геологии». М., «Наука», 1973.
- Шихорина К. М. Анальцимовые базальтоиды Маймеча-Котуйской провинции.— Ученые зап. НИИГА, региональная геология. Л., 1965, вып. 7.
- Шуркин К. А. О «конгломератах» Кандалакшских островов и Турьего мыса.— Труды лабор. геол. докембрия. Л., 1960, вып. 9.
- Эккерман Г. Карбонатиты Альнэ.— В сб.: «Карбонатиты». М., «Мир», 1969.
- Ягу К. Данные о ликвидусе в системе акмит — нефелин — диопсид при 1 атм.— В сб.: «Экспериментальная петрология и минералогия». М., «Недра», 1969.
- Beger P. J. *Chemismus der Eruptivgesteine insbesondere der Lamprophyre*. Berlin, 1923.
- Borodin L. S., Pavlenko A. S. The role of metasomatic processes in the formation of alkaline rocks.— In book «The Alkaline Rocks», ed. by H. Sörensen, 1974.
- Brögger W. *Das Fengebiet in Telemark, Norwegen*, 1921.
- Cox K. J., Johnson R. L. The geology of the Nuanetsi igneous province, Roy. Soc. London Phil. Trans. ser. A. 257, 1965.
- Davidson C. F. On Diamantiferous diatremes.— Econ Geol., 1964, v. 59.
- Dawson J. B. Basutoland kimberlites.— Geol. Soc. America Bull., 1962, v. 73.
- Dawson J. B. The kimberlite — carbonate relationship.— Int. Min. Assoc., India, 1964.
- Dawson J. B., Howthorne J. B. Magmatic sedimentation and carbonatic differentiation in Kimberlite sill Bentontain, South Africa.— Journ. of Geol. Soc., 1973, v. 129.
- Eckermann H. The alkaline district of Alnöisland.— Sveriges Geol. Unders., Ser. Ca, 1948, N 36.
- Eckermann H. Contribution to the knowledge of the alkaline dikes of the Alnö Region, I—III.— Arkiv. f. Min. Geol. 1961, B. 2, N 41.
- Eckermann H. Contribution to the knowledge of the alkaline dikes of the Alnö Region, V—VII.— Arkiv. f. Min. Geol. 1963, B. 3.
- Eckermann H. Contribution to the knowledge of the alkaline dikes of the Alnö Region, IX—X.— Arkiv. f. Min. Geol. 1964, B. 3, H. 5.
- Eckermann H. Contribution to the knowledge of the alkaline dikes of the Alnö Region, XI—XII.— Arkiv. f. Min. Geol., 1965, B. 3, H. 6.
- Eckermann H. A comparison of Swedish, African and Russian kimberlites. In: Wyllie, P. J. en «Ultramafic and related rocks», New York, 1967.
- Garson M. S. The Tundulu Carbonate Ring Complex in Southern Nyasaland.— Nyasaland Geol. Surv., 1962, Mem. 2.
- Gast P. W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types.— Geoch. et cosmochim. acta, 1968, v. 32.
- Green D. H., Ringwood A. E. The genesis of basaltic magmas.— Contr. Mineral. Petrol., 1967, v. 15.
- Green H. W. CO<sub>2</sub>-charged asthenosphere Nature, Phys. sci., 1972, v. 238, N 79.
- Gurney J. J., Berg G. W., Ahrens L. H. Observation on caesium enrichement and the potassium (rubidium) caesium relationship in eclogites from Roberts Victor Mine South Africa.— Nature, 1966, v. 240.

- Harris P. G., Middlemost E. A. K.* The evolution of kimberlites.— *Lithos*, 1970, v. 3, N 1.
- Janse A. I. A.* Kimberlites and related rocks of the Nama Plateau, South-West Africa. Ph. D. thesis, University of Leeds, 1964.
- Johannsen A.* A descriptive petrography of the igneous rocks 1—4, Chicago, 1938.
- Kranck E. H.* On turjaite and the ijolite stem of Turja, Kola.— *Fennia*, 1928, v. 51, N 5.
- Kresten P.* Uranian in Kimberlites and rocks, with the special reference to Lesoto occurrences.— *Lithos*, 1974, v. 7, N 3.
- Larsson W.* Zur Kenntnis der alkalinen ultrabasischen Gesteine des Kalixgebiets, nord-Schweden.— *Svevrig. Geol., Undersök., Ser. C.* 1943, N 456.
- Machado F. J. de S.* The volcanic belt of Angola and its carbonatites.— *Comm. Tech. Coop. Africa South of the Sahara, Regional Commun. Geol. Pub.* 44, Leopoldville, 1958.
- Mac Gregor J. D.* Mafic and ultramafic inclusions as indicators of the depth of origin of basaltic magmas.— *Journ. of Geophysical Research.*, 1968, v. 73, N 12.
- Mc Gall G. I. H.* A reconsideration of certain aspects of the Rangwa and Ruri carbonatite complexes in Western Kenya.— *Geol. Mag. (Great Britain)*, 1963, v. 100.
- Metals D., Chayes F.* Classification of lamprophyres and possible petrographic application of multigroup discriminant function analysis. In «Ann. rept Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., 1963—1964». Washington, 1966.
- Mitchell R. H.* Kimberlite and related rocks — a critical reappraisal.— *J. Geol.* 1970, v. 78, N 6.
- Neuhaus A.* (1968). Über Phasen- und Materialzuständen in den tieferen und tiefsten Erdzonen.— *Geol. Rundschau*, B. 57, H. 3.
- Mitchell-Thome R. C.* Geology of the South Atlantic Islands. Berlin — Stuttgart, 1970.
- Philpots A. R.* The Monteregion Province.— In Book «The Alkaline Rocks». 1974.
- Platt R. G., Edgar A. D.* The System nepheline-diopside sanidine and its significance to the genesis of melilite- and olivine-bearing alkaline rocks.— *J. Geol.*, 1972, v. 80.
- Rittmann A.* Stable mineral assemblages of igneous rocks. Springer-Verlag Berlin — Heidelberg — New York, v. XIV, 1973.
- Saether E.* The alkaline rock province of the Fen area in southern Norway.— *Det. Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Skr.* 1957, N 1.
- Saggerson E. P.* Geology of the Kisumu District.— *Geol. Serv. of Kenya, Report* 1952, N 21.
- Smith H. J.* Lamprophyre probleme.— *Geol. Mag.* 1946, v. 86, N 4.
- Verwoerd W. J.* The carbonatites of South Africa and South West Africa.— *S. Afr. Geol. Serv., Hand.*, 1967, v. 8, N 6.
- Wegmann E.* Transformations metasomatites et analyse tectonique.— *Reports Int. Geol. Conar*, London, 1950.
- Williams A. F.* The genesis of the diamond, 1932, v. 1.
- Wyllie P. J.* Experimental data bearing on petrogenetic Connections of Kimberlite and Carbonatite. Intern. Miner. Assoc., Kimberlite — Carbonatite Symposium, New Delhi, India, 1964.
- Wyllie P. J.*, ed. Ultramafic and related rocks. New York, 1967.
- Yoder H. S. Jr.* Melilite stability and paragenesis.— *Fortschr. Mineral.*, 1973, v. 50.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Глава первая	
Дайки щелочно-ультраосновных пород . . . . .	5
Общая геологическая характеристика . . . . .	5
Петрография . . . . .	24
Петрохимия . . . . .	50
Редкие элементы в дайках . . . . .	81
Глава вторая	
Кимберлиты и пикритовые порфириды . . . . .	100
Закономерности размещения . . . . .	102
Сравнительная минералого-петрографическая характеристика . . . . .	110
Петрохимические особенности . . . . .	117
Редкие элементы в кимберлитах и пикритовых порфиридах . . . . .	126
Глава третья	
Общие вопросы петрологии даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов . . . . .	183
Глава четвертая	
Вопросы номенклатуры и классификации даек щелочно-ультраосновных пород . . . . .	217
Заключение . . . . .	234
Литература . . . . .	237

*Лев Сергеевич Бородин,  
Александр Владимирович Лапин,  
Ирина Константиновна Пятенко*

## ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ДАЕК ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД И КИМБЕРЛИТОВ

Утверждено к печати

Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов

Редактор издательства *Т. Б. Гришина*

Художник *А. Н. Жданов*. Художественный редактор *С. А. Литвак*

Технический редактор *А. М. Сатарова*

Сдано в набор 9/1 1976 г. Подписано к печати 2/VI 1976 г. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.

Бумага № 2. Усл. печ. л. 15,5. Уч.-изд. л. 16,8. Тираж 900. Т-10835. Тип. зак. 139.

Цена 1 р. 56 к.

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 p. 56 к.

1790