

Ф.В. КАМИНСКИЙ

**АЛМАЗОНОСНОСТЬ  
НЕКИМБЕРЛИТОВЫХ  
ИЗВЕРЖЕННЫХ  
ПОРОД**

**Ф.В. КАМИНСКИЙ**

# **АЛМАЗОНОСНОСТЬ НЕКИМБЕРЛИТОВЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД**

4835



МОСКВА „НЕДРА” 1984



Каминский Ф.В. Алмазонасность некимберлитовых изверженных пород. М., Недра, 1984, 173 с., ил.

Впервые сведены и систематизированы все данные по находкам алмазов в базальтоидных и ультраосновных породах некимберлитового состава. Детально охарактеризованы петрографические и минералогические особенности этих пород, приведены результаты исследования алмазов из них и из россыпей с неустановленными первоисточниками. Показано, что наличие алмазов в ультраосновных и базальтоидных породах связано с высокими давлениями при образовании исходных магм.

Для петрографов и минералогов, специалистов в области глубинной петрологии и геологов, занимающихся поисками и изучением алмазных месторождений.

Табл. 44, ил. 39, список лит. — 50 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук *Л.К. Пожарицкая (ВИМС)*

К 1904020000 — 468  
043 (01) — 84

Свод. пл. подписных изд.  
1984 г.

© Издательство "Недра",  
1984

Алмаз является одним из древнейших полезных ископаемых, сведения о добыче которого имеются уже у античных авторов. Однако лишь немногим более ста лет назад были открыты коренные источники алмаза — кимберлиты, известные сейчас на всех древних платформах. Кроме того, имеются алмазоносные россыпи в орогенных зонах, источниками которых кимберлиты быть не могут. Более того, время от времени среди научных публикаций появляются сообщения о находках алмазов в различных типах некимберлитовых изверженных пород. Не все из этих сообщений обладают должной степенью достоверности, однако в ряде случаев они представляются вполне правдоподобными, равно как и связь некоторых россыпных алмазов с некимберлитовыми породами, в первую очередь ультраосновного состава.

Выяснение вопроса о реальности некимберлитовых первоисточников алмаза имеет важное научное и практическое значение. Как известно, и в кимберлитах, и при искусственном синтезе алмазы образуются в условиях чрезвычайно высоких давлений, соответствующих глубинам 150—200 км и более. Следовательно, наличие алмазов в иных породах можно рассматривать либо как указание на образование таких пород в столь же глубинных условиях, что и кимберлиты, либо на возможность низкобарического ("метастабильного") генезиса алмаза по неизвестному еще механизму. В последнем случае следовало бы пересмотреть основные принципы образования и прогнозирования алмазных месторождений. Даже сам факт наличия алмазов в некимберлитовых породах позволил бы значительно расширить область их поисков.

Решение вопроса осложнялось тем, что до последнего времени не было практически ни одной находки алмаза в некимберлитовых породах *in situ*; ни в одном музее мира нет образцов некимберлитовой породы с алмазом. Правда, из-за крайне редкой встречаемости алмазов даже в наиболее богатых кимберлитовых трубках находка образца кимберлита с алмазом — явление довольно редкое. Однако в последнее время развитие техники обоганительных работ позволяет извлекать даже из небольших по объему проб очень мелкие алмазы. Эти возможности были положены в основу наших исследований, и наличие воспроизводимых находок алмазов при полностью стерильных условиях обработки проб позволило нам приступить к решению главной задачи — оценке принципиальной возможности наличия алмазов в некимберлитовых изверженных породах.

Проведенные исследования дали положительный ответ на поставленную задачу: в ряде пород ультраосновного, базальтоидного и щелочно-базальтоидного состава были сделаны воспроизводимые находки алмазов. В некоторых случаях алмазы были найдены непосредственно в породах. Это позволило считать, что мы имеем дело с опре-

деленным природным явлением, и потребовало решения генетической задачи: каковы условия образования алмазов в некимберлитовых изверженных породах. Для решения этой задачи были проведены детальные петрографо-минералогические исследования пород с широким использованием парагенетического анализа и сравнения с условиями алмазообразования в кимберлитах.

Установлено, что алмазы в некимберлитовых породах образуются благодаря реализации тех же главных условий, что и в кимберлитах, в первую очередь высоких статических давлений. Механизм образования и источники алмазов тоже оказались аналогичны кимберлитовым. Таким образом, мы приходим к выводу о единых закономерностях алмазообразования, общих для всех изверженных пород. В то же время алмазы, известные ныне в породах ударно-метаморфического происхождения, обладают принципиально иным генезисом.

В различных видах работ по проблеме алмазоносности некимберлитовых изверженных пород вместе с автором принимали участие сотрудники ЦНИГРИ (В.И. Ваганов, Л.Д. Лаврова, З.А. Петракова, Л.А. Ткаченко, К.А. Шепелева) и других организаций — С.Б. Абовян, Р.Г. Геворкян, Ю.С. Геншафт, Ф.Ш. Кутыев, С.А. Паланджян, В.К. Соболев, А.А. Храпов, С.А. Щека и др. Многочисленные анализы были выполнены под руководством Э.М. Галимова (изотопный состав углерода алмазов), Ю.А. Ключева и Ю.А. Полканова (физические свойства алмазов), М.И. Самойловича (электронная микроскопия); Г.А. Гуркиной (рентгеноструктурный анализ), С.М. Сандомирской (микронзондовый анализ), А.П. Плешакова (растровая микроскопия). В данной книге использованы, помимо материалов автора, результаты совместных работ с этими исследователями, частично отраженные в ранее опубликованных статьях. Сведения о патентных данных по синтезу алмазов в метастабильной области почерпнуты из сводки В.В. Дигонского. На различных стадиях исследований автору большую помощь оказали своими советами и критическими замечаниями В.С. Соболев, Н.А. Шило, А.А. Маракушев, Н.В. Соболев, А.Т. Асланян, А.П. Бобриевич, П.Ф. Иванкин, В.В. Ковальский, Б.Г. Лутц, В.А. Милашев, Ю.Л. Орлов, Л.Л. Перчук, А.Д. Харьков. Всем перечисленным исследователям автор выражает глубокую признательность и благодарность.

С древнейших времен до второй половины XIX в. алмазы добывались только из россыпей Индии, Борнео (Калимантан), позднее — Бразилии. Лишь в 1867—1871 гг. в Южной Африке были открыты первые коренные месторождения алмазов — кимберлитовые трубки Дютюйтспен, Блумфонтейн, Де-Бирс, Кимберлей и др. Но даже в результате этого открытия геологам не сразу стало ясно, какие именно горные породы являются первоисточниками алмазов. Поэтому даже такие видные ученые, как М. Шапэ (Индия) и Г. Корсторфайн (Южная Африка), предполагали происхождение алмазов из пегматитов. Мнение петрографа Г. Корсторфайна казалось настолько убедительным, что к нему присоединился известный исследователь африканских алмазов Г. Меренский. Гипотеза о пегматитовом генезисе была так распространена, что после находки в конце прошлого века алмазов на Кольском полуострове русскими геологами были начаты в этом районе поиски "алмазоносных пегматитов". Позднее "пегматитовая" гипотеза генезиса алмазов была убедительно опровергнута наблюдениями геологов, работавших в Индии, столетней практикой поисковых и алмазодобывающих работ в Южной Африке, а в последние десятилетия — в Якутии. В настоящее время эта гипотеза представляет лишь исторический интерес.

Однако наряду с поисками и разработкой кимберлитов периодически появлялись данные о находках алмазов не только в этих, но и в других горных породах: в перидотитах, базальтах, эцлогитах [36]. В определенной степени это нашло отражение в обобщающих трудах советских геологов (В.И. Вернадского, В.Н. Лодочникова, В.С. Соболева).

### § 1. Находки алмазов в ультрамафитах

*Канада.* В 1911 г. опубликованы данные о наличии алмазов в перидотитовом массиве р. Туламин в юго-западной части Британской Колумбии (Канада), на восточном склоне Каскадных гор [37]. Здесь при химическом разложении проб хромита, образующего (с примесью платины) крупные скопления в перидотитах, вместе с единичными знаками золота и платины найдены мелкие (до 0,3 мм) бесцветные кристаллы. Они имели вид плоскогранных октаэдров, реже — комбинаций куба и октаэдра, обладавших такими специфическими свойствами алмаза, как изотропность и твердость больше корунда. О. Хигманом проведено рентгеноструктурное исследование кристаллов, показавшее, что они являются алмазами [45]. Диагностика этих кристаллов в качестве алмазов подтверждена известным американским минералогом Г. Кунцем.

В то же время в другом районе Британской Колумбии, в районе р. Бонапарт (область Йейл) были обнаружены аналогичные мелкие

кристаллы в ассоциации с хромпикотитом, также диагностированные Р. Джонстоном и Г. Кунцем как алмазы. Аналогичные находки сделаны и в перидотитовом массиве горы Рем, в 35 км к северу от Паркюпайн, Онтарио [45]. Эти данные привели В.Д. Миллера к выводу, что находки алмазов в россыпях к югу от шт. Онтарио связаны с перидотитами горы Рем и попали в россыпи в результате перемыва ледниковых отложений [41].

Еще в одной области Канады — Мегантик в известных асбестовых месторождениях Блэк-Лейк алмазы обнаружены среди хромитовой залежи [43]. Они имели хорошие кристаллографические очертания и размеры не более нескольких сотых миллиметра. Интересно отметить, что в этом же районе мелкие алмазы были найдены раньше Дж. Дрессером.

В этих сведениях о находках алмазов в перидотитах Канады много сомнительного. Настораживают попадание кристаллов в магнитную фракцию, их довольно высокие концентрации в пробах, данные о наличии в них многочисленных жидких и газообразных включений, из-за чего некоторые кристаллы после извлечения в течение недели распадались в воздухе.

Ревизионное опробование, проведенное в районах находок в 40-х годах, не подтвердило их наличие, и поэтому А. Ланг [46] пришел к выводу, что принимавшиеся за алмаз кристаллы являлись периклазом, образовавшимся при термической обработке проб. Следует согласиться с В.С. Соболевым [32] в том, что все эти находки малодостоверны. Тем не менее, вопрос нельзя считать исчерпанным. Некоторые кристаллы могли действительно быть алмазами, и в этом отношении достаточно убедительно мнение профессора Г. Кунца, который в начале XX в. консультировал ряд ювелирных фирм.

*О-в Калимантан (Борнео).* В западной части о-ва Калимантан алмазы в россыпях известны с VI—X в. в. С конца XVII в. они начали добываться также в юго-восточной части острова; в XVIII в. добыча алмазов достигала 50 тыс. кар в год. В этих россыпях алмазы ассоциируют с корундом, рутилом, брукитом, кварцем, золотом, платиной, пиритом. Большая часть россыпей приурочена к долинам рек, которые размывают ультраосновные породы хр. Бобарис, окаймляя его с севера и востока.

В связи с этим в 30-х годах были начаты поиски алмазов в ультрамафитах, которые привели к открытию в 1933 г. их коренных источников — "брекчии Памали" в бассейне одноименной реки (к юго-востоку от г. Мартакура). "Брекчия Памали" слагает трубообразное тело овальной формы размером 150x300 м, окруженное с севера и с запада серпентинизированными перидотитами, а с юго-востока — диоритовыми порфиритами. Плоскости контактов брекчии с ними почти вертикальны. Тело самих брекчий разбито взбросами, а в восточной части они пересечены жилой диорит-порфирита.

Петрографо-минералогическое описание "брекчии Памали" в литературе отсутствует. В 1978 г. этот район посетил проф. Г.О. Мейер

(университет Пердью, США). Согласно его устному сообщению в "брекчии Памали" отсутствуют типоморфные минералы кимберлитов: пироп, пикроильменит, а также флогопит. При этом до сих пор в прилегающих районах продолжается добыча алмазов старателями.

"Брекчия Памали" является текстурной разновидностью полностью серпентинизированного перидотита. Ее химический состав по пробе, отобранной с глубины 26 м, не отличаясь в целом от обычных перидотитов, характеризуется несколько повышенной глиноземистостью (вес. %):  $\text{SiO}_2$  38,30;  $\text{TiO}_2$  0,17;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  6,09;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0,13;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  6,01;  $\text{FeO}$  4,47;  $\text{NiO}$  0,56;  $\text{MnO}$  0,09;  $\text{MgO}$  22,56;  $\text{CaO}$  10,83;  $\text{Na}_2\text{O}$  0,25;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,04;  $\text{H}_2\text{O}^+$  8,85;  $\text{H}_2\text{O}^-$  1,42;  $\text{CO}_2$  0,28; S 0,14; сумма 100,19.

Опробование брекчий, проведенное с применением горных и буровых работ, показало, что в них имеются алмазы, но содержания их весьма малы (меньше 0,01 кар/т). Самый крупный алмаз, извлеченный из брекчий, весил 0,1 кар. Поэтому разработка брекчий не производилась.

В пределах хр. Бобарис известно еще шесть выходов аналогичных брекчий: по р. Риамтерджанг (приток р. Хоерен), по р. Ахим (недалеко от слияния ее с р. Памали), два — в бассейне р. Табути, и еще два — по р. Апуи. Алмазы в них не обнаружены, но в долине р. Риамтерджанг близ выхода брекчий они известны в аллювии. В перидотитах хр. Мератус известен выход брекчий на р. Джава, но оценка их алмазности не производилась.

Имеются также указания на связь алмазов с ультрамафитами в Тасмании. В северо-западной части острова с 1894 г. известны находки алмазов в россыпях, прилегающих к крупному массиву серпентинитов Болд-Хилл. Из этой же россыпи добываются золото и осмистый ирдий. По мнению В.С. Соболева [32], геологическая ситуация здесь такова, что связь алмазов с ультрабазитами следует считать весьма обоснованной.

Аналогичные находки алмазов в аллювии рек, размывающих серпентинизированные перидотиты, были сделаны в Испании, в районе Сьерра-де-Агуас (Малага). Алмазы невелики по размерам (0,5—1 мм), однако в некоторых пробах их количество достигало более 50 кристаллов на 50 л породы [49].

На Аляске алмазы, связанные с ультрамафитами, известны в районе зал. Гудньюс, к югу от бассейна р. Юкон [47]. Они приурочены к аллювиальным россыпям платиноидов, источниками которых являются два небольших (5 и 20 км<sup>2</sup>) ультраосновных массива. В россыпях, разрабатываемых с 30-х годов, платиноиды характеризуются повышенным содержанием осмия (2—3 %) и примесью золота (до 5 %). В ассоциации с ними находятся энстатит, хромит, рутил, шпинель, сфен, турмалин, топаз, голубой корунд.

Саяны. В 1935—1936 гг. аксессуарные алмазы были найдены в Оспинско-Китойском ультрамафитовом массиве Восточных Саян [35]. Они были обнаружены при опробовании жил углеродистых брекчированных перидотитов, внедренных в гарцбургиты и серпен-

тиниты. В результате химического разложения проб было выявлено около 50 осколков кристаллов размером 0,1—0,9 мм, характеризующихся такими особенностями, как плотность больше 3,15; инертность по отношению к кислотам; оптическая изотропия или слабо выраженная анизотропия; показатель преломления 2,23—2,39; твердость 10 (тверже карборунда); сгорание без остатка в струе кислорода при температуре 700—800 °С и др. У осколков наблюдались реликты октаэдрических граней, а в одном случае отмечен небольшой осколок с вершиной октаэдра. Зерна прозрачные или слабо окрашенные в зеленоватый цвет. В катодных лучах они люминесцировали в голубоватых тонах.

Несмотря на такие, казалось бы, убедительные диагностические признаки алмазов, позднее появились сомнения в достоверности этой находки. В 1951 г. А.С. Иванов провел ревизионное опробование перидотитов Оспинско-Китойского массива на алмазы, которое дало отрицательные результаты. На основании этих данных Н.П. Михайлов и Е.Д. Полякова [18] заключили, что найденные в 30-х годах кристаллы были не алмазами, а карбидами, получившимися в процессе плавления проб при их предварительной обработке.

Заключение Н.П. Михайлова и Е.Д. Поляковой представляется недостаточно обоснованным. Карбиды, выделенные из проб 1951 г., резко отличаются по своим свойствам от кристаллов 30-х годов. Наряду с бесцветными зернами имеются густо окрашенные в голубые и зеленые тона; показатель их преломления — 2,55; в катодных лучах они не люминесцируют. Между тем кристаллы 30-х годов обладали столь специфическими свойствами алмазов, что диагностика их не вызывает сомнений. Оптическая изотропия и твердость 10 свойственны только алмазу; при этом твердость определялась не только по корундовой, но и карборундовой (муассанитовой; твердость 9,5) пластинке. К сожалению, алмазы и дубликаты проб, хранившиеся во ВСЕГЕИ, во время войны были утеряны, однако устное сообщение М.Н. Годлевского, принимавшего участие в минералогических исследованиях, не оставляет у автора сомнений в том, что в Оспинско-Китойском массиве были найдены алмазы.

*Урал.* Как известно, несмотря на многолетнюю добычу алмазов на Урале, коренные первоисточники их до сих пор неизвестны. Между тем еще 20-х годах Н.К. Высоцким отмечалось, что в платиноносных россыпях, генетически связанных с дунитами, известны аксессуарные алмазы.

Спустя два десятилетия, в 40-х годах, в пробах, отобранных геологом Н.М. Успенским из ультрамафитов Каменушинского массива, минералогом П.Г. Гусевой обнаружены четыре октаэдрических зерна алмаза размером 0,02—0,05 мм. Диагностика этих минералов подтверждена М.Н. Годлевским и А.А. Кухаренко. Детальное исследование уральских алмазов, их морфологических особенностей и геологических закономерностей размещения привели А.А. Кухаренко к выводу, что кимберлиты являются источниками алмазов только

на древних платформах; а на Урале образование алмазов связано с ультрабазитами.

Заключение о происхождении уральских алмазов из ультраосновных пород подтверждается данными последних лет. Три зерна алмаза размером 0,1—0,25 мм были найдены Р.К. Остроумовым в карбонатизированных пикритах на западном склоне Урала. Там же аксессуарные алмазы были обнаружены также в 1972—1976 гг. в карбонатизированных пикритах, эксплозивных брекчиях и брекчированных лимбургитах [23]. Пикриты слагают четыре дайки. Они обнаружены в 1965—1966 гг. А.М. Зильберманом и характеризуются повышенной щелочностью с преобладанием калия над натрием (сумма  $K_2O + Na_2O = 1 - 2\%$ ). В них найден уплощенный октаэдр размером 0,36x0,25 мм и несколько обломков алмаза длиной 0,15x0,35 мм; на некоторых сохранились небольшие участки округленных граней додекаэдроида. Алмазам в пикритах сопутствуют апатит, циркон, муассанит и гранат пироп-альмандинового состава с показателем преломления 1,754—1,778.

Такие данные по различным регионам позволили В.С. Соболеву [33] прийти к заключению, что "коренной источник многих месторождений алмазов, в том числе и алмазов Урала, продолжает оставаться загадочным, но наиболее правдоподобной рабочей гипотезой остается предположение о их связи с гипербазитами. Вероятно, в результате сравнительно медленного поднятия магмы и кристаллизации массивов на значительной глубине большая часть алмазов здесь успела полностью разрушиться и остались редкие единичные кристаллы в таком количестве, что их невозможно обнаружить непосредственно обогащением ультраосновных пород. Однако исследования в этом направлении следует продолжать . . .". Продолжение таких исследований в нашей стране в последние годы привело к находкам аксессуарных алмазов в ультрамафитах *Малого Кавказа* [4, 10, 22] и *Дальнего Востока* [27, 28]. Недавно В.В. Слодкевич [31] получил интересные данные о возможной алмазоносности ультрамафитов массива Бени-Бушера в *Марокко*. Здесь в горизонте гранатовых клинопироксенитов обнаружены остроереберные плоскогранные октаэдры размером 0,5—7 мм, сложенные поликристаллическими агрегатами графита с включениями диопсида и граната. Октаэдры обладают морфологическими признаками кристаллов алмаза и, по заключению В.В. Слодкевича, являются параморфозами по алмазам, которые графитизировались в условиях высокотемпературного падения давления.

## § 2. Находки алмазов в базальтоидах

*Австралия*. Первые данные о возможном наличии алмазов в основных эффузивах были получены в 1904 г. Т. Дэвид [38] опубликовал сообщение о находке одного кристалла алмаза в 6-метровой дайке роговообманкового диабаз, прорывающего каменноугольные

граниты в районе Инверелла в шт. Новый Южный Уэльс. Еще три алмаза были найдены в тех же диабазовых отвалах пройденной здесь штольни. Химические составы этих пород соответствуют составу обычного диабазов (50,43 %  $\text{SiO}_2$ ; 6,67 %  $\text{MgO}$ ; 3,70 % щелочей), но при этом в протолочной пробе диабазов наряду с другими минералами был обнаружен гранат. Несколько позже было сообщено о находке в той же местности алмазов в дайке долерита [50].

Однако обстановка находок этих алмазов позволяет присоединиться к мнению В.С. Соболева о том, что они "по меньшей мере не доказаны" [32]. Дело в том, что штольня, пересекающая "алмазоносные диабазы", вскрывала алмазоносную аллювиальную россыпь, перекрывающую изверженные породы. Возможность заражения алмазами коренных пород была вполне реальной. Вероятно, поэтому дальнейшие поиски коренных алмазов, предпринятые здесь другими геологами, не дали положительных результатов.

Недавно на заседании Третьей международной кимберлитовой конференции в Клермон-Ферране (Франция, сентябрь 1982 г.) австралийские геологи А.Л. Жак, Г.П. Грегори, Дж.Д. Льюис и Дж. Фергюсон сделали интересное сообщение об открытии в районе Нунканбах (Западная Австралия) алмазоносных "лейцитовых лампроитов". Эти породы имеют порфировую структуру, в которой вкрапленники представлены флогопитом, оливином и (или) лейцитом в основной массе, состоящей из лейцита, флогопита, диопсида, рихтерита и др. Благодаря такому минеральному составу "лейцитовые лампроиты" сильно обогащены  $\text{K}_2\text{O}$  (до 12 %),  $\text{Ti}$  (3—8 %) и имеют широкие вариации содержания  $\text{MgO}$  (3—15 %) и  $\text{SiO}_2$  (45—60 %). Они тесно пространственно и, вероятно, генетически ассоциируют с кимберлитами весьма необычного состава, содержащими очень мало пирропа и пикроильменита и имеющими в составе основной массы амфибол, но, несмотря на это, также алмазоносными.

*Южная Африка.* В начале XX в. гипотеза о происхождении алмазов из базальтоидов была довольно распространена в Южной Африке, где она поддерживалась, например, такими геологами, как Г. Фойт и Г. Меренский. В 1970 г. (почти одновременно с австралийскими материалами) Г. Харджер [44] сообщил о находке алмазов в миндалекаменных порфиридах. В районе Беркли-Вест Г. Харджер купил у старателей несколько галек миндалекаменных порфиритов, в двух из которых оказалось по алмазу массой по 0,5 кар. Гальки этих пород, по всей видимости, были вымыты из распространенных здесь тиллитов серии Двайка; по петрографическим особенностям они идентичны измененным миндалекаменным диабазам серии Вентерсдорп. Однако дальнейшие исследования привели к предположению, что алмазы были вдавлены в пустоты галек уже в россыпях.

В 1967 г. Д. Даусон сообщил об открытии "алмазоносных лампроитов" в районе Сегуэла в Гане.

*Индонезия.* Петрограф В. Гизолф, изучая в 1923 г. коллекцию лав главы вулканологической службы Индонезии Г. Кеммерлинга, в одном из шлифов (!) диагностировал аксессуарные алмазы. Алмазо-

носной оказалась бомба из вулкана Гунунг-Руанг в Сангирском архипелаге, находящемся к северу от о-ва Сулавеси (Целебес). Она была сложена базальтом: вкрапленники оливина, окруженного каймой сильно плеохроирующего гиперстена, бутылочно-зеленого клинопироксена и обогащенного анортитом плагиоклаза погружены в основную массу, состоящую из плагиоклаза и магнетита.

В. Гизолф обратил внимание на то, что изготовление шлифов из этой породы было необычно трудным, при этом из нее выкрашивались какие-то зерна. В шлифе он обнаружил мельчайшие октаэдры, иногда осколки (0,015 мм) акцессорного изотропного минерала, имеющего очень высокий показатель преломления. Извлеченные из шлифа, эти зерна царапали корунд. По комплексу признаков В. Гизолф заключил, что этот минерал — алмаз. В дальнейшем ни подтверждений, ни опровержений этой находки не поступало.

В Советском Союзе акцессорные алмазы найдены в базальтоидах Камчатки [17]. Эти находки подтверждены более поздними исследованиями [16]. Кроме того, в результате наших исследований акцессорные алмазы обнаружены в щелочных вулканитах некоторых других районов.

### § 3. Теоретическое состояние проблемы

Как видно из приведенного выше обзора, имеется значительное количество находок акцессорных алмазов в некимберлитовых ультраосновных, основных и щелочных породах. Если учесть, что почти все они (за исключением находок последних лет) были сделаны случайно, то можно констатировать, что мы имеем дело с определенным природным явлением, ранее почти не учитывавшимся. Следует признать, что утвердившиеся взгляды о том, что алмазонасными породами могут быть только кимберлиты, требуют корректировки.

Правда, определенную часть находок алмазов конца XIX — начала XX вв. нельзя считать полностью достоверной. Отсутствовавшие в то время точные методы диагностики алмазов и невозпроизведенность их находок позволили усомниться в реальности некоторых из них. Однако большая часть находок несомненна.

В течение последнего десятилетия проведены исследования алмазонасности ультраосновных, основных и щелочных пород с применением новой методики обогащения геологоразведочных проб. В результате выявлен еще ряд алмазопроявлений в некимберлитовых породах. Все найденные алмазы диагностированы рентгеноструктурным методом, большая часть находок оказалась воспроизводимой. В итоге природное явление алмазонасности некимберлитовых пород мы считаем достоверным фактом.

Обобщение закономерностей и теория данного природного явления в настоящее время отсутствуют, и настоящая работа является первой попыткой в этой области. В некоторых публикациях, посвященных описанию новых находок алмазов, приводятся соображения авторов о возможных причинах алмазообразования в некимберлито-

вых породах. Так, А.С. Павленко и др. [10] высказали предположение, что образование алмазов в ультрамафитах является следствием локальных стрессовых напряжений на этапе замыкания офиолитовых трогов в гипабиссальных условиях. А.Т. Вегуни и др. [2] указывают, что локальное образование алмазов могло иметь место в глубинных условиях, а затем происходило перемещение ультрамафитовых тел из метаморфического фундамента в более молодые толщи геосинклинальной структуры. Ф.Ш. Кутыев и Г.В. Кутыева [17] пришли к заключению, что наиболее вероятным является образование алмазов на глубине при генерации базальтоидных расплавов в условиях одностороннего давления, возможно, в пределах сейсмофокальных плоскостей.

Исследование вопроса алмазообразования в ультрамафитах показало, что для образования алмазов в этих породах, как и в кимберлитах, необходимы высокие статическое давление и температура, наличие свободного углерода, восстановительные условия и быстрый вывод образовавшихся алмазов к поверхности [14]. Проведенные расчеты позволили установить, что для целого ряда массивов ультраосновных пород эти условия реализуются [13].

Для щелочных вулканитов применимы в целом те же критерии. Анализ условий образования этих вулканитов показал, что их исходные магмы зарождались в условиях больших глубин и соответственно высоких давлений.

Наряду с проведенными исследованиями значительная часть вопросов проблемы алмазоносности щелочно-базальтоидных и ультраосновных пород требует разрешения. Так, не до конца ясны возможность образования алмазов при низких термодинамических параметрах, практическая значимость различных типов некимберлитовых источников алмазов и другие вопросы.

## ГЛАВА II. РОССЫПИ С НЕУСТАНОВЛЕННЫМИ ПЕРВОИСТОЧНИКАМИ АЛМАЗОВ

### § 1. Общая характеристика россыпей

Алмазоносные россыпи с неустановленными первоисточниками и отдельные проявления алмазов развиты во многих орогенных зонах герцинского и альпийского возраста. В Северной и Южной Америке они прослеживаются вдоль Тихоокеанского побережья почти на всем протяжении системы Анд — Кордильер; находки алмазов известны в альпийском Средиземноморском поясе, широко распространены в Индонезии (о-ва Суматра, Ява, Калимантан) и Таиланде, в Юго-Восточной Австралии и в некоторых других районах. На этих площадях и в областях питания россыпей геотектоническая обстановка исключает возможность наличия кимберлитов. В алмазоносных россыпях отсутствуют такие типоморфные минералы ким-

берлитов, как пироп, пикроильменит, хромдиопсид. Обычными спутниками алмазов в россыпях орогенных зон являются альмандин, шпинелиды, диопсид, оливин, минералы группы платины (особенно характерен осмистый иридий), акцессорное золото, рутил, флоренсит (или горсейксит), циркон и др.

Алмазы (в отличие от алмазов из промышленно важных кимберлитовых трубок) в подавляющем большинстве (до 90 % и более) представлены округлыми додекаэдроидами. Их внешний облик настолько типичен, что для них после работ А.А. Кухаренко стал общепринят термин "уральский тип" алмазов. Значительная часть этих алмазов имеет следы износа. Имеются находки балласов, нехарактерных для кимберлитов, и карбонадо, полностью отсутствующих в кимберлитовых породах. Многие монокристаллы алмаза имеют пятна пигментации, причем не только зеленого цвета, которые иногда встречаются на кристаллах из кимберлитов, но и бурого цвета, ни разу не отмеченные на кимберлитовых алмазах.

Своеобразна ассоциация минералов-включений в уральских алмазах. По данным Н.В. Соболева, почти 90 % включений гранатов являются не хромсодержащими пиропами, а оранжевыми пиропальмандинами и относятся к эклогитовому парагенезису. Здесь же впервые были обнаружены типичные омфациты в алмазах. По этому признаку уральские алмазы резко отличаются от алмазов из кимберлитов Якутии, в которых минералы эклогитовой ассоциации составляют лишь 0,3—0,6 % включений. Исключение составляют южноафриканские трубки Премьер и Орапа, в которых доля эклогитовых минералов-включений в алмазах составляет более 45 % и более 90 % соответственно.

Специфичен также состав минералов — спутников уральских алмазов, среди которых М.Т. Орловой выделяются генетические и аллювиальные. К генетическим спутникам алмаза относятся гранаты, хромшпинель, диопсид, оливин, а также проблематично платина, рутил, флоренсит и муассанит.

Среди гранатов, встречающихся во всех алмазоносных россыпях Урала, преобладают оранжево-розовые альмандин-пиропы. Эти гранаты составляют более 98 % всех уральских гранатов; в качестве единичных зерен встречаются более магнезиальные разновидности. Так, в аллювии р. Илья-Вож М.Т. Орловой в 1960 г. было встречено остроугольное зерно розового граната, по физическим свойствам соответствующее пиропу. М.А. Гневушев и К.П. Капралова отмечали находку зеленого хромистого пироба. Несколько зерен пиропов с примесью хромового компонента 3,9—16,3 % были найдены И.А. Малаховым в породах рассольненской и такатинской свит девона на западном склоне Северного Урала. Однако такие зерна единичны; магнезиальные и хромистые гранаты в аллювии рек Урала, как и во включениях в алмазах, составляют значительное меньшинство. Этим уральские гранаты четко отличаются от гранатов из сибирских и африканских кимберлитов.

Хромшпинели в уральских россыпях приурочены обычно к райо-

нам распространения ультрамафитов. Среди них по составу выделяются хромиты, алюмохромиты, хромпикотиты. При этом в бассейне р. Вишеры и в районе Усть-Койвы встречаются окатанные зерна шпинели, отличающиеся по составу от шпинелей известных здесь ультраосновных массивов. В целом эти шпинели отличаются от шпинелей из кимберлитов Якутии повышенными глиноземистостью и железистостью при невысоком содержании  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (20–35 %).

Диопсид и оливин в уральских россыпях распространены значительно менее широко, чем гранаты и шпинели.

Недавно А.И. Кукушкиным и Е.И. Шаманиной в сростках с уральскими алмазами были обнаружены зерна ильменита с повышенным содержанием  $\text{TiO}_2$  (55–57,8 %) и низкой железистостью (0–2,8 %  $\text{FeO}$ ). Однако такие ильмениты в россыпях пока не найдены.

Ю.В. Шурубор, помимо отмеченных выше минералов — генетических спутников алмаза, на основании положительной количественной корреляции с находками алмазов относит к генетическим спутникам также кианит, ставролит, флоренсит; однако другие исследователи (М.А. Гневушев, К.П. Капралова, М.Т. Орлова) отрицают генетическую связь кианита и ставролита с алмазом. Что же касается флоренсита, то А.А. Кухаренко для бассейна р. Койвы отмечал связь с алмазами другого минерала группы гамлинита — горсейксита. Минералы этой группы в кимберлитах не обнаружены, но обычно они сопутствуют россыпям докембрийских алмазов, в которых присутствует карбонадо.

Следует еще упомянуть о красном цирконе, наиболее высокие концентрации которого установлено в красновишерских и койвовижайских россыпях Урала. Такие цирконы в якутских россыпях не известны.

По данным Е.М. Писемской, среди минеральных включений в присаянских алмазах имеются графит, хромит, оливин, рутил, циркон, апатит (?). К сожалению, состав этих минералов-включений в 50-х годах исследовать было невозможно, а сами включения, механически извлеченные из алмазов, были утрачены при диагностике; поэтому состав минералов остался неизвестным.

Среди гранатов подавляющим распространением пользуется альмандин. Наряду с ним отмечено присутствие лиловых и фиолетовых зерен пиропов размером 0,2–1 мм. У пиропов показатель преломления 1,733–1,754, содержание  $\text{MgO}$  22,5–23,5 %;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 6,9 %. У обычных же гранатов содержание  $\text{MgO}$  4–8 %,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  меньше 0,05 %. Ореолы распространения пиропов пространственно не обнаруживают связи с проявлениями алмазов в аллювии. Кроме того, ряд старых находок пиропов, видимо, следует подвергнуть ревизии, так как, по данным Ю.Д. Урумова и др., за пиропы принимались желтовато-оранжевые и красно-бурые гроссуляры с "пироповыми" показателями преломления (1,737–1,767).

Таким образом, алмазы в Присаянье не сопровождаются кимберлитовыми минералами. Отмечавшиеся по р. Тарме "хромдиопсиды",

скорее всего, были зелеными турмалинами с близкими показателями преломления.

В некоторых россыпях орогенных зон встречаются как алмазы плоскогранно-октаэдрического габитуса, характерные для кимберлитов, так и (обычно в весьма небольших количествах) пиропы и хромшпинелиды "кимберлитового типа". Детальное исследование показывает, что в таких случаях происходит пространственное совмещение гетерогенных и разновозрастных алмазоносных минеральных ассоциаций.

Алмазы различной крупности обладают разными признаками. При разделении алмазов на мелкие (меньше 1 мм) и крупные (больше 1 мм) оказывается, что у первых заметно понижена доля округлых додекаэдров (около 50%), а количество октаэдров и комбинационных форм в несколько раз больше, чем среди крупных алмазов. Крупные алмазы значительно более пигментированы, среди мелких кристаллов пигментация наблюдается у единичных зерен.

Безусловно, критерий размерности алмазов ("мелкие" и "крупные") нельзя считать решающим при их классификации. Некоторая часть мелких алмазов является обломками крупных, а некоторые крупные алмазы по своим физическим свойствам весьма близки к мелким. Тем не менее определенная тенденция группирования алмазов несомненна, и она имеет, так показано ниже, генетическое значение. Это выявляется при детальном рассмотрении особенностей минералов — спутников алмаза.

С алмазами в аллювиальных и древних осадочных породах ассоциирует широкий спектр минералов: гранаты, оливин, пироксены, шпинели, ильменит, ставролит, корунд, редкие зерна платины и др. Рассмотрим более детально гранаты и хромиты.

Гранаты составляют значительную часть (до 80–90%) тяжелой фракции шлихов из аллювиальных отложений. Среди них подавляющее большинство зерен (часто все) представлены розовыми кальциево-железистыми разностями ( $f = 85\%$ ), источниками которых являются позднеархейские метаморфические породы. Наряду с ними встречаются редкие знаки гранатов пироп-альмандинового состава (называемые дальше для краткости "пиропами"). Среди них имеются разности с содержаниями  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 7,6% при  $\text{CaO} = 2,9\%$ , что дает при пересчете 17% кноррингитового компонента.

По морфологическим признакам среди пиропов выделяются три разновидности: 1) округлые и округло-овальные, хорошо окатанные зерна и их обломки (более 70%); 2) кристаллы кубического габитуса с выпуклыми гранями и дугообразными ребрами (5,5%) и 3) кристаллы без каких бы то ни было следов механического износа и черепитчатой скульптурой граней (около 25%). В.К. Соболев показал, что кубоиды гранатов образовались в результате реакционного растворения, а черепитчатые скульптуры возникли из-за перераспределения вещества зерен гранатов.

Судя по величинам показателя преломления, все три разновидности пиропов близки между собой по составу. Однако статистичес-

Таблица 1. Характеристика морфологических разновидностей пиропов Урало-Тиманской провинции, по В.К. Соболеву

Параметры	Округлые и кубоиды (283 зерна)	С черепитчатым строе- нием граней (95 зерен)
Размеры, мм		
Пределы колебаний	0,1—2,0	0,3—1,4
Средние $\bar{x}$	0,53	0,65
Дисперсия, $\sigma$	0,16	0,18
Доверительные пределы	0,51—0,55	0,61—0,69
Показатели преломления		
Пределы колебаний	1,734—1,784	1,746—1,778
Средние $\bar{x}$	1,747	1,758
Дисперсия $\sigma$	0,007	0,008
Доверительные пределы	1,746—1,749	1,756—1,760

кая обработка данных позволяет установить различие между ними (табл. 1). Распределение всей совокупности показателей преломления пиропов, согласно критерию Пирсона, не может быть аппроксимировано нормальным законом. Поэтому для дальнейшего анализа вся совокупность была разделена на три выборки, соответствующие морфологическим разновидностям пиропов. Две из них (округлые пиропы и кубоиды) оказались статистически однородными, с совпадением параметров  $\bar{x}$  и  $\sigma$  с точностью до единиц четвертого знака. Сравнение объединенных первых двух разновидностей с третьей, согласно критерию Фишера, отвергает гипотезы о равенстве их средних и дисперсий ( $F_{\text{экср}} = 1,37$ ;  $F_{0,05} = 1,17$ ;  $\chi_{\text{экср}}^2 = 45,6$ ;  $\chi_{0,05}^2 = 1,56$ ).

Заметные различия разновидностей пироба проявляются помимо показателей преломления также в их окраске: округлые пиропы и кубоиды — оранжево-лиловые до темно-лиловых, скульптурированные пиропы обычно фиолетово-красные.

Физические особенности пиропов объясняются их химическим составом. Для 113 зерен пиропов на микрозонде был выполнен анализ на  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , который показывает, что выделенные морфологические разновидности пиропов имеют статистические различия и по химическим параметрам. При весьма близких содержаниях  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  среднее содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в округлых и кубических пиробах в 1,6 раза меньше, чем в пиробах с черепитчатой скульптурой граней. На диаграмме Н.В. Соболева (рис. 1) все пиропы попадают в поле составов лерцолитового парагенезиса, повторяя его конфигурацию. Несколько пиропов близки по составу к пиробам ультраосновного парагенезиса и попадают в поле хромистых малокальциевых кноррингитовых гранатов, встречаемых в качестве включений в алмазах [34]. Кроме того, область 2—6%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  занята преимущественно фигуративными точками округлых и кубических пиропов, тогда как в области 6—10%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  расположены почти исключительно точки пиропов с черепитчатой скульптурой. Видимо, это можно рас-

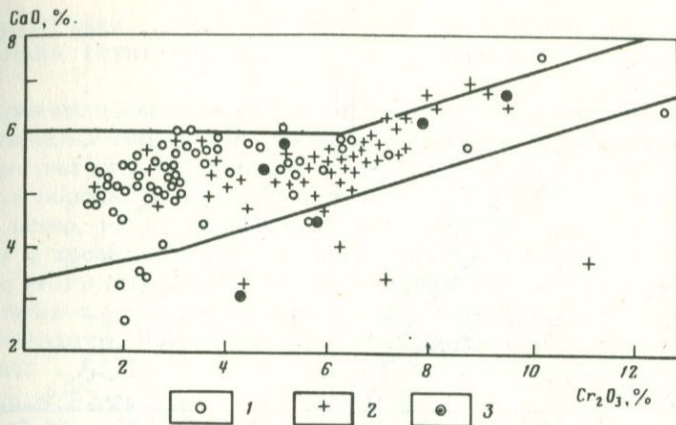


Рис. 1. Содержания CaO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в гранатах.

1 — округлые и кубоиды; 2 — с черепитчатой скульптурой граней;  
3 — пиропы из среднедевонских отложений

смагивать как признак принадлежности данных групп пиропов к разным совокупностям и, возможно, как свидетельство различного их генезиса.

В девонских породах зерна пироба по своим морфологическим особенностям и по составу (см. рис. 1) тождественны пиропам из аллювиальных отложений, имеющим черепитчатую скульптуру поверхности; аналогов округлым и кубическим пиропам в этих породах не обнаружено. С другой стороны, последние значительно преобладают в четвертичных алмазоносных осадках, составляя в них около 75 % от общего числа пиропов.

Хромшпинелиды в современных аллювиальных отложениях отмечаются повсеместно в виде полукатанных кристаллов октаэдрического облика (от редких знаков до 2 % тяжелой фракции шлихов). Хромшпинелиды из девонских пород обычно представлены идиоморфными кристаллами октаэдрического габитуса с ребрами, притупленными узкими гранями ромбододекаэдра. Довольно часты среди них кристаллы с оплавленными верхушками; встречаются также двойниковые и тройниковые сростания по {111}. Наибольшим распространением, однако, пользуются частично окатанные зерна и осколки с тонкокорродированной поверхностью, приобретенной, вероятно, в результате химического выветривания (аналогично скульптурированным пиропам).

О различии составов четвертичных и девонских хромшпинелидов свидетельствует тот факт, что первые попадают при минералогическом анализе в магнитную фракцию, а вторые — в немагнитную. Электромагнитные хромшпинелиды встречаются в современных осадках лишь вблизи выходов девонских песчаников.



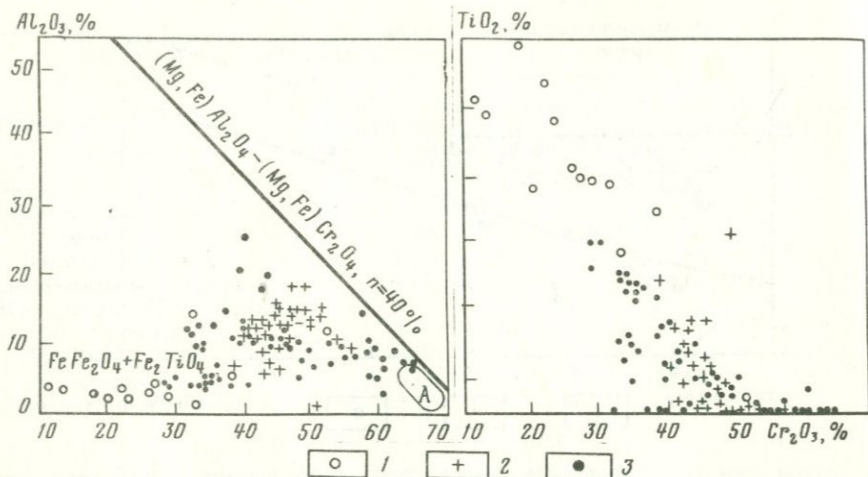


Рис. 2. Особенности химического состава хромшпинелидов, по данным В.К. Соболева.

1 — из современных осадков, магнитные; 2, 3 — из разновозрастных девонских отложений. А — область хромшпинелидов, ассоциирующих с акцессорными алмазами

Выполнено 109 микрондовых анализов хромшпинелидов на Al, Cr, Ti. Результаты анализа показывают, что состав хромшпинелидов из четвертичных и девонских отложений различен (рис. 2). Первые значительно более титанисты, железисты (судя по расчетам из суммы), содержат невысокие концентрации глинозема и относятся к ряду феррихромита. Вторые характеризуются повышенными содержаниями хрома (до 64,8 %  $Cr_2O_3$ ) и пониженными — глинозема (5,2—9,2 %  $Al_2O_3$ ) при небольшой примеси титана (0,1—0,2 %  $TiO_2$ ). Среди проанализированных девонских хромшпинелидов три зерна близки по составу к хромитам, включенным в алмазы.

Вышеизложенное позволяет говорить о наличии двух типов ассоциации пироп + хромшпинелид, связанных с разными типами акцессорных алмазов. Первая, высокохромистая, сопровождается крупными алмазами и, по всей вероятности, генетически связана с ними. Первоисточником этой ассоциации, вероятнее всего, являются древние (допалеозойские) кимберлитовые тела, частично скрытые под более поздними отложениями. Благодаря своему возрасту алмазы этой ассоциации приобрели характерные признаки древности, свойственные всем алмазам допалеозойского возраста. Попадая в результате размыва кимберлитовых тел в промежуточные коллекторы и подвергаясь эпигенетическим воздействиям, они приобрели также корродированность, примазки железа и кварца и другие особенности, характерные для алмазов из древних осадочных толщ. Они также претерпели термальное воздействие (свыше 500 °C), о чем свидетельствует наличие у некоторых кристаллов бурых пятен пигментации, не встречающихся у алмазов из кимберлитов. В результате длительного химического выветривания большинство пиропов из древних первоисточников, а также практически все хромдиопсиды и пикро-

ильмениты были уничтожены. Сохранившиеся пиропы в результате воздействия грунтовых вод приобрели черепитчатую скульптуру граней.

Вторая ассоциация малохромистый пироп + железисто-титанистый хромшпинелид сопутствует мелким алмазам в пространстве и во времени: они встречены только в четвертичных отложениях и неизвестны в породах среднего девона. Первоисточник этой ассоциации, скорее всего, имеет некимберлитовый характер, поскольку такие гранаты и хромшпинелиды нехарактерны для кимберлитов. Кроме того, по геотектоническим условиям, внедрение кимберлитов в данном регионе в послесреднедевонское время (к которому, как показано, относится образование этих первоисточников) также маловероятно.

## § 2. Особенности строения алмазов

Для исследования особенностей внутреннего строения аксессуарных алмазов из аллювия рек Урала и Тимана, источники которых в настоящее время неизвестны, был применен комплекс различных методов.

Лауэ-отражения от плоскости [111] регистрировались с помощью медного излучения трубок БСВ-4 и БСВ-10 на установке УРС-60. Рефлексы (111) на лауэграммах алмазов фрагментированы, неоднородны по интенсивности, вытянуты в радиальном направлении. Это свидетельствует о локальных напряжениях, блочности и пластической деформации кристаллов. Углы разориентировки блоков достигают  $1^\circ$ . В структурах изучавшихся кристаллов наблюдались распространенные микродефекты в виде экстрарефлексов типа "шипов" вблизи (111)-отражений. Эти экстрарефлексы, согласно результатам работ Р. Эллиота и А. Ланга, могут быть связаны с наличием в структуре алмаза пластинчатых агрегаций из примесных атомов азота, расположенных в плоскостях (100) алмазной решетки. Такие примесные образования азота наблюдались ранее во многих природных кристаллах. По изменению интенсивности "шипов" было замечено весьма неоднородное распределение концентрации азотных сегрегаций.

Рентгенотопограммы кристаллов алмаза по методу А. Ланга показывают обычные для алмазов блочные затравки, сектора роста, приповерхностные слои, дислокации. Топограммы трех кристаллов алмаза из аллювия Тимана оказались более интересными. Они характеризуются свободными от напряжений ядрами кристаллов и сильно-напряженными оболочками, которые иногда имеют неодинаковую толщину в разных участках. В этих оболочках плотность дислокаций повышена и достигает  $10^7-10^8 \text{ см}^{-2}$ . Судя по контрасту деформированных областей эти оболочки имеют эпигенетическое происхождение, так как ростовые оболочки (например, в алмазах IV типа, по классификации Ю.Л. Орлова) имеют фибриллярную структуру, отличающуюся от выявленной. Вероятно, образование таких оболочек может быть связано с неоднократным переотложением кристаллов в промежуточных коллекторах без дальнего переноса и, возможно, с метаморфизмом промежуточных коллекторов.

Инфракрасные (ИК) спектры поглощения в диапазоне 4000–400  $\text{см}^{-1}$  регистрировали оптически активные центры примесного и непримесного происхождения. Абсолютные содержания центров оценивались количественно (в  $\text{см}^{-1}$ ) или качественно по интенсивности поглощения в максимуме главной полосы каждого центра. В кристаллах с несколькими центрами интенсивность каждого из них вычислялась аналитически в предположении аддитивности проявления в поглощении оптически активных дефектов.

Большинство кристаллов относятся к смешанному Ia + III типу физической классификации, характеризуясь развитием А- и В1-основных и сопутствующих им дополнительных центров. Однако по количественной характеристике этих центров алмазы различных реагентов отличаются друг от друга. Почти во всех ИК спектрах кристаллов имеется слабая широкая линия 12,5–12,8 мкм, которая приписывается Ю.А. Ключевым образованию микрофаз  $\alpha\text{-SiC}$  в алмазах, часто сопутствующих центрам В1. В целом тиманские и присаянские алмазы отличаются от алмазов из кимберлитовых трубок пониженными концентрациями азота.

Спектры флуоресценции (ФЛ) в диапазоне 360–800 нм при температуре 77 К указывают на наличие в кристаллических решетках исследованных алмазов обычных дефектных центров, присущих алмазам из кимберлитов. При этом следует отметить наличие в тиманских алмазах центров с головными линиями 490,5; 575,0; 603,8; 700,0 нм. Их наличие связывается с нарушениями в кристаллической решетке, вызванными сильными воздействиями на кристалл. Центр 575,0 нм часто наблюдался в спектрах ФЛ аксессуарных алмазов песчаных отложений Украины; он известен также в импактных алмазах. Центр свечения 700,0 нм ранее в алмазах не отмечался; природа его пока неясна. Для кимберлитовых алмазов он нехарактерен.

Спектры ультрафиолетового (УФ) поглощения и поглощения в видимой области (ВО) спектра показали, что многие тиманские алмазы характеризуются сплошным поглощением, монотонно увеличивающимся к УФ-краю (310–325 нм). Е.В. Соболев и другие исследователи обычно связывают это с возникновением в алмазе большого количества дислокаций в результате деформаций.

Спектры электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) фиксировались на длине волны 3,2 см при комнатной температуре. Исследование спектров ЭПР алмазов по сравнению со спектрами поглощения имеет то преимущество, что позволяет непосредственно измерять абсолютную концентрацию парамагнитных дефектов в алмазе по интегральному поглощению. К парамагнитным дефектам (центрам) относятся прежде всего одиночные атомы азота, замещавшие в решетке алмаза атомы углерода (С-центр), N3-центр и дефекты, связанные с нарушением химических связей между углеродными атомами.

По невысокому содержанию С-центра изученные алмазы из россыпей не отличаются от алмазов из кимберлитовых трубок. Лишь в одном тиманском алмазе содержание С-центра превышает  $10^{15}$

спин/см<sup>3</sup>. Зато содержание парамагнитных структурных нарушений решетки в алмазах из россыпей повышено, достигая  $10^{16}$  спин/см<sup>3</sup>. По данным Н.Д. Самсоненко и др., эти структурные нарушения приобретаются алмазами в результате эпигенетических пластических деформаций и сопровождаются характерной коричнево-дымчатой окраской. Для исследованных нами алмазов такое заключение подтверждается тем, что именно алмазы с повышенным количеством структурных нарушений характеризуются монотонно увеличивающимся к УФ-краю спектрами поглощения в видимой области спектра.

Электронно-микроскопические исследования на просвет были предприняты для присаянских алмазов с целью дополнительного исследования дислокаций и дефектов кристаллов. В кристаллах наблюдались включения, дислокации, дефекты и петли. Среди последних выделялись мелкие округлые (20—30 нм) и крупные (до 200—300 нм). По характеру распределения дефектов исследованные алмазы с некоторой долей условности можно разделить на три группы.

1. Кристаллы, характеризующиеся отсутствием дислокационных петель и наличием дислокаций в виде темных сплошных или пунктирных линий (рис. 3, а). Включения размером 15—130 нм распределены хаотически.

2. Образцы, характерной чертой которых является наличие единичных крупных дислокационных петель. У всех кристаллов этой группы помимо петель наблюдается также значительное количество дислокаций, у половины из них имеются характерные дефекты упаковки (рис. 3, б).

3. Алмазы характеризуются наличием мелких петель в большой концентрации (рис. 3, в). Помимо мелких петель они могут содержать единичные крупные (до 200 нм) петли.

Образование дислокационных петель в кристаллах алмазов обычно связывается с конденсацией вакансий в процессе охлаждения. При этом как мелкие, так и крупные петли являются, по данным Е.В. Соболева, одним из проявлений оптически активного центра V1, который, по его мнению, является сегрегацией азотных атомов, в плоскости октаэдра, а по интерпретации Ю.А. Ключева и др. — одиночным атомом кремния. Полученные нами данные не обнаруживают прямой корреляции между количеством петель в алмазах и содержанием в них центра V1.

Л.Д. Белименко, Е.И. Шаманина, М.И. Самойлович в 1978 г. статистически установили, что независимо от генетической природы петель в алмазах кимберлитовых трубок в отличие от кристаллов из уральских россыпей крупные вытянутые петли отсутствуют. В этом отношении присаянские алмазы являются аналогами уральских. Такая же закономерность наблюдается и в распределении дефектов упаковки: они присутствуют в ряде алмазов Присаянья, как и в уральских алмазах, в то время как дефекты упаковки в якутских алмазах неизвестны. По мнению Л.Д. Белименко и др., такие особенности алмазов из россыпей свидетельствуют о продолжительном

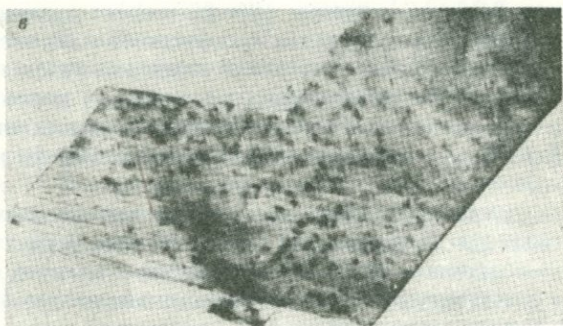
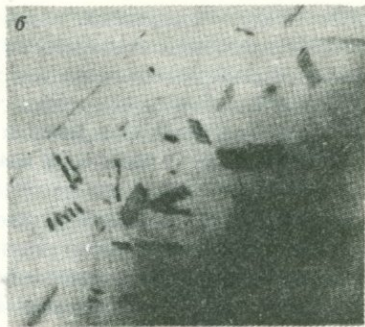


Рис. 3. Электронно-микроскопические снимки алмазов из россыпей (фото Л.Д. Белименко).

*a* — криволинейные дислокации на фоне интерференционных полос, увел. 30000;  
*б* — дефекты упаковки, увел. 32000; *в* — мелкие дислокационные петли, увел. 32000

времени их нахождения при высоких температурах в послеростовой период.

### § 3. Изотопный состав углерода алмазов

Изотопный состав углерода алмазов является важным информационным параметром, поскольку он отражает характер исходного углерода. Выполненные ранее исследования отклонений  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  образца от  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  стандарта ( $\delta^{13}\text{C}$ ) показали, что углерод природных алмазов наиболее обогащен тяжелым изотопом  $^{13}\text{C}$ . На основании определений изотопного состава углерода алмазов ( $\delta^{13}\text{C}$  равен  $-4\div-9\%$  PDB) был установлен мантийный источник этого углерода, названный А.П. Виноградовым и О.И. Кропотовой "эндогенным". В дальнейшем Э.М. Галимов применил к нему название "концентрированный эндогенный углерод мантии" в отличие от "рассеянного

эндогенного" углерода изверженных горных пород с  $\delta^{13}\text{C}$ , близким к  $-25\text{‰ PDB}$ .

Следует особо остановиться на предпосылке, которая позволяет переносить данные об изотопном составе углерода алмазов на состав исходного для этих алмазов углерода, а именно, на вопросе о фракционировании изотопов углерода при алмазообразовании. Первоначально решение этого вопроса производилось экспериментальным путем. Опыты Т. Хозринга и О.И. Кропотовой показали, что искусственно синтезированные алмазы обладают тем же изотопным составом углерода, что и исходный для их получения графит. В дальнейшем теоретические исследования Э.М. Галимова показали, что в природном алмазообразовании при высоких давлениях фракционирование изотопов углерода или отсутствует, или весьма незначительно. Более поздние расчеты Р. Митчелла подтвердили, что в случае роста алмазов в стабильных мантийных условиях не должно быть фракционирования изотопов углерода в алмазах, но при участии в алмазообразовании газовой фазы можно ожидать довольно широких вариаций  $\delta^{13}\text{C}$ . Последнее положение было экспериментально показано при синтезе нитевидных кристаллов алмаза из газовой фазы. В этих экспериментах наблюдалось фракционирование изотопов углерода с "утяжелением" на  $+20 \div +26\text{‰ PDB}$ ; коэффициент фракционирования составлял около 1,025.

Поскольку в отношении механизма образования алмазов в кимберлитах до сих пор высказываются различные точки зрения, было предпринято исследование изотопного состава углерода разных зон кристаллов алмаза в предположении, что наличие процессов фракционирования изотопов при алмазообразовании должно найти свое отражение в составе этих зон, соответствующих различным стадиям роста кристаллов.

Для исследования были выбраны три главных морфологических типа кристаллов алмаза: плоскогранный октаэдр, октаэдр-ромбододекаэдр переходного типа и куб. Кристаллы и вырезанные из них ориентированные пластины были предварительно подвергнуты детальному исследованию, показавшему стадийность их роста [7]. Зональность кристаллов, отражающая стадийность их роста, зафиксирована с помощью рентгенограмм, аномального двупреломления, автордиографического нейтронно-активационного анализа, инфракрасной спектроскопии. Ориентированные пластинки были разделены на зоны, изотопный анализ которых проводился на масс-спектрометре Varian-MAT-230 с точностью  $\pm 0,1\text{‰}$ . Данные анализа (табл. 2) показывают, что вариации изотопного состава углерода различных зон кристаллов октаэдра и куба находятся в пределах точности измерений ( $0,1-0,2\text{‰}$ ), а вариации по объему октаэдр-ромбододекаэдра невелики ( $0,5\text{‰}$ ). Эти данные подтверждают положение о незначительной степени фракционирования изотопов углерода в природном алмазообразовании.

Отсутствие фракционирования углерода при алмазообразовании наблюдается не только в кимберлитовом, но и в импактном процессе.

Таблица 2. Изотопный состав углерода  
различных зон алмазов

Характеристика анализируемого материала	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB
<b>Октаэдр, трубка Мир</b>	
Ядро кристалла	-6,8
Внешняя зона	-6,7
То же	-6,6
<hr/>	
Среднее	-6,7
<b>Октаэдр-ромбододекаэдр, трубка Мир</b>	
Ядро кристалла	-7,7
Внешняя зона	-7,5
То же	-7,2
" "	-7,2
<hr/>	
Среднее	-7,4
<b>Куб, трубка Удачная</b>	
Ядро кристалла	-9,0
То же	-8,9
" "	-8,9
Пригранная часть внешней зоны	-8,8
Приреберная часть внешней зоны	-8,8
<hr/>	
Среднее	-8,9

Последнее обстоятельство было установлено, вслед за С.А. Вишневым, путем анализа желтых импактных алмазов и графита, за счет перекристаллизации которого они были образованы [8]. Для первых  $\delta^{13}\text{C}$  равна -13,5; для второго -14,3‰ PDB. Одновременно удалось получить дополнительные данные, свидетельствующие в пользу некимберлитового генезиса мелких алмазов из россыпей Украины; у них  $\delta^{13}\text{C}$  меняется от -13,7 до -21,6‰ PDB.

После установления соответствия изотопного состава углерода алмазов составу исходного углерода было предпринято исследование алмазов из россыпей Урала, Тимана и Якутии. Были проанализированы как бесцветные алмазы, так и окрашенные в различные цвета (табл. 3). Все алмазы из россыпей Центральной Якутии, связанных с кимберлитовыми трубками, обладают изотопным составом углерода, типичным для кимберлитов. Такой же состав свойствен многим алмазам из россыпей с неустановленными первоисточниками, однако значительная доля алмазов из этих россыпей (порядка 30%) обладает необычно большим соотношением изотопов  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , причем во избежание аналитической ошибки выполнены контрольные определения, результаты которых показали хорошую сходимость с первоначальными данными. Из 7 проанализированных уральских алмазов таких образцов оказалось 2 (28,6%), а из 10 присаянских — 3 (30%).

Таблица 3. Изотопный состав углерода монокристаллов алмаза из россыпей [3]

Номер кристаллов	Форма алмаза	Цвет	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB
Урал			
ПА-122	Октаэдр-додекаэдроид	Слабо-дымчатый	-7,0
ПА-128	Додекаэдроид	Золотисто-желтый	-24,3; -24,8
ПА-176	"	Бесцветный	-7,6
ПА-181	"	Слабый золотисто-желтый	-6,4
ПА-182	Обломок октаэдр-додекаэдра	Бесцветный	-8,7
ЕА-183	Сложно деформированный комбинационный кристалл неясного габитуса	Бесцветный	-15,3; -15,0
ПА-190	Октаэдр-додекаэдр (?)	Бесцветный	-7,3
	Обломок	Серо-зеленый	-7,6
Присяянье			
Ш-34	Додекаэдроид (?)	Серовато-зеленый	-9,8
Ш-36	Циклический двойник октаэдр-додекаэдров	Бесцветный	-14,0; -14,6
Ш-48	Осколок	Желтоватый	-12,3
Ш-49	Октаэдр-додекаэдр	Бесцветный	-6,6
Ш-51	Шпинелевый двойник из трех додекаэдрондов	Бесцветный	-9,1
Ш-76	Октаэдр-додекаэдр	Дымчатый с желтым оттенком	-6,9
Ш-88	Обломок додекаэдроида (?)	Слабый серо-зеленоватый	-7,1
Ш-91	Обломок додекаэдроида (?)	Дымчатый	-4,5
Ш-95	Октаэдроид	Бесцветный	-12,8; -12,4
Ш-256	Октаэдр-додекаэдр	Розовый	-5,3
Украина			
У-1	Бесформенные осколки	Бесцветные	-13,7
У-2а	Кубы и их обломки	Желтый	-21,6
У-2б	То же	Фиолетовый	-20,5
У-2в	" "	Черный	-17,3
Центральная Якутия			
1	Додекаэдроид	Зеленый	-6,2
3	"	Розовый	-7,1
10	"	Бесцветный	-7,1
13	"	Желтоватый	-9,0
23	Октаэдр	Бесцветный	-8,0
27	Додекаэдроид	Бесцветный	-10,4
29	Осколок	Бесцветный с зелеными пятнами	-7,2
801	Осколок	Дымчатый	-4,2
802	Додекаэдроид	Бесцветный	-6,9
803	Осколок	Бесцветный	-3,6
804	Октаэдр	Бесцветный	-5,9
805	Осколок	Молочно-белый	-7,8
806	Додекаэдроид	Бесцветный	-6,1
807	Октаэдр	Желтоватый	-3,3
808	Кубооктаэдр	Бесцветный	-5,2
809	Октаэдр	Желтоватый	-5,7

Номер кристаллов	Форма алмаза	Цвет	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB
811	Додекаэдронд	Дымчатый	-7,8
225	Двойник октаэдров	Бесцветный	-14,9
226	Осколок двойника октаэдров	Бесцветный	-6,1
228	Октаэдр	Бесцветный	-6,0
230	Осколок октаэдроида	Бесцветный	-6,0
231	То же	Бесцветный	-5,0
232	Октаэдр	Бесцветный	-6,7
233	Осколок октаэдра	Бесцветный	-6,5
	Северная Якутия		
94	Октаэдр	Зеленый	-8,3
241	Куб	Серый	-7,3
250	Комбинационный кристалл	Темно-серый	-21,5
382	Куб + додекаэдронд	Желтый	-9,9
454	Октаэдронд	Бесцветный, со слабым желтоватым нацветом	-8,4
532	Комбинационный кристалл	Темно-серый	-23,6
683	Обломок	Серо-зеленый	-15,2
1959	Октаэдр	Светло-серый, с зеленоватым оттенком	-14,2
2452	Додекаэдр	Бесцветный	-6,2
4515	Октаэдр	Бесцветный	-6,5
4947	Куб	Серо-зеленый	-7,0
	Северо-Восточная Якутия		
	Обломок	Серый	-24,2
	"	Зеленовато-коричневый	-6,7

*Примечание.* Алмазы из аллювиальных отложений Северной и Северо-Восточной Якутии из коллекции В.В. Грищика.

Раньше алмазы с таким "облегченным" изотопным составом были известны только на севере Якутии, первоисточники их неизвестны. В.В. Ковальский и Н.В. Черский предположили, что окрашенные алмазы образуются за счет изотопически легкого углерода осадочных пород. Однако далеко не все окрашенные алмазы являются изотопически легкими. Кроме того, оказалось, что 5 из 9 окрашенных алмазов (53,6 %) имеют  $\delta^{13}\text{C}$  больше  $-1\%$  PDB.

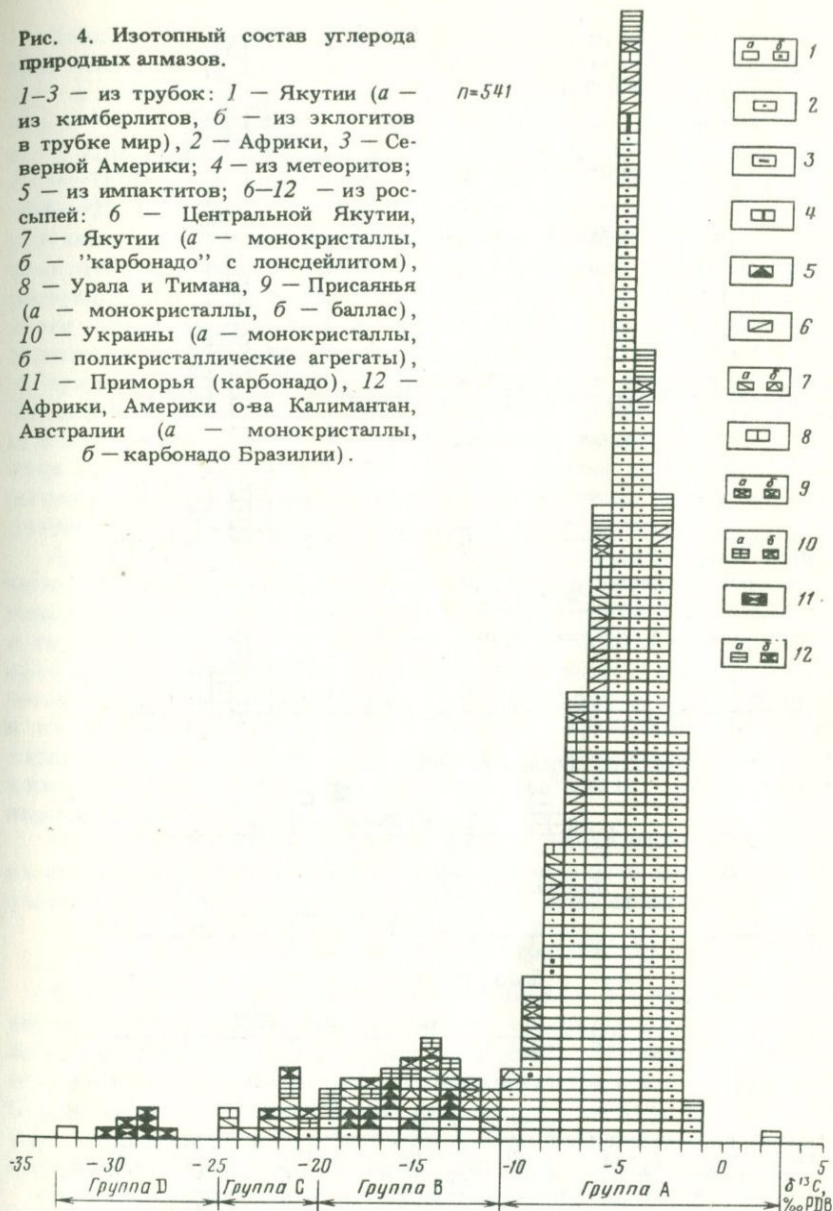
На гистограмме (рис. 4) суммированы все результаты определений изотопного состава алмазов. Видно, что вариации  $\delta^{13}\text{C}$  более широки, чем это представлялось ранее: от  $+2,7$  до  $-32,3\%$  PDB. Этот факт теперь следует рассматривать как природное явление, присущее собственно геохимии алмаза.

Весь диапазон вариаций изотопного состава углерода алмазов можно разделить на четыре поддиапазона: с  $\delta^{13}\text{C}$  больше  $11\%$  PDB

Рис. 4. Изотопный состав углерода природных алмазов.

1-3 — из трубок: 1 — Якутии (а — из кимберлитов, б — из эклогитов в трубке мир), 2 — Африки, 3 — Северной Америки; 4 — из метеоритов; 5 — из импактитов; 6-12 — из россыпей: 6 — Центральной Якутии, 7 — Якутии (а — монокристаллы, б — "карбонадо" с лонсдейлитом), 8 — Урала и Тимана, 9 — Присяянья (а — монокристаллы, б — баллас), 10 — Украины (а — монокристаллы, б — поликристаллические агрегаты), 11 — Приморья (карбонадо), 12 — Африки, Америки о-ва Калимантан, Австралии (а — монокристаллы, б — карбонадо Бразилии).

n=541



(группа изотопически тяжелых алмазов, или алмазов нормального изотопного состава, которую мы в дальнейшем будем называть группой А), с  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-11$  до  $-20$  ‰ PDB (алмазы промежуточного изотопного состава группа В), с  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-20$  до  $-25$  ‰ PDB (изотопически легкие алмазы, группа С) и с  $\delta^{13}\text{C}$  меньше  $-25$  ‰ PDB (аномально легкие алмазы, группы D).

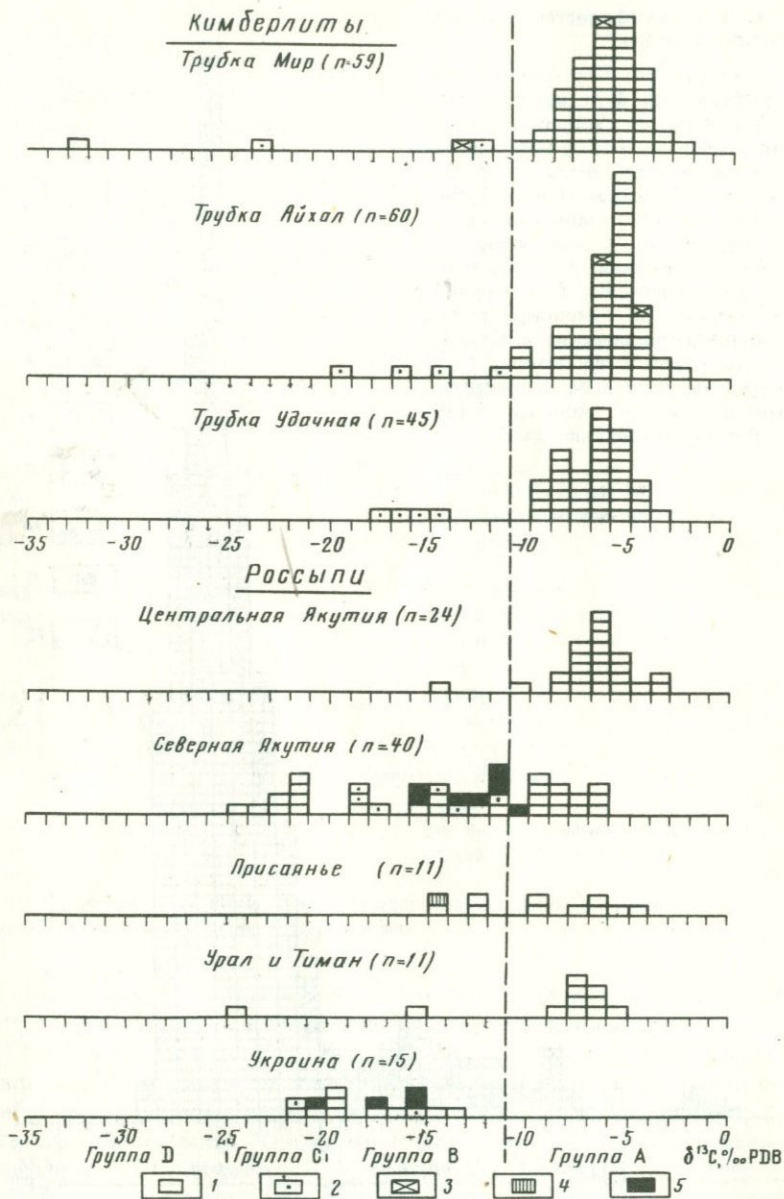


Рис. 5. Изотопный состав углерода алмазов из различных трубок и россыпей.

1—2 — монокристаллы алмаза: 1 — разновидностей I, III—V, по классификации / Ю.Л. Орлова; 2 — разновидности II; 3—5 — поликристаллические агрегаты: 3 — борт, 4 — баллас, 5 — "карбонадо" с лонсдейллитом (разновидность XI)

Такое подразделение в значительной мере условно, однако для него имеются определенные основания. Во-первых, наблюдается, хотя и не всегда ясно выраженное, группирование измеренных величин  $\delta^{13}\text{C}$  алмазов вокруг величин, отвечающих средним значениям  $\delta^{13}\text{C}$  этих поддиапазонов, а именно:  $-5\div-6\text{‰}$  PDB для группы А,  $-13\div-15\text{‰}$  PDB для группы В,  $-21\div-22\text{‰}$  PDB для группы С и  $-28\div-29\text{‰}$  PDB для группы D. Во-вторых, этим поддиапазнам соответствуют области вариаций значений  $\delta^{13}\text{C}$ , характерные для некоторых важных классов природных соединений углерода. Анализ распределения алмазов различных групп в россыпях с неустановленными первоисточниками и сопоставление его с распределением изотопного состава алмазов из кимберлитов (рис. 5) показывают, что за пределы группы А из числа кимберлитовых алмазов попадают (за двумя исключениями в трубке Мир) только ярко-желтые и зеленые кубические кристаллы, относящиеся по классификации Ю.Л. Орлова [25] к II разновидности алмазов\*. Алмазы из россыпей Центральной Якутии, образующихся из кимберлитовых трубок, характеризуются таким же распределением изотопного состава.

Алмазы из россыпей с неустановленными первоисточниками четко отличаются по спектру своего изотопного состава из кимберлитовых. 41 из 70 проанализированных алмазов (58,6 %) относятся к группам В и С. При этом изотопически легкими алмазами оказываются не только желтые кубы II разновидности и поликристаллические агрегаты типа балласа и карбонадо (вообще отсутствующие в кимберлитовых трубках), но и обычные октаэдры и ромбододекаэдры. Э.М. Галимов, Ю.А. Ключев и др. установили, что эти алмазы характеризуются отсутствием примесных центров В1 и В2 и наличием парамагнитного центра N+ [v].

В итоге можно заключить, что алмазы из россыпей с неустановленными первоисточниками характеризуются иным распределением изотопного состава углерода, чем алмазы из кимберлитов.

#### § 4. О поликристаллических агрегатах алмаза

Одной из характерных особенностей россыпей с неустановленными первоисточниками алмазов является присутствие в них специфических поликристаллических разновидностей — балласа и карбонадо, неизвестных в кимберлитах. До недавнего времени в Советском Союзе немногочисленные зерна балласа, по данным Ю.Л. Орлова, были встречены только в россыпях Урала. В последние годы карбонадо и баллас обнаружены и исследованы в других районах [15].

Карбонадо, согласно классификации Ю.Л. Орлова [25], является X разновидностью алмаза, которая "... с полным правом может выделяться не только как разновидность поликристаллических об-

---

\*Н.В. Соболев, Э.М. Галимов и др. в 1979 г. установили, что вариации изотопного состава (как положительные, так и отрицательные) свойственны алмазам с минералогическими включениями эклогитового парагенезиса.

разований алмаза, но и как разновидность самого минерального вида". Карбонадо является микро- или скрытокристаллическим минеральным агрегатом с размером индивидов порядка первых микрометров или нескольких десятков.

По сравнению с монокристаллами алмаза карбонадо встречаются значительно реже. Из более чем 30 млн. кар алмазов, добываемых ежегодно в мире (без СССР), лишь 30 тыс. кар (менее 0,1 %) приходится на долю карбонадо. Все они добываются в Бразилии, где в некоторых россыпях (шт. Баия, Минас-Жерайс, Парана и др.) составляют 50—70 % общей добычи алмазов. При этом средняя величина добываемых зерен карбонадо больше величины монокристаллических алмазов. Именно здесь, в Бразилии (в шт. Баия), в 1905 г. был найден карбонадо-гигант массой 3167 кар — больше, чем знаменитый алмаз "Куллинан" массой 3106 кар. Общая доля карбонадо в добыче алмазов Бразилии около 10 %, а в 1926—1930 гг. была еще больше, достигая двух третей. Кроме Бразилии карбонадо встречены в районе Гран-Сабана Венесуэлы, в Восточной Австралии и в районе Убанги Центральноафриканской Республики. Все эти находки связаны с россыпями с неустановленными первоисточниками, причем у алмазов из этих россыпей имеются определенные признаки древности.

В Советском Союзе карбонадо до последнего времени не встречались. Я.М. Кравцов и С.И. Футергендлер в 1960 г. сообщили о находке зерен карбонадо на Среднем Урале, однако приведенные ими лауэграммы этих зерен явно нехарактерны для карбонадо.

В Приморье при ревизионном просмотре шлихов С.А. Шекой вместе с монокристаллами акцессорного алмаза были обнаружены 4 зерна карбонадо массой 0,7—1,0 кар. Вместе с ними в шлихе присутствует зеленый корунд (97,5 %  $Al_2O_3$ ; 2,2 % FeO; 0,0n % Ti и Cr) с включениями низкогафниевого (Hf < 12 %) циркона. Зерна карбонадо имеют слабо вытянутую, неправильную форму, кавернозную поверхность, покрыты буровато-черной пленкой графита (рис. 6, а). В свежих сколах видно, что зерна представляют собой пористый агрегат тесно сросшихся мелких кристалликов алмаза (рис. 6, б). Поры включают мелкие (0,4—0,8 мм) дипирамиды желтого анатаза или заполнены глинистым минералом. Вокруг пор иногда концентрируется тонкораспыленный графит.

В Северной Якутии зерна, похожие на карбонадо, обнаружены в аллювиальных отложениях, источники алмазов которых также неизвестны. Здесь они впервые описаны в 1967 г. М.А. Чумаком и Э.В. Бартоцинским под названием "якутит", но это название не получило распространения. В ассоциации с "карбонадо" помимо минералов кимберлитов (пироп, пикроильменит) в аллювиальных отложениях присутствуют альмандин, турмалин, ставролит, циркон. Сами агрегаты представлены черными и темно-желтыми округлыми обломками неправильных очертаний, массой 0,05—0,10 кар, иногда до 0,5 кар. На их поверхности имеются параллельно ориентированные вытянутые ямки, напоминающие по форме ямки травления на гранях (110) природных поликристаллических алмазов (рис. 7).

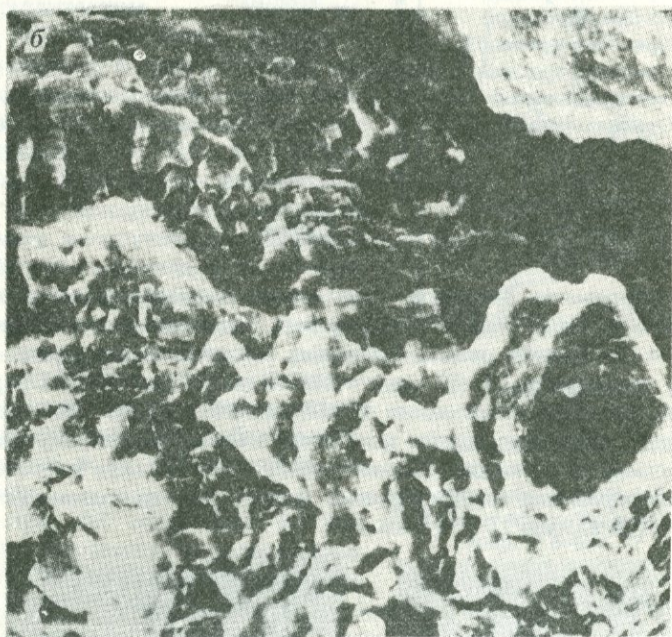
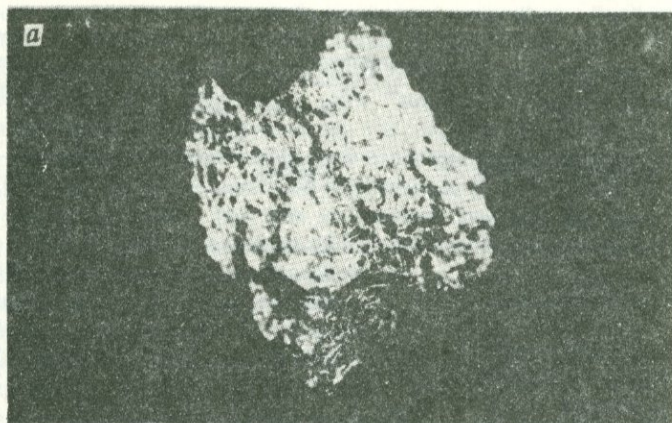


Рис. 6. Зерно дальневосточного карбонадо (фото С.А. Шеки).

*a* — внешний вид обломков, увел. 22; *б* — топография поверхности, полученная на сканирующем микроскопе JSM-3И, увел. 600

Еще об одной находке акцессорного карбонадо на территории Советского Союза (на Украине) сообщил Г.К. Еременко.

При исследовании особенностей строения акцессорного карбонадо Дальнего Востока и Северной Якутии использованы как эталоны образцы бразильских карбонадо, представленные темно-серыми и черными зернами неправильной формы массой 0,05—0,15 кар.

Таблица 4. Фотолюминесценция карбонадо Бразилии

Номер образца	Флуоресценция		Тип спектра (см. рис. 7)
	Цвет	Относительная интенсивность	
234	Оранжево-красный	Слабая	1
235	” ”	”	1
236	Желто-оранжевый	”	2, 3
237	Оранжево-красный	Очень слабая	1
238	” ”	Средняя	1
240	Желто-оранжевый	Слабая	2, 3
241	” ”	”	2, 3
242	Оранжево-красный	Средняя	1
243	Оранжево-красный, желто-оранжевый	Слабая	1, 2
244	Оранжево-красный	Средняя	1
245	Не люминесцирует	—	—
246	Оранжево-красный	Средняя	1
247	Оранжево-красный, оранжевый, желто-оранжевый	”	1, 2, 3
248/1	Оранжево-красный	”	1
248/2	” ”	”	1
248/3	” ”	”	1
248/4	Не люминесцирует	—	—
248/5	Оранжево-красный	Слабая	1
Б-400	Желто-бурый	”	3

На лауэграммах образцов бразильских карбонадо видно характерное гало на фоне непрерывных колец, совпадающих с отражениями алмаза. В среднем размер алмазных кристаллитов в бразильских образцах составляет 10–80 мкм, причем некоторые из них характеризуются неоднородностью, с преобладанием среди них мелких. Лауэграмма дальневосточного карбонадо весьма схожа с лауэграммами бразильских образцов. На ней можно видеть такое же сочетание гало и непрерывных диффузионных колец, размер индивидуальных кристаллитов алмаза 10–50 мкм.

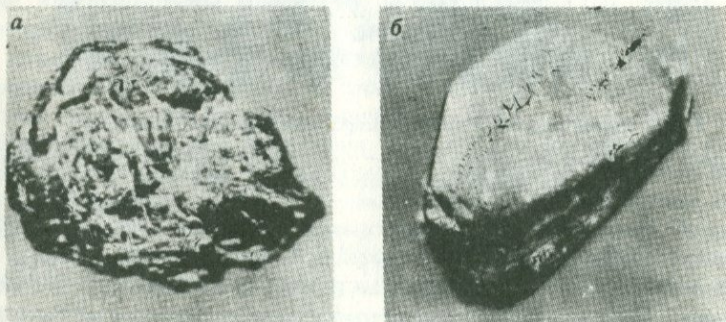


Рис. 7. Зерна алмазов типа "карбонадо" из Северной Якутии, увел. 10

Весьма интересны по своей структуре якутские "карбонадо". Во-первых, слагающие их кристаллиты алмаза значительно меньше, чем у бразильских и дальневосточных карбонадо (меньше 1 мкм), и более однородны. Во-вторых, эти "карбонадо" текстурированы с углом рассеяния в среднем около  $16^\circ$ . И, наконец, в-третьих, в их составе обнаружена гексагональная модификация алмаза — лонсдейлит [26], располагающаяся по отношению к решетке кубического алмаза ориентированно, так что его можно рассматривать как проявление ошибок упаковки слоев (111) алмаза.

На ИК спектрах дальневосточного карбонадо, снятых на тонких сколах, отмечались поглощение с длиной волны 9,1 мкм и повышенный фон в интервале 3,6—8,3 мкм, что связано, вероятно, с рассеиванием пучка микрорекристаллическим агрегатом. Спектр ИК поглощения якутских поликристаллов в однофононной области проявляется характерной, достаточной стабильной системой полос с максимумами 7,5; 8,2; 9,1; 9,8 и 10,8 мкм. Собственно решеточные полосы кубического алмаза в области 2,5—5 мкм и структурные дефекты с максимумами вблизи 6 и 7 мкм хорошо известны. Интенсивность полос в области проявления трехфононных процессов несколько увеличена по сравнению с поглощением в обычных монокристаллических алмазах. Структурный азот, обычно проявляющийся в их ИК спектрах, не обнаружен.

Спектры ФЛ карбонадо до сих пор не исследовались из-за их непрозрачности. Это препятствие преодолено благодаря специальной термохимической обработке, которая избавила образцы от неалмазных примесей [20]. После этого исследовались спектры ФЛ при температуре 300 К и при температуре жидкого азота (77 К).

В целом фотолюминесценция исследованных образцов неоднородна по цвету и интенсивности (табл. 4). Несветящиеся области карбонадо чередуются с областями, светящимися оранжево-красным, оранжевым, бледно-желто-оранжевым цветом от очень слабой до средней интенсивности. В спектрах ФЛ (рис. 8) видно, что оранжево-красный цвет флуоресценции обусловлен оптически активным центром T1 с главной бесфононной линией 575 нм. В желто-зеленой

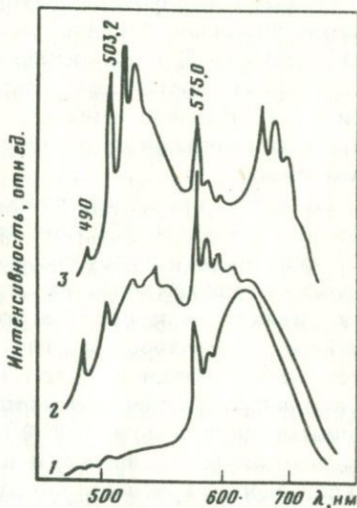


Рис. 8. Типы спектров флуоресценции бразильских карбонадо.

1 — оранжево-красная область ФЛ (обр. № 248/2, 300К); 2 — желто-оранжевая область ФЛ (обр. № 236, 77 К); 3 — желто-бурая область ФЛ (обр. № Б-400, 77 К)

области спектра обнаруживается несколько линий и полос, интерпретация которых затруднена из-за слабости и размытости их при комнатной температуре, а также в связи с тем, что в этой области расположены линии и полосы многих известных оптически активных центров (N3, N4, S1, S2 и др.) с близкими значениями длин волн. Однако распределение интенсивностей выявленных полос ( $488,5 \pm 0,5$ ;  $502,1 \pm 0,5$ ;  $513 \pm 1$ ;  $518,9 \pm 0,5$ ;  $532 \pm 1$ ;  $536 \pm 0,5$ ;  $549 \pm 2$  нм) и отжиг центра при температуре выше  $300^\circ\text{C}$  не позволяет отождествить систему ни с одной из указанных.

Общей особенностью флуоресценции бразильских карбонадо является уширение бесфонных линий (например, 17 мэВ для N3 и 15 мэВ для T1) по сравнению с монокристаллами алмаза, где их полуширина составляет обычно несколько миллизлектрон-вольт при 77 К. Наблюдающиеся в спектрах ФЛ карбонадо структуры и линии наложены на широкую полосу, простирающуюся на всю видимую область.

Известно, что образованию ряда оптических центров, проявляющихся в спектрах ФЛ монокристаллов алмаза (в частности, N3 и T1), способствуют структурные дефекты, вокруг которых кристаллическая решетка искажена и напряжена. Некоторые из них (вакансии, бивакансии, примесные атомы) непосредственно входят в состав оптических центров, другие (дислокации, сегрегации, плоскости скольжения, трещины и др.) обычно являются местом локализации и концентрации центров люминесценции. Сильное уширение бесфонных линий в спектрах ФЛ, отмеченное в бразильских образцах, свидетельствует о значительности напряжений кристаллической решетки зерен карбонадо. Об этом же, по-видимому, говорят обычно малая интенсивность свечения образцов карбонадо, как результат значительной роли безызлучательных переходов. Таким образом, микрочерта карбонадо характеризуются большей дефектностью и напряженностью кристаллической решетки, чем монокристаллы алмаза.

При нагревании (прокаливании) в воздухе до  $600^\circ\text{C}$  бразильские карбонадо теряли в массе, частично разрушаясь с образованием рыхлой порошоквидной массы. Одновременно в процессе нагревания изменялась окраска образцов. На поверхности сначала появлялись, а затем выгорали черные "выпоты", что приводило к посветлению образцов. Такое явление рассматривается как свидетельство неоднородного строения карбонадо и вероятного наличия в их цементе пиролитически разлагающейся органики.

После прокаливания возрастает интенсивность флуоресценции карбонадо и начинают светиться обесцвеченные термообработкой ранее не люминесцировавшие зерна.

Во всех спектрах ЭПР бразильских карбонадо наблюдался одиночный сигнал поглощения с  $g \approx 2,0$ , обусловленный наличием разорванных связей C—C. Его концентрация варьирует от  $5,5 \cdot 10^{17}$  до  $4,5 \cdot 10^{18}$  спин/см<sup>3</sup>. В большинстве образцов, помимо этого центра, наблюдался примесный парамагнитный азот (C-центр) с концентра-

ций от  $4 \cdot 10^{18}$  до  $3 \cdot 10^{19}$  спин/см<sup>3</sup>. В некоторых образцах обнаружен центр, образуемый обменно взаимодействующими атомами азота, расположенными не в соседних узлах решетки. Такой центр, по данным А.В. Шульмана, наблюдался раньше в синтетических монокристаллах алмаза, специально легированных при синтезе азотом.

Спектры ЭПР "карбонадо" с лонсдейлитом из Якутии несколько отличаются от спектров ЭПР бразильских образцов. При отсутствии парамагнитного азота (С-центр) концентрация одиночного сигнала поглощения с  $g \approx 2,0$  и полушириной 2—3 Гц у первых на порядок выше, чем у бразильских карбонадо:  $2,1 \cdot 10^{18}$  —  $1,2 \cdot 10^{19}$  спин/см<sup>3</sup>.

В целом можно заключить, что карбонадо (как типичные бразильские, так и якутские с примесью лонсдейлита) характеризуются сильно повышенным содержанием парамагнитных дефектов по сравнению с монокристаллами алмаза.

Изотопный состав углерода карбонадо также резко отличен от изотопного состава углерода монокристаллов алмаза. Впервые это установили А.П. Виноградов и др. в 1966 г. Они определили у четырех образцов бразильских карбонадо  $\delta^{13}\text{C}$  равным  $-27,8$ ;  $-28,0$ ;  $-28,1$  и  $-28,4$  ‰ PDB. Новые исследования подтвердили и расширили эти данные (табл. 5). Оказалось, что не только типичные карбонадо (разновидность X), но и карбонадо с примесью лонсдейлита из различных регионов (разновидность XI) обладают "облегченным" соотношением изотопов углерода.

Бразильские и дальневосточные карбонадо попадают в группу аномально "легких" (группа D) алмазов, согласно принятой нами классификации (§ 3). На гистограмме (см. рис. 4) эта группа далеко отстоит от группы алмазов из кимберлитовых трубок и связанных с ними россыпей. Все карбонадо из Якутии, согласно той же классификации, попадают в группу В алмазов промежуточного изотопного состава. К этой же группе относятся космогенные алмазы, которые, как и якутские "карбонадо", содержат примесь лонсдейлита.

Баллас, согласно классификации Ю.Л. Орлова, является VI поликристаллической разновидностью алмаза и характеризуется радиально-лучистым строением.

В аксессуарных алмазах Присяянья отмечались "комкообразные зерна", которые, как нам казалось по описанию, могли быть балласами. Было проведено их детальное исследование, в результате чего оказалось, что их следует относить к балласам.

Морфологически — это округлые, неправильные зерна массой 0,1—1,6 кар, радиально-лучистое строение которых выявляется только при травлении сколов  $\text{KNO}_3$  при 650 °С. Радиальная текстура их видна также на лауэграммах, причем величина угла рассеяния велика — до 30 °С; выявляется также двойникование кристаллитов. Размер кристаллитов в балласах 10—40 мкм.

ИК спектры балласов в однофонной части спектра характерны для центров В1 (коэффициент поглощения в максимуме главной полосы  $\alpha_{8,5} = 11,5 \text{ см}^{-1}$ ). Из других оптически активных центров,

Таблица 5. Изотопный состав углерода поликристаллических агрегатов алмаза

Номер зерен	Характеристика зерен	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB
Бразильские карбонадо		
236	Темно-серый, неправильной формы	- 29,2
239	Черный, неправильной формы	- 30,6
Дальневосточный карбонадо		
К-4	Буровато-черный, неправильной формы	- 29,0
Якутские "карбонадо" с лонсдейлитом		
—	Желтовато-серый	- 11,6
—	Зеленовато-желтый	- 13,3
—	Желтый	- 11,5
—	Желтовато-черный	- 15,9
—	Желтовато-серый	- 12,4
12	Желтовато-зеленый	- 10,0
1980	Темно-бурый	- 15,0
2359	Черный	- 11,5
Присянские балласы		
63	Серый, шарообразный	- 14,2
35	Желтовато-серый	- 19,0
108	" "	- 21,4
Украинские "карбонадо" с лонсдейлитом		
У-3а	"Сланцеватые" зерна, желтые	- 20,1
У-3б	"Сланцеватые" зерна, черные	- 15,8
Импактные алмазы и графит		
—	Поликристаллические гексагональные агрегаты, желтые (с лонсдейлитом)	- 13,5
—	Графит, черный	- 14,3
Борт из трубки Мир		
—	Серые зерна	- 13,2
—	Бесцветные зерна	- 13,3

*Примечание.* Обр. К-4 из кол. С.А. Шеки; обр. якутских "карбонадо" из кол. В.В. Грицика; обр. У-3а и У-3б из кол. Ю.А. Полканова; обр. из трубки Мир из кол. В.С. Ровши.

присущих природным монокристаллическим алмазам, наблюдались А-центр ( $\alpha_{7,8} = 2,8 \text{ см}^{-1}$ ) и В2-центр ( $\alpha_{7,3} = 1 \text{ см}^{-1}$ ). В спектре проявлялись также две узкие полосы: 3,2 и 7,12 мкм, часто сопровождающие центр В1 в алмазах. Широкие полосы поглощения вблизи 6,15 и 6,9 мкм, как уже отмечалось выше, встречаются в кристаллах

с несовершенной внутренней структурой, например, в монокристаллических алмазах III разновидности, по классификации Ю.Л. Орлова. Искажение формы спектра алмаза по сравнению с той, которая должна быть у кристалла с данными концентрациями центров V1 и A, свидетельствует о возможном присутствии в балласе неизвестных дефектов, проявляющихся полосами поглощения с максимумами 9,5 и 12,3 мкм (возможно,  $\alpha$ -кварц?).

По электронно-колебательным спектрам поглощения установлено наличие незначительного количества центров N3 и H3. Первый из них хорошо проявляется в спектре ЭПР и спектре фотолюминесценции. Сильное уширение бесфонной полосы 415,2 нм в спектре даже при 80 К до  $\delta\lambda$  1,8 нм свидетельствует о значительных напряжениях в кристаллической решетке вблизи данных центров по сравнению с монокристаллами.

Изотопный состав углерода одного образца балласа оказался равным  $-14,2\%$   $\delta^{13}\text{C}$  PDB, т.е. баллас вместе с якутскими "карбонадо" относится по этому признаку к группе В алмазов.

Заканчивая данный раздел, укажем на некоторые выявленные особенности поликристаллических агрегатов алмаза (табл. 6). Видно, что не только по структурно-текстурным особенностям, но и по дефектам кристаллической решетке кристаллиты алмаза, слагающие карбонадо, существенно отличаются от монокристаллов алмаза. Они практически лишены структурных азотных и других примесных центров, чем сходны с синтетическими балласоподобными алмазами, полученными методом ударной волны. Обладая при этом значительно меньшими размерами кристаллитов (10–80 мкм против  $\sim 250$  мкм в синтетических), природные карбонадо могли кристаллизоваться в условиях сильного пересыщения системы углеродом при давлении и температуре, способствующих образованию большого количества центров кристаллизации.

Среди природных карбонадо выделяются две группы: а) "типичные", встречающиеся в Бразилии и на Дальнем Востоке, и б) с примесью лонсдейлита. Учитывая особенности последних, можно полагать, что они заслуживают выделения в новый, самостоятельный тип алмазов в качестве XI разновидности [26]. Весьма малые (меньше 1 мкм) размеры кристаллитов свидетельствуют о крайне неравновесных условиях роста таких карбонадо, близких по  $P$ - $T$  параметрам и времени развития процесса к условиям динамического сжатия с адиабатическим нагревом. Известные из публикаций характеристики микронных алмазов, синтезированных методом взрыва, и метеоритных алмазов тождественны свойствам "карбонадо" Якутии.

Балласы по своим особенностям ближе к монокристаллам алмаза, чем карбонадо. Наличие радиальной текстуры свидетельствует о том, что они, по-видимому, имели один центр кристаллизации. Специфика их структуры скорее всего может быть объяснена особенностями условий их роста.

Эти данные свидетельствуют о том, что поликристаллические агрегаты алмаза кристаллизовались (карбонадо) или росли (баллас) в условиях иных, чем алмазы в кимберлитах.

Таблица 6. Особенности поликристаллических агрегатов алмазов

Структура и текстура				Парамагнитные центры, $10^{18}$ спин/см <sup>3</sup>		Оптически активные центры, см <sup>-1</sup>		Изотопный состав углерода, $\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB
Группа поликристаллов	Размер кристаллитов, мкм	Наличие лондейлита	Угол расседания, град.	Азотный С-центр	Структурные дефекты	Непарамагнитные азотные центры	Другие примесные центры	
Карбонадо								
Бразилии	10—80	—	—	До 30	0,55—4,5	—	—	-21÷-30,6
Дальнего Востока	10—50	—	—	Не иссл.	Не иссл.	—	—	-29,0
Якутии	< 1	+	16	—	2,1—12	—	—	-10,0÷ ÷-15,9
Балласы								
Присяянья	10—40	—	30	—	—	A-2, 8—3 B2 — сл. N3 — сл. N3 — оч. сл.	B1-11,5	-14,2÷ ÷-21,4

Иным, по всей вероятности, был и источник их углерода, согласно данным изотопного анализа. При отсутствии процесса фракционирования углерода во время алмазообразования (что было показано в § 3) этот источник углерода не мог быть "тяжелым" ювенильным углеродом группы А, характерным для большинства кимберлитовых алмазов. Для типичных карбонадо Бразилии и Дальнего Востока исходным мог быть "рассеянный эндогенный" углерод изверженных горных пород с  $\delta^{13}\text{C} = 25\div-30$  ‰ PDB, а для "карбонадо" с лондейлитом и балласа Присяянья — графиты изверженных пород.

### § 5. Выводы

Наряду с россыпями алмазов, генетически связанными с кимберлитовыми породами, имеются россыпи орогенных зон (Урал, Тиман и др.), источники алмазов которых неизвестны. Геотектоническая позиция этих россыпей дает основание считать, что источниками алмазов в них могли быть не только кимберлиты, но и развитые в этих регионах иные изверженные породы (в первую очередь ультрамафиты).

Кристаллы алмаза в россыпях с неустановленными первоисточниками по своей структуре, характеристике ИК спектров, спектров

ФЛ, спектров поглощения УФ и ВО, ЭПР и другим параметрам весьма разнообразны, но в большинстве своем аналогичны кристаллам алмаза из кимберлитовых пород. В то же время ряд особенностей алмазов из россыпей с неустановленными первоисточниками указывает на их отличие от кимберлитовых алмазов. В россыпях преобладают кривогранные додекаэдровиды, а плоскогранные алмазы, типичные для кимберлитовых трубок, содержатся в небольшом количестве. Встречаются алмазы с бурыми пятнами пигментации, отсутствующие в кимберлитовых телах. У многих алмазов из россыпей обнаружены: сильно напряженные эпигенетические оболочки (по рентгенограммам), следы радиационного облучения (по ИК спектрам), следы деформаций и сильных эпигенетических воздействий на кристаллы (по спектрам ФЛ), признаки эпигенетических пластических деформаций (по повышенному содержанию парамагнитных структурных нарушений решетки), признаки малой скорости закалки в послеростовой период (по данным электронно-микроскопических исследований). Комплекс этих признаков указывает на то, что значительная часть алмазов из россыпей с неустановленными первоисточниками после образования в условиях, сходных с условиями образования в кимберлитах, в дальнейшем претерпела постгенетические воздействия, которых кимберлитовые алмазы были лишены.

В россыпях с неустановленными первоисточниками наряду с алмазами, аналогичными кимберлитовым, либо отличающимися от них эпигенетическими изменениями, имеются алмазы, которые вообще не могут быть связаны с кимберлитами. К их числу относятся прежде всего поликристаллические агрегаты — карбонадо, у которых физические характеристики и изотопный состав углерода резко отличаются от соответствующих свойств обычных алмазов.

Не только алмазы из россыпей с неустановленными первоисточниками разнородны (и, вероятно, гетерогенны), но и ассоциирующие с ними минералы-спутники образуют различные ассоциации. Часть алмазов сопровождается пиропами, среди которых имеются кноррингитовые разновидности, и высокохромистыми (до 65 %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) хромшпинелидами. Минералы этой ассоциации типичны для кимберлитов и происходят скорее всего из древних кимберлитовых тел. Другая группа алмазов ассоциирует с малохромистыми пироп-альмандинами и хромшпинелидами ряда феррихромита, имеющими относительно повышенные содержания титана и железа и пониженное — хрома (не более 40—50 %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ). В других регионах алмазы в россыпях также ассоциируют с минералами, нехарактерными для кимберлитов, — железисто-магнезиальными гранатами, ильменитами, минералами группы платины, корундом и др.

На основании комплекса данных можно заключить, что часть алмазов в россыпях орогенных зон имеет своими источниками не кимберлиты, а иные породы.

## § 1. Ультрамафиты

Средиземноморский пояс. В пределах Средиземноморского пояса акцессорные алмазы в ультрамафитах обнаружены в структурах Малого Кавказа. В современной структуре этого региона ультраосновные тела приурочены к двум поясам, протягивающимся более чем на 300 км. Их вещественный состав и тектоническое положение детально исследованы в результате работ С.Б. Абовяна, А.Т. Асланяна, Р.Г. Геворкяна, А.Л. Книппера, С.А. Паланджяна и др. Согласно этим исследованиям, ультрамафиты слагают аллохтонные тела (пластины, пластообразные и линзовидные массивы), согласно залегающие в мезозойских раннегеосинклинальных отложениях. В юго-восточной части Присеванского пояса ультрамафиты и габброиды совместно с подводными толщами диабазов, спилитов и радиоляритов образуют типичную офиолитовую ассоциацию позднемелового (?) возраста. По представлению Р.Г. Геворкяна, внедрение ультрамафитовых пластин происходило значительно позже их глубинной кристаллизации, в пластическом состоянии, в период формирования мезозойских офиолитовых трогов. По всей длине пояса ультрамафиты и вмещающие их породы (часто вместе с метаморфическими сланцами фундамента) наброшены и надвинуты в южном и юго-западном направлении на более молодые отложения верхнего сенона — среднего эоцена.

Независимо от возраста и состава вмещающих отложений, а также от своего географического положения ультрамафиты характеризуются однородностью состава и представлены преимущественно гарцбургитами и апогарцбургитовыми серпентинитами. Подчиненную роль играют дуниты, лерцолиты, верлиты, пироксениты. При этом к дунитам приурочена большая часть хромитовых рудных тел. Почти повсеместно ультрамафиты ассоциируют с габброидами.

Крайние северо-западные выходы ультраосновных пород в Присеванском поясе приурочены к системе хребтов Малого Кавказа, главным образом к северному склону Базумского хребта, являющемуся в тектоническом отношении Гогаранским антиклинорием (горстом), который сложен мощным дислоцированным комплексом верхнеюрских — меловых отложений.

Наиболее распространенный тип ультрамафитов Малого Кавказа — гарцбургиты являются среднезернистыми породами, сложенными оливином (в различной степени серпентинизированным) и ортопироксеном. В небольших количествах присутствуют клинопироксены (до 5%) и хромшпинелиды. Более 75% объема гарцбургитов приходится на долю оливина, который представлен изометричными, слабо вытянутыми зернами размером в среднем около 2 мм, с округлыми сглаженными очертаниями. Оливин образует также пойкилитовые включения в зернах ортопироксена и хромшпинелида. По составу он относится к хризолиту с 5—18% фаялитового компонента.

Таблица 7. Составы хромшпинелидов из ультрамафитов Малого Кавказа

Компоненты	Брекчированный перидотит		Серпентинизированные перидотиты								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
SiO <sub>2</sub>	0,03	0,05	0,05	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,03
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,16	0,11	0,21	0,08	0,05	0,02	0,09	0,24	0,19	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,17	17,63	16,18	18,97	13,12	19,85	15,60	9,68	16,27	16,14	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	45,69	46,27	52,20	48,38	52,12	45,02	51,95	55,40	49,25	49,74	
FeO	19,76	23,41	16,48	19,10	19,57	20,55	15,98	17,16	15,56	17,37	
MgO	13,20	10,86	13,34	12,41	10,80	11,07	14,03	11,82	14,56	12,75	
Сумма	99,03	98,38	98,36	99,07	95,69	96,54	97,58	94,15	95,88	96,22	
Si	0,001	0,002	0,002	—	—	—	—	—	—	0,001	
Ti	0,004	0,004	0,003	0,005	0,002	0,001	0,001	0,002	0,006	0,005	
Al	0,741	0,669	0,608	0,705	0,520	0,757	0,589	0,393	0,619	0,620	
Cr	1,126	1,175	1,315	1,204	1,386	1,520	1,314	1,506	1,256	1,281	
Fe <sup>3+</sup>	0,128	0,150	0,072	0,086	0,092	0,090	0,096	0,099	0,119	0,093	
Fe <sup>2+</sup>	0,387	0,479	0,363	0,417	0,458	0,466	0,331	0,394	0,300	0,380	
Mg	0,613	0,521	0,634	0,583	0,542	0,534	0,669	0,606	0,700	0,620	
Al'	37,1	33,6	30,5	35,3	26,0	37,9	29,5	19,7	31,0	31,1	
Cr'	56,5	58,9	65,9	60,4	69,4	57,6	65,7	75,4	63,0	64,2	
Fe'	6,4	7,5	3,6	4,3	4,6	4,5	4,8	4,9	6,0	4,7	
100Cr / (Cr + Al)	60,3	63,8	68,4	63,1	72,7	60,3	69,1	79,3	67,0	67,4	
100Fe <sup>2+</sup> / (Fe <sup>2+</sup> + Mg)	38,7	47,9	36,6	41,7	45,8	46,5	33,1	39,4	30,0	38,0	

1—4 — массив р. Дзорагат; 5—8 — Джил-Сатанахачский массив; 9—10 — Мумухан-Красарский массив.

Ортопироксен обычно образует ксеноморфные зерна средним размером 2—3 мм, иногда до 10—15 мм. По составу он относится к энстатиту с 6—10 % ортоферросилита.

Хромшпинелиды (алюмохромиты и субферриалюмохромиты) ассоциируют с оливином и образуют ксеноморфные выделения неправильной формы, реже встречаются идиоморфные кристаллы. Судя по результатам анализов (табл. 7), составы хромшпинелидов варьируют даже в пределах одной пробы. При этом большинство зерен относится к алюмохромиту, остальные образуют переходы от субферрихромита к хромиту.

Таблица 8. Состав породообразующих минералов из ультрамафитов Малого Кавказа

Компоненты	Лерцолит		Гарцбургит		Гарцбургито-лерцолит	
	Ортопироксен	Клинопироксен	Оливин	Ортопироксен	Оливин	Ортопироксен
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	51,50	49,98	40,70	52,96	38,95	49,15
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,30	0,13	0,13	0,33	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,47	4,66	Н.о.	4,13	2,57	5,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,68	0,60	5,04	2,31	6,72	1,41
FeO	5,55	3,05	4,80	3,54	2,14	5,13
MnO	0,05	0,08	0,12	0,17	0,11	0,15
MgO	32,20	19,05	48,21	33,33	46,21	32,40
CaO	0,98	21,00	1,31	2,62	2,61	2,43
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,20	0,07	0,07	0,08	0,11
K <sub>2</sub> O	0,13	0,03	0,06	0,06	0,03	0,11
H <sub>2</sub> O	0,32	0,16	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,78
П.п.п.	4,80	1,76	0,25	1,30	1,00	3,24
Сумма	99,99	100,87	100,69	100,62	100,75	100,47
Si	1,857	1,817	1,003	1,836	0,952	1,749
Ti	0,005	0,008	0,002	0,003	0,006	0,006
Al	0,148	0,200	—	0,169	0,074	0,223
Fe	1,186	0,109	0,192	0,162	0,167	0,190
Mn	0,002	0,002	0,003	0,005	0,002	0,004
Mg	1,738	1,031	1,768	1,720	1,683	1,716
Ca	0,038	0,818	0,035	0,097	0,068	0,100
Na	0,009	0,017	—	0,005	—	0,007
K	0,006	0,001	—	0,003	—	0,005
100Fe/(Fe + + Mg)	9,69	9,55	9,79	8,63	9,04	9,97

1—2 — Джил-Сатанахачский массив; 3—6 — Мумухан-Красарский массив.

Структура пород гипидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая. Породы обычно сильно раздроблены, местами катаклазированные. Интенсивная серпентинизация развивается по сетке трещин с образованием петельчатой структуры. В конце концов этим процессом может быть охвачена вся порода, включая пироксены, по которым развиваются крупные выделения бастита. Составы породообразующих минералов ультрамафитов приведены в табл. 8.

Таблица 9. Состав гранатов из ультрамафитов Малого Кавказа

Компоненты	Брекчированный перидотит	Серпентинизированный перидотит		
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	38,30	37,58	37,54	37,72
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,13	0,04	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,75	20,56	20,21	21,20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,015	Н.о.	0,015	0,015
FeO	25,81	25,61	25,41	25,14
MnO	0,75	0,66	0,69	0,63
MgO	5,52	5,35	5,15	5,26
CaO	8,54	8,29	8,89	8,49
Сумма	99,815	98,18	97,945	98,495
Si	2,993	2,987	2,994	2,985
Ti	0,008	0,008	0,002	0,002
Al	1,910	1,924	1,890	1,974
Cr	0,001	—	0,001	0,001
Fe	1,683	1,699	1,690	1,659
Mn	0,049	0,044	0,046	0,042
Mg	0,642	0,633	0,611	0,619
Ca	0,714	0,705	0,758	0,718
100Fe/(Fe + Mg)	72,38	72,84	73,44	72,82

1 — Мумухан-Красарский массив; 2 — массив р. Кочкаран; 3—4 — Джил-Сатанахачский массив.

Таблица 10. Химический состав ультрамафитов Малого Кавказа, по С.А. Паланджяну

Компоненты	Перидотиты (ср. из 5)	Перидотиты и серпентиниты по ним (ср. из 7)	Пироксениты (ср. из 4)	Габбро (ср. из 17)
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	39,82	38,72	46,27	49,11
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,06	0,38	0,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,65	2,78	5,80	16,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,66	4,87	4,44	3,08
FeO	3,45	3,30	8,15	6,27
MnO	0,09	0,14	0,12	0,12
MgO	30,68	37,75	16,15	6,58
CaO	7,28	0,94	14,45	11,55
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,07	0,52	2,58

Компоненты	Перидотиты (ср. из 5)	Перидотиты и серпентиниты по ним (ср. из 7)	Пироксениты (ср. из 4)	Габбро (ср. из 17)
	1	2	3	4
K <sub>2</sub> O	Сл.	0,02	0,32	0,43
H <sub>2</sub> O	0,39	0,50	0,50	0,23
П.п.п.	8,31	10,50	3,18	2,88
Сумма	99,43	100,39	100,28	99,99
<i>a</i>	—	0,2	1,4	6,5
<i>c</i>	1,5	1,0	1,1	8,1
<i>b</i>	59,1	61,5	49,8	26,9
<i>s</i>	39,4	37,3	47,7	58,5
<i>a'</i>	—	1,7	—	—
<i>f'</i>	13,0	10,1	21,1	33,2
<i>m'</i>	76,4	88,2	49,3	42,6
<i>c'</i>	10,6	—	29,6	24,2
<i>n</i>	100	84,6	73,0	92,0
$\varphi$	8,3	5,7	7,1	5,0
<i>t</i>	0,002	0,1	0,6	1,2
$-Q$	22,7	25,8	8,5	4,1
<i>a:c</i>	—	0,2	1,3	0,8

1, 3, 4 — северо-восточное побережье оз. Севан; 2 — Караиман-Зодский массив.

По данным С.А. Паланджяна, ультрамафиты Малого Кавказа обеднены аксессуарными минералами. В них постоянно отмечаются лишь хромшпинелид (1,5—3,3 %), апатит (до 3 г/т), циркон (до 1 г/т), сульфиды. Кроме этих минералов в результате детальных исследований были установлены муассанит, корунд, графит, гранат.

До сих пор гранаты в изверженных породах Малого Кавказа были известны только в габброидах, где в их составе преобладает гроссуляровый компонент. Обнаруженные гранаты — светло-оранжевого цвета, с показателем преломления больше 1,78, размером 0,075—1,25 мм. У некоторых из наиболее крупных зерен наблюдаются реликты граней ромбододекаэдра. Расчеты показывают, что гранаты на 52—54 % состоят из алмандинового компонента с примесью 20—22 % пиропового и 19—22 % гроссулярового компонентов. При этом составы всех зерен (табл. 9) близки между собой; гранаты аналогичного состава встречены в аллювиальных отложениях.

По химическим особенностям альпинотипные ультрамафиты Малого Кавказа представляют собой типичные ультрамафиты нормального ряда с низкими содержаниями кремнезема, высокими содержаниями окиси магния и высокими отношениями молекулярных коли-

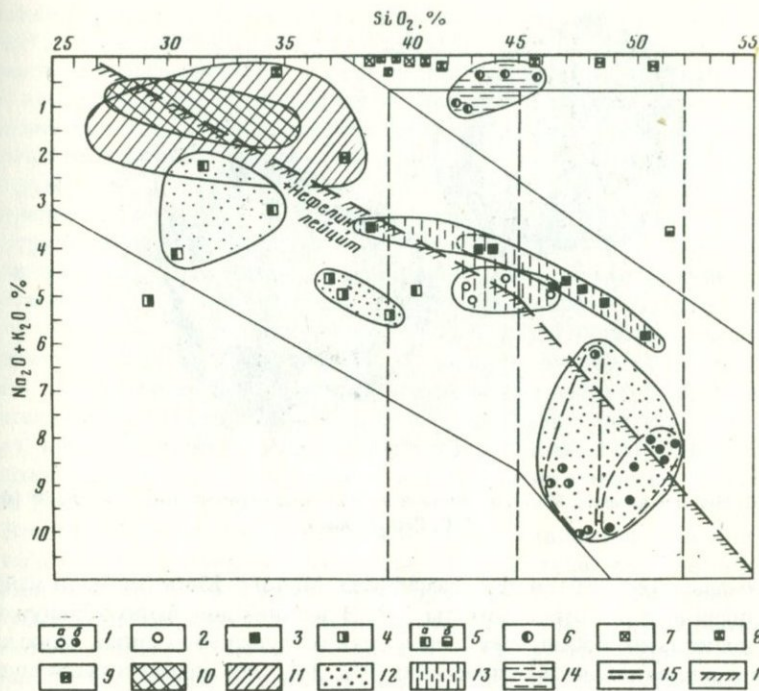


Рис. 9. Петрохимическая диаграмма ультраосновных и щелочно-базальтоидных пород, содержащих акцессорные алмазы, по методу А.А. Маракушева.

Щелочные базальтоиды: 1, 2 — калиевые (а — тело № 1, б — тела № 3 и 4), 3 — натриевые, 4 — альфеиды, 5 — камptonиты (а — тело № 1, б — тела № 3, 4). Ультрамафиты: 6 — из включений в теле № 1, 7 — Малого Кавказа, 8 — Корякского нагорья, 9 — Камчатки. Поля: 10 — кимберлитов, 11 — ингилитов, 12 — щелочных базальтоидов калиевого ряда, 13 — щелочных базальтоидов натрового ряда, 14 — ультраосновных включений в щелочных базальтоидах; 15 — границы петрографических групп пород, по А.А. Маракушеву; 16 — граница щелочных пород с фельдшпатадами

ществ магния и суммарного железа ( $M/F = 8$ ; табл. 10). Другими особенностями химического состава ультрамафитов (рис. 9) являются невысокие содержания глинозема ( $Al_2O_3$ , 0,3—6,65 %; в среднем в перидотитах и дунитах до 4 %), низкая кальциевость ( $CaO$  сл. — 4,2 %, в среднем 1,5—2 %), обедненность щелочами, в особенности калием ( $Na_2O$  сл. — 0,52 %;  $K_2O$  сл. — 0,2 %).

Геохимический облик ультрамафитов Малого Кавказа весьма специфичен. При обедненности редкими и малыми элементами весьма характерно для них повышенное содержание хрома и никеля. Ультрамафиты сильно обеднены титаном и ванадием (сотые доли процента). Из других микроэлементов в ультрамафитах постоянно присутствуют медь (в среднем 0,08 %) и цинк (0,013 %).

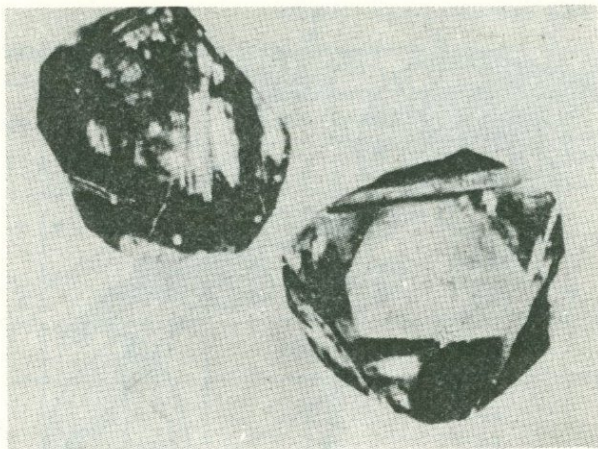


Рис. 10. Первые алмазы Малого Кавказа из обломка серпентинита; увел. 20 (фото Р.Г. Геворкяна)

Алмазы (рис. 10) в ультрамафитах Малого Кавказа были найдены случайно в обломке породы [4]. В дальнейшем было обнаружено еще несколько небольших зерен как в ультраосновных породах, так и в аллювиальных отложениях [22, 24]. Эти находки были сделаны в различных лабораториях.

Алмазы (см. рис. 10) — бесцветные, прозрачные октаэдры почти правильной формы. Один из них имеет гладкие грани, второй — характерную ступенчатую скульптуру. Оба кристалла обладают аномальным двупреломлением, причем в первом кристалле в результате неравномерного распределения напряжений по объему двупреломление достигает цветов II порядка. Рентгенограммы алмазов показывают наличие в кристаллах объемных дефектов, повторяющихся ступени граней и, следовательно, возникших в процессе роста. Среди исследованных алмазов около трети приходится на долю кристаллов кубического габитуса, 50 % — на кристаллы октаэдрического габитуса и 7 % — ромбододекаэдрического. На долю бесцветных кристаллов приходится 33,3 %, на дымчато-бурые — 38,1 %, на коричневые — 19,0 %, на желтые и фиолетовые по 4,8 %. Большинство кристаллов люминесцирует в ультрафиолетовых лучах в оранжевых и зеленых тонах.

Западная часть Тихоокеанского пояса. Корьякское нагорье. Породы, относящиеся к меланократовому фундаменту эвгеосинклинали, в современной структуре слагают аллохтонные фрагменты — массивы площадью до нескольких сот квадратных километров, которые пространственно связаны с зонами серпентинитового меланжа. В двух из этих массивов найдены акцессорные алмазы [28].

Первый массив имеет блоковое строение, пологие контакты с вмещающими вулканогенно-осадочными породами и сложен преимуще-

щественно гарцбургитами (в различной степени серпентинизированными), с подчиненным развитием дунитов и лерцолитов. В строении массива значительную роль играет полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс, для пород которого характерно директивное расположение кристаллов гнезд энстатита, а также развитие жилообразных и шлировидных тел пироксенитов (энстатититы и вебстериты). Алмаз обнаружен в пробе слобосерпентинизированного гарцбургита из центральной части массива. Основная часть породы (до 90 %) сложена аллотриоморфным агрегатом крупных зерен оливина, обладающих волнистым или мозаичным погасанием, с развитием трансляционных двойников. Выделения энстатита сильно деформированы, ксеноморфны по отношению к оливину, иногда слагают интерстиции между его зернами. Редкие кристаллы хромшпинелида имеют идиоморфный облик. Характерно наличие в энстатитах и хромшпинелидах мелких пойкилитовых выделений оливина, представляющих собой, по-видимому, наиболее раннюю минеральную фазу. По химизму гарцбургит, содержащий алмазы, относится к высокомагнезиальным образованиям (табл. 11).

Второй массив имеет повсеместно тектонические контакты с вулканогенно-осадочными породами. Форма тела пластообразная, с мощностью до 5 км и пологим погружением к югу. Тело пересечено субмеридиональными разрывными нарушениями, определяющими блоковое строение массива. В составе пород этого массива дуниты и гарцбургиты играют подчиненную роль. Они образуют сравнительно небольшие полосы и линзовидные участки с постепенными переходами к лерцолитам, слагающим главную часть массива. Находки акцессорных алмазов приурочены к лерцолитам восточной части массива. По своему химическому составу эти лерцолиты, как и гарцбургиты первого массива, ничем не отличаются от аналогичных ультрамафитов (см. табл. 11 и рис. 9). Лерцолит имеет массивную текстуру, интенсивно серпентинизирован. В нем сохранились реликты оливина, баститизированного энстатита. Клинопироксен развит неравномерно, гнездами, ксеноморфен по отношению к оливину. Имеются мелкие ксеноморфные, иногда червеобразные выделения светло-коричневого хромшпинелида. В целом порода содержит около 30 % пироксена, среди которых преобладает энстатит.

Оливины в ультрамафитах Корякского нагорья представлены типичными для этих пород форстеритами с 8—11 % железистого компонента, небольшой примесью окисей хрома (0—0,7 %) и титана (0—0,5 %). Монтичеллитовый компонент в незначительном количестве (0,01—0,02 % CaO) отмечен только в оливинах первого массива (табл. 12). Клинопироксены относятся к диопсидам и фассаитовым диопсидам (табл. 13). Они ассоциируют с магнезиальными энстатитами. При этом в энстатитах из гарцбургитов первого массива содержания кальция и алюминия меньше, чем в энстатитах из лерцолитов второго массива (табл. 14).

Весьма характерна повышенная хромистость пироксенов первого массива: в клинопироксенах  $Cr/(Cr + Al) - 29-37$  против 9—17 % для

Таблица 11. Химический состав ультрамафитов  
Корякского нагорья

Компоненты	Первый массив			Второй массив		
	Дуниты (ср. из 7)	Лерцолиты (ср. из 3)	Гарцбургиты (ср. из 14)	Дуниты (ср. из 3)	Лерцолиты (ср. из 4)	Гарцбургиты (ср. из 2)
SiO <sub>2</sub>	39,36	45,61	41,11	34,69	39,00	39,20
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,07	0,04	0,03	0,08	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	1,30	0,90	0,81	2,05	1,35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	0,48	0,36	He опр.	0,17	He опр.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,16	2,12	2,03	3,66	3,78	1,59
FeO	6,07	8,20	6,14	5,00	4,50	4,96
MnO	0,13	0,17	0,13	0,04	0,17	0,10
MgO	45,98	35,29	43,86	41,15	37,57	40,98
CaO	0,10	2,00	0,29	0,20	2,32	0,83
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,13	0,12	0,12	0,03	0,12
K <sub>2</sub> O	0,05	0,06	0,07	0,29	0,01	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,12	0,04	0,02	0,07	0,13
П.п.п.	4,16	4,29	4,61	13,43	10,00	10,23
Сумма	99,10	99,84	99,70	99,44	99,75	99,54
<i>a</i>	0,1	0,3	0,3	0,6	0,05	0,3
<i>c</i>	0,1	0,6	0,3	0,2	1,1	0,6
<i>b</i>	65,6	57,3	63,3	65,7	61,3	62,4
<i>s</i>	34,2	41,8	36,1	33,5	37,5	36,7
<i>a'</i>	0,2	—	0,2	—	—	—
<i>f'</i>	9	14	9	10	11	8
<i>m'</i>	91	84	91	90	87	92
<i>c'</i>	—	2	—	0,1	2	0,4
<i>n</i>	67	80	80	40	100	80
$\varphi$	2,1	1,5	2,1	4,0	4,4	1,8
<i>t</i>	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	—
$-Q$	31,9	17,6	28,7	34,4	26,15	27,8
<i>a : c</i>	1,5	0,5	1,0	3,3	0,05	0,5

*Примечание.* Использованы результаты анализов, выполненных в ТОЭИ ЦНИГРИ, а также данные Г.В. Пинуса, В.Г. Силкина и др.

второго массива, в ортопироксенах  $Cr/(Cr + Al) - 12-34$  и  $6-12$  % соответственно. Эти данные согласуются с общей повышенной хромистостью ультрамафитов первого массива (см. табл. 11).

Алмазы этих массивов представлены небольшими (0,1–0,4 мм) бесцветными обломками монокристаллов с характерной штриховкой поверхности. В пробах из лерцолитов второго массива вместе с

Таблица 12. Химический состав оливинов  
из ультрамафитов Корякского нагорья

Компоненты	Гарцбургиты (первый массив)				Лерцолиты (второй массив)	
SiO <sub>2</sub>	39,83	40,02	39,18	39,43	39,27	39,83
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,03	0,05	0,05	Н.о.	Н.о.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,07	Н.о.	Н.о.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Н.о.	0,01	0,07	0,05	0,01	Н.о.
FeO	8,81	9,64	8,90	8,05	10,60	8,72
MnO	0,10	0,14	0,20	0,14	0,15	0,15
MgO	50,39	50,31	49,23	50,83	49,51	50,71
CaO	0,02	0,017	0,02	0,01	Н.о.	Н.о.
Сумма	99,17	100,16	97,65	98,63	99,54	99,41
Si	0,966	0,933	0,968	0,954	0,951	0,961
Ti	—	0,001	0,001	0,001	—	—
Al	—	—	—	0,002	—	—
Cr	—	—	0,001	0,001	—	—
Fe	0,178	0,194	0,183	0,163	0,214	0,176
Mn	0,002	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003
Mg	1,819	1,802	1,810	1,830	1,783	1,821
Ca	0,001	—	0,001	—	—	—
100Fe/(Fe + + Mg)	8,92	9,70	9,20	8,16	10,71	8,79
Ca, г/г	143	71	143	71	—	—
Форстерит, %	91,0	90,1	90,5	91,5	89,2	91,1

Примечание. В табл. 12—14 использованы материалы Л. Д. Лавровой.

алмазами обнаружены также единичные знаки розовых гранатов с показателем преломления около 1,78 (альмандин-пиропы).

Расположенный в пределах Срединного хребта Камчатки массив, в котором был найден акцессорный алмаз, имеет сильно вытянутую форму, неправильные очертания и размеры 7x (0,25—2) км. По данным Б. К. Долматова, он тяготеет к ядру брахисинклинальной структуры, сложенной палеозойскими метаморфическими зелеными сланцами актинолит-эпидот-хлорит-плагноклазового состава и филлитами.

Среди ультраосновных пород преобладают дуниты, расположенные в периферической части массива. Связанные с ними постепенными переходами перидотиты имеются в восточной части массива. Центральная часть массива сложена преимущественно пироксенитами, образующими небольшие тела с рвуцами контактами. Горнблендиты

Таблица 13. Химический состав клинопироксенов из ультрамафитов Корякского нагорья

Компоненты	Первый массив			Второй массив				
	Гарцбургит	Оливиновый пироксенит		Лерцолит			Плагиоклазовый лерцолит	
SiO <sub>2</sub>	54,99	56,40	54,68	51,26	49,55	50,78	50,65	52,72
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,02	0,09	0,14	0,34	0,18	0,06	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,79	0,29	0,54	5,25	3,50	5,52	4,73	2,52
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	0,18	0,44	0,81	0,94	0,96	1,21	0,78
FeO	2,89	4,32	3,28	2,68	2,62	2,39	2,79	2,91
MnO	0,17	0,11	0,23	0,21	0,09	0,09	0,13	0,13
MgO	17,41	14,87	16,88	14,35	15,33	15,64	17,44	16,72
CaO	23,75	23,99	23,36	23,39	25,12	23,44	23,78	23,04
Na <sub>2</sub> O	Н.о.	Н.о.	0,13	0,32	0,37	0,32	Н.о.	Н.о.
K <sub>2</sub> O	Н.о.	Н.о.	0,01	Н.о.	0,02	0,05	Н.о.	Н.о.
Сумма	100,50	100,18	99,64	98,41	97,88	99,37	100,79	99,05
Si	1,996	2,004	2,006	1,906	1,846	1,858	1,824	1,943
Ti	0,002	0,001	0,002	0,004	0,010	0,005	0,002	0,005
Al <sup>IV</sup>	0,002	—	—	0,090	0,144	0,137	0,174	0,051
Al <sup>VI</sup>	0,031	0,012	0,023	0,140	0,010	0,101	0,026	0,058
Cr	0,012	0,005	0,013	0,024	0,028	0,028	0,034	0,023
Fe	0,088	0,128	0,100	0,083	0,081	0,073	0,084	0,090
Mn	0,005	0,003	0,007	0,007	0,003	0,003	0,004	0,004
Mg	0,942	1,315	0,923	0,793	0,850	0,852	0,936	0,917
Ca	0,922	0,532	0,917	0,930	1,001	0,918	0,916	0,908
Na	—	—	0,009	0,023	0,027	0,023	—	—
100Fe/(Fe + Mg + Ca)	4,5	6,5	5,1	4,6	4,2	4,0	4,3	4,7
100Mg/(Fe + Mg + Ca)	48,2	66,6	47,6	43,9	44,0	46,2	48,3	47,9
100Ca/(Fe + Mg + Ca)	47,3	26,9	47,3	51,5	51,8	49,8	47,4	47,4
100Fe/(Fe + Mg)	8,51	8,87	9,82	9,48	8,73	7,92	8,23	8,89
100Ca/(Ca + Mg)	49,46	28,80	49,84	53,98	54,08	51,86	49,46	49,75
100Cr/(Cr + Al)	36,36	29,41	36,11	9,45	15,38	10,53	14,53	17,42

Таблица 14. Химический состав ортопироксенов  
из ультрамафитов Корякского нагорья

Компо- ненты	Первый массив						Второй массив					
	Гарцбургит			Оливиновый пироксенит			Лерцолит			Плагиок- лазовый лерцолит		
SiO <sub>2</sub>	56,19	57,07	56,61	55,50	55,98	57,14	56,30	53,04	53,63	54,78	53,42	55,52
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,03	0,07	0,06	0,04	0,02	0,06	0,08	0,05	0,06	0,01	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,22	0,63	0,53	2,67	0,65	0,25	0,55	4,40	4,26	4,63	3,84	1,98
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,25	0,23	0,58	0,35	0,18	0,27	0,57	0,46	0,66	0,77	0,45
FeO	2,32	5,95	8,22	6,17	5,03	7,45	8,32	6,12	6,43	6,62	5,70	7,72
MnO	0,09	0,12	0,24	0,17	0,17	0,12	0,32	0,18	0,12	0,12	0,13	0,27
MgO	34,65	35,31	33,03	33,93	35,27	33,98	32,19	31,39	33,31	32,51	32,44	32,10
CaO	0,48	0,52	0,61	0,38	0,93	0,76	1,20	0,89	0,80	0,99	1,73	1,16
Na <sub>2</sub> O	0,02	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,01	Н.о.	Н.о.
K <sub>2</sub> O	0,02	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,01	Н.о.	Н.о.
Сумма	95,43	99,88	99,54	99,46	98,42	99,90	99,21	96,67	99,06	100,39	98,04	99,30
Si	2,004	1,964	1,980	1,924	1,949	1,982	1,982	1,900	1,866	1,890	1,881	1,952
Ti	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	—	0,003
Al <sup>IV</sup>	—	0,026	0,018	0,074	0,027	0,010	0,016	0,098	0,133	0,108	0,119	0,045
Al <sup>VI</sup>	0,051	—	0,03	0,035	—	—	0,007	0,087	0,042	0,080	0,040	0,037

Компо- ненты	Первый массив						Второй массив					
	Гарцбургит			Оливиновый пироксенит			Лерцолит			Плагиок- лазовый лерцолит		
Cr	0,011	0,007	0,006	0,016	0,010	0,005	0,008	0,016	0,013	0,018	0,021	0,012
Fe	0,069	0,171	0,240	0,178	0,146	0,216	0,244	0,183	0,187	0,191	0,168	0,226
Mn	0,003	0,004	0,007	0,005	0,005	0,004	0,010	0,005	0,004	0,004	0,004	0,008
Mg	1,840	1,808	1,721	1,752	1,827	1,754	1,686	1,675	1,624	1,670	1,702	1,673
Ca	0,018	0,019	0,023	0,014	0,035	0,028	0,045	0,034	0,030	0,036	0,065	0,044
Na	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—	—
K	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100Fe/(Fe + + Mg)	3,62	8,63	12,24	9,25	7,41	10,94	12,65	9,84	9,75	10,20	8,97	11,88
100Ca/(Ca + + Mg)	0,99	1,05	1,31	0,80	1,86	1,61	2,61	2,00	1,70	2,14	3,69	2,53
100Cr/(Cr + + Al)	17,74	21,21	22,22	12,80	27,03	33,33	25,81	7,96	6,91	8,74	11,67	12,77

Таблица 15. Химический состав ультрамафитов Камчатки

Компоненты	Дунит	Верлит	Пироксенит (ср. из 4)	Мелкозернистый сланцеватый пирок- сенит
SiO <sub>2</sub>	40,52	48,76	50,78	37,60
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,06	0,13	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	0,84	1,40	3,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,48	0,45	2,76	12,44
FeO	2,97	3,65	3,04	9,93
MnO	0,16	0,13	0,10	0,19
MgO	35,68	17,14	20,28	10,04
CaO	4,21	19,91	19,33	18,45
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,34	0,21	0,62
K <sub>2</sub> O	0,04	0,12	0,08	1,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,20	0,15	2,66
П.п.п.	10,96	8,48	2,00	2,05
Сумма	99,76	100,08	100,26	99,92
<i>a</i>	0,1	0,8	0,5	3,3
<i>c</i>	0,3	0,1	0,5	0,4
<i>b</i>	76,5	50,3	52,0	55,4
<i>s</i>	49,1	48,8	47,0	40,9
<i>f'</i>	9	7	8	34
<i>m'</i>	84	51	54	29
<i>c'</i>	7	42	38	37
<i>n</i>	—	79	78	38
$\varphi$	5,3	0,7	3,7	17,9
<i>t</i>	0,1	0,1	0,2	2,2
$-Q$	28,3	4,1	7,5	25,2
<i>a : c</i>	0,2	14,0	1,0	7,4

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ "Камчатгеологии".

отмечены на западном фланге массива. По отсутствию гарцбургитов, наличию дунитов и клинопироксенитов массив отличается от альпино-типных ультрамафитов Корякского нагорья и приближается к массивам дунит-клинопироксенитовой ассоциации Урала и Саян.

Дуниты под микроскопом представлены мозаичным агрегатом изометричных зерен оливина, между которыми встречаются идиоморфные зерна или выделения неправильной формы хромита. Имеются единичные зерна моноклинного пироксена. Часто дуниты почти полностью серпентинизированы.

Слюдавые перидотиты, имеющие аллотриоморфнозернистую структуру, состоят из агрегата мелких (около 1 мм) изометричных

кристаллов диопсида (50—60 %), между которыми равномерно рассеяны зерна оливина и пластинки слюды.

Слюдяные пироксениты обладают гипидиоморфной структурой. Они на 80 % состоят из клинопироксена, между кристаллами которого рассеяны пластинки слюды и ксеноморфные зерна рудного минерала. По величине зерен пироксениты разделяются на гигантозернистые, в которых короткостолбчатые кристаллы клинопироксена достигают 30 см в поперечнике, и мелкозернистые. Последние слагают центр западной части массива. Они участками имеют сидеронитовую структуру благодаря повышенному содержанию в них рудного минерала. Размер зерен клинопироксена в них 0,1—1 мм.

В горнблендитах помимо идиоморфных кристаллов зеленой роговой обманки (0,1—2 мм) присутствуют клинопироксен и слюда.

По химическому составу (табл. 15, см. рис. 9) мелкозернистые пироксениты обогащены титаном и калием (благодаря присутствию рудного минерала и слюды), а также (довольно сильно) фосфором. Мелкозернистые пироксениты, по данным спектрального анализа, характеризуются также повышенными концентрациями ванадия и галлия.

Алмаз найден в мелкозернистом слюдяном пироксените, и именно эта порода сильно отличается по своему химизму от остальных ультрамафитов (см. рис. 9). Он представлен обломком монокристалла размером 0,2 мм. В ассоциации с алмазом встречен хромшпинелид, а в других пробах из массива выявлены розовый гранат альмандин-пиропового ряда с показателем преломления около 1,754, графит, муассанит, корунд, циркон [27].

## § 2. Щелочные базальтоиды

В настоящее время аксессуарные алмазы выявлены в двух типах щелочных базальтоидов — калиевого ряда и натриевого ряда, в которых присутствуют модальные фельдшпатиды — соответственно лейцит и нефелин (или продукты их изменения).

### *Калиевые базальтоиды*

Рассматриваемые базальтоиды развиты в области мезо-кайнозойской активизации герцинских структур и слагают четвертичные вулканические аппараты в двух районах. В первом из них в нескольких телах (№ 1, 3 и 4) обнаружены аксессуарные алмазы.

Тело № 1 представлено реликтом верхней части вулканического конуса (рис. 11). Нижняя и кратерная части вулкана перекрыты плейстоценовыми базальтами, в сохранившейся на поверхности части тела кратер отсутствует. По магнитометрическим данным, он находится на глубине около 100 м под плейстоценовыми базальтами. Вулканические породы полого налегают на древние конгломераты, имея мощность от первых метров до первых десятков метров.

У вулканитов наблюдается стратификация материала, слоистость

Рис. 11. Геологическое строение тела № 1.

1-4 — гранатовые лейцитовые базальтоиды: 1 — первая фаза I цикла извержения (вулканические пеплы, шлаки), 2 — вторая фаза I цикла (шлаки, лавы, бомбы), 3 — переотложенный пирокластический материал I цикла, 4 — базаниты пористые и плотные II цикла; 5 — девонские конгломераты; 6 — современные пролювиально-делювиальные отложения; 7 — предполагаемое жерло вулкана; 8 — падение слоистости вулканитов; 9 — разрывные нарушения под современными наносами.

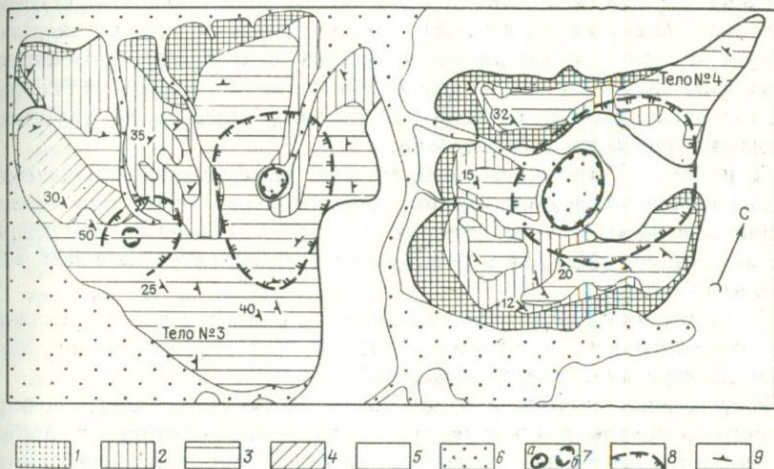
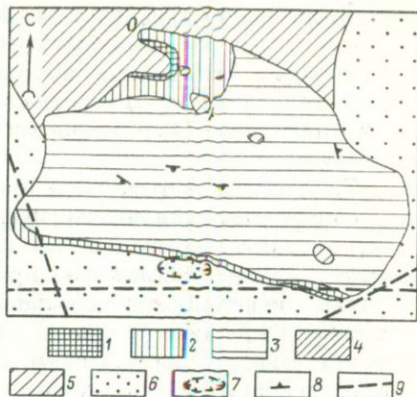


Рис. 12. Геологическое строение тел № 3 и 4.

1-4 — гранатовые лейцитовые базальтоиды: 1 — первая фаза I цикла извержения (вулканические пеплы, шлаки), 2 — вторая фаза I цикла (лавы темно-серые, пористые, реже плотные), 3 — первая II цикла (переслаивание шлаков и глголинатов), 4 — вторая фаза II цикла (лавы вишнево-красные, пористые); 5 — палеозойские осадочные и изверженные породы; 6 — современные делювиально-пролювиальные отложения; 7 — жерла вулканических аппаратов (а — установленные, б — предполагаемые); 8 — кратеры; 9 — элементы залегания вулканитов

в которой в целом повторяет рельеф конгломератов; углы падения слоев не превышают 10-12°. Нижние горизонты, вскрытые горными выработками в северной части тела, начинаются слоем темно-серых, почти черных вулканических пеплов мощностью 0,1-0,3 м, которые выше сменяются шлаками базанитов лапиллиевой размерности, сцементированными теми же пеплами. Общая мощность нижнего

горизонта не превышает 1 м. Видимо, первые стадии извержения вулкана были маломощными. Следующий горизонт, отвечающий второй фазе извержения вулкана, прослеживается по периферии тела и начинается гигантопористыми базальтоидовыми лавами шихлунитового типа. Они сменяются шлаками и бомбами диаметром до 20—30 см.

Основная часть выхода на поверхность тела № 1 сложена рыхлым вулканическим материалом, представленным обломками базальтоидов, от тонкощебенчатых до глыбовых, претерпевших процессы переотложения. Базальтоиды представлены черными плотными разностями, содержащими небольшие (до 1—5 см) угловатые обломки гранитов и крупные (1—10 см) мегакристы черного клинопироксена, граната, санидина, реже слюды. Изредка встречаются бомбы стекловатых лимбургитов. Постоянно присутствуют ксенолиты глубинных пород: лерцолитов, пироксенитов размером до 0,7—0,8 м в диаметре.

Тела № 3 и 4, разделенные долиной ручья, расположены в 3,5 км к северу от тела № 1 (рис. 12). Тело № 3 является двухкратерным вулканом, северный (главный) кратер которого хорошо выражен в рельефе; дно его заполнено наносами. Второй кратер с жерлом диаметром 30—40 м являлся центром излияний только на поздних стадиях извержения и фиксируется главным образом по элементам залегания вулканических потоков.

Тело № 4 — однократерный вулкан, расположенный на склоне водораздельного гребня. Лишь незначительная часть лав смогла перелиться через этот гребень к северу и образовать небольшой "язык" длиной 200—250 м. Его единственный кратер занимает большую часть аппарата.

Кратеры обоих вулканов окружены потоками лав и пирокластического материала, у которых видна четкая стратификация. Углы наклона эффузивов достигают 35—40°.

Извержения проходили в два цикла, разделенные, видимо, определенными промежутком времени. Каждый цикл начинался с выбросов пирокластического материала, которые сменялись излияниями насыщенных газами пористых лав, образовавших шлакобазальты шихлунитового типа. На конечных стадиях каждого цикла происходило излияние лав, лишенных газовой фазы.

Породы, слагающие тела № 3 и 4, совершенно идентичны и схожи с породами тела № 1. Внешне они отличаются от пород тела № 1 отсутствием крупных мегакристов граната и относительной редкостью мегакристов клинопироксена. Глубинные включения, представленные только шпинелевыми лерцолитами, относительно редки и невелики по размерам (обычно не более 5—7 см в диаметре).

Вулканические породы, слагающие тела № 1, 3 и 4, представлены эффузивами щелочно-базальтоидного состава, отличительной чертой которых является присутствие в них граната. Среди них имеется ряд разновидностей, отличающихся друг от друга по составу, структуре основной массы и текстуре.

Таблица 16. Количественный минеральный состав гранатовых базальтоидов

Минералы	Без вкрапленников плагиоклаза				С вкрапленниками плагиоклаза			
	С лейцитом		Без лейцита		С лейцитом		Без лейцита	
	Лейцитовые базаниты	Лейцитовые лимбургиты	Базаниты	Лимбургиты	Лейцитовые щелочные базальты	Лейцитовые щелочные базальты	Щелочные базальты	Щелочные гиалобазальты

Вкрапленники:

гранат	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	Ед. зн.
клинопироксен	Ед. зн.	Ед. зн.	2—5	Ед. зн.	2—5	Ед. зн.	—	Ед. зн.
ортопироксен	3—10	3—5	2—5	3—5	2—5	Ед. зн.	5—10	До 5
оливин	5—30	5—10	5—30	5—15	10	10	5—10	10—30
флогопит	—	—	—	—	Ед. зн.	—	—	—
санидин	—	—	—	Ед. зн.	1—3	—	—	—
плагиоклаз	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	5—20	10	3—10	До 15
ортоклаз	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	2—5	—	2—5	До 10

Основная масса:

плагиоклаз	5—20	3—5	5—20	5—15	5—20	15	10	5—10
лейцит	5—20	5—10	—	—	5—10	3—5	Ед. зн.	—
клинопироксен	3—5	2—3	2—3	3—5	5—10	5	2—5	—
оливин	10—30	5—15	10—15	5—10	10—15	—	20	—
магнетит	5—20	5—10	10—15	5—10	15—20	20	10	До 5
стекло	10—35	60—70	10—20	40—65	20—35	40	30—40	45—80

*Примечание.* Таблица составлена по данным подсчетов в шлифах, поэтому содержание мегакристов граната, клинопироксена, санидина, флогопита здесь следует считать заниженным.

Макроскопически эти породы — кайнотипные порфиновые, на черном или красном фоне которых выделяются вкрапленники, ксенолиты и глубинные включения.

Вкрапленники представлены гранатом, клино- и ортопироксеном, оливином, слюдой, санидином, плагиоклазом. Некоторые из них (гра-

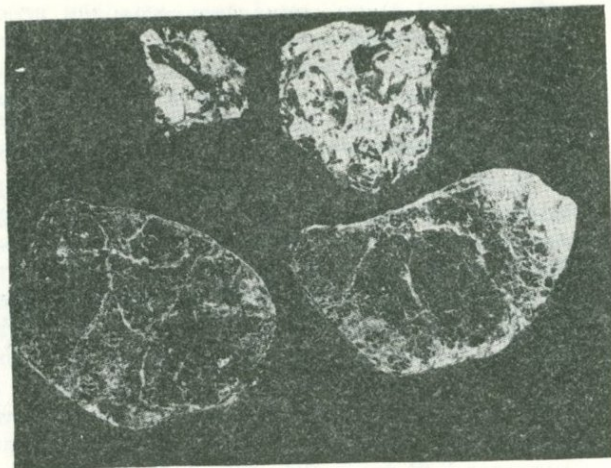


Рис. 13. Мегакристы граната из базанитов тела № 1, нат. вел.

нат, клинопироксен, флогопит, санидин) достигают 5–10 см в диаметре и могут быть названы мегакристами. В основной массе диагностированы плагиоклаз, лейцит, клинопироксен, оливин и др.

Классификация гранатовых базальтоидов производится по наличию в них виртуальных минералов: выделяются четыре группы пород (табл. 16).

Основная масса пород характеризуется различной степенью кристаллизации: от 70–75 % до почти полностью стекловатых. Для разделения последних разностей стекловатые аналоги базанитов относились к лимбургитам\*, а стекловатые разности щелочных базальтов — к щелочным гиалобазальтам.

Внутри каждой группы пород встречаются разновидности с различной степенью пористости и разным содержанием ксеногенного материала. Поэтому выделяются шлаковые лавы и лавобрекчии. Формальным критерием для отнесения пород к лавобрекчиям принималось 10 %-ное содержание ксеногенного материала и обязательное присутствие в его составе не только ксеноминералов, но и обломков пород.

Минералы, входящие в состав всех типов пород, либо совершенно идентичны, либо близки по составу.

Гранат (пироп-альмандин) встречается в виде мегакристов и фенокристов. Мегакристы граната (рис. 13) достигают 10 см в поперечнике и 700 г по массе. Они имеют неправильные, приближающиеся к округлым очертания и сглаженные поверхности. Обычно они

\* По преобладанию в этих породах оливина над пироксеном они отличаются от типичных лимбургитов и приближаются к угандитам.

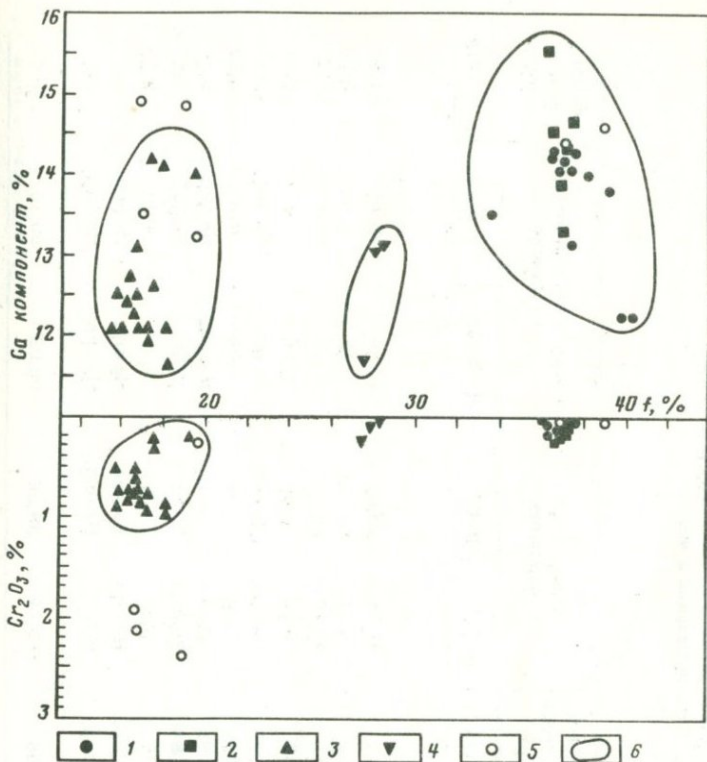


Рис. 14. Особенности составов гранатов из калиевых щелочных базальтоидов. 1 — мегакристы; 2 — сростки с клинопироксеном; 3 — из включений гранатовых перидотитов; 4 — из гранатовых авгитов; 5 — из аллювия водотоков, размывающих щелочные базальтоиды; 6 — поля составов гранатов

трещиноваты и покрыты продуктами вторичных изменений. Цвет минерала в обломках от светло-до оранжево-красного. Показатель преломления варьирует от 1,740 до 1,760, с резким преобладанием значений 1,754. Более определенно можно судить о составе гранатов по результатам химического анализа мегакристов (табл. 17, ан. 1/161, 14/14598, 15/14599, D-Тр-1/3). Мегакристы наиболее железистые ( $f = 33-40$ ) и отличаются от гранатов из ультраосновных включений не только этим, но и минимальной примесью хрома (рис. 14). Следует обратить внимание на повышенные содержания щелочей (особенно натрия) в анализированных гранатах, что установлено независимыми друг от друга анализами в трех лабораториях. По мнению Н.В. Соболева [34], такое явление возможно при повышенных давлениях.

Клинопироксен (титанавгит), как и гранат, иногда образует мегакристы размером до 6–8 см. В шлифах фенокристы представле-

Таблица 17. Химический состав гранатов из калиевых щелочных базальтоидов и из включений в них

Компоненты	Мегакристи			Мегакристо- вый сросток с Срх	Гранатовый лерцолит		Гранатовый оливниновый вебстерит		Гранато- вый ав- гитит
	1/161	14/14598	15/14599	Д-Тр-1/3	Н-78/1	Д-ГВ-24	Д-ГВ-25	4-6	Н-78/2
SiO <sub>2</sub>	39,50	39,60	39,90	41,45	41,90	42,80	42,93	42,76	41,80
TiO <sub>2</sub>	0,70	1,02	0,77	1,12	0,14	Не опр.	0,40	0,45	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,50	19,43	19,99	21,11	23,30	22,17	22,54	22,47	23,40
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,03	0,78	0,29	0,26	0,22	0,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,18	2,80	3,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	11,64	10,84	11,17	15,24	7,49	7,98	8,64	7,10	12,10
MnO	0,36	0,09	0,16	Не опр.	0,37	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,38
MgO	15,94	13,87	13,48	15,16	20,92	21,01	19,96	21,99	17,81
CaO	5,04	8,93	9,04	5,97	5,22	5,57	5,30	4,86	4,59
Na <sub>2</sub> O	0,80	1,16	1,23	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Н.о.
K <sub>2</sub> O	0,30	0,50	0,50	Не опр.	Н.о.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Н.о.
Сумма	96,96	98,24	99,27	100,08	100,12	99,82	100,03	99,85	100,41

Si	2,968	2,945	2,942	3,046	2,957	3,029	3,052	3,011	3,000
Ti	0,040	0,057	0,042	0,062	0,008	—	0,021	0,024	0,006
Al	1,726	1,702	1,735	1,827	1,936	1,848	1,886	1,864	1,978
Cr	—	—	—	0,002	0,044	0,016	0,014	0,012	0,012
Fe	0,909	0,830	0,855	0,935	0,041	0,471	0,512	0,417	0,725
Mn	0,023	0,006	0,010	—	0,022	—	—	—	0,023
Mg	1,784	1,536	1,480	1,659	2,198	2,214	2,112	2,306	1,904
Ca	0,405	0,710	0,713	0,469	0,394	0,422	0,403	0,366	0,352
Na	0,116	0,167	0,176	—	—	—	—	—	—
K	0,029	0,047	0,047	—	—	—	—	—	—
<hr/>									
100Fe/(Fe + + Mg)	33,77	35,07	36,62	36,04	16,72	17,54	17,54	19,51	27,58
Mg компонент	59,5	51,2	49,3	59,3	72,6	74,3	74,3	71,8	63,5
Ca компонент	13,5	23,7	23,8	15,6	13,1	14,2	14,2	14,0	11,7
Cr компонент	—	—	—	0,1	2,2	0,8	0,7	0,6	0,6

Таблица 18. Химический состав клинопироксенов из калиевых щелочных базальтоидов и из включений в них

Компоненты	Мега-крист	Мега-крист + сросток	Гранатовый лерцолит		Гранатовый оливиновый вебстерит		Гранатовый авгитит	Шпинелевый перидотит				
	2	Д-Тр-1/3	Н-78/1	Д-ГВ-24	Д-ГВ-25	4-6	Н-78/2	Д-ГВ-1	Д-ГВ-10	Д-ГВ-16	Д-К-6/2	Д-К-19/1
SiO <sub>2</sub>	52,50	50,35	52,12	53,37	52,98	53,39	52,91	52,83	51,92	53,08	52,14	51,56
TiO <sub>2</sub>	1,60	1,27	0,50	0,58	0,47	0,62	0,42	0,57	0,60	0,25	0,66	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,70	9,16	6,36	6,99	7,37	7,76	7,41	6,77	7,03	6,14	6,89	6,87
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He опр.	0,04	0,58	0,25	0,16	0,26	0,19	0,62	0,67	1,24	0,60	0,68
FeO	10,50	8,81	3,14	2,84	3,13	3,37	5,56	2,92	3,05	2,28	3,07	3,08
MnO	0,12	He опр.	0,11	He опр.	He опр.	He опр.	0,09	0,15	0,10	0,07	0,12	0,15
MgO	12,00	12,88	16,43	15,62	15,54	16,00	14,91	14,20	15,22	13,96	13,97	14,07
CaO	14,20	14,93	19,33	18,45	19,10	16,60	16,04	19,49	19,99	19,91	20,47	20,70
Na <sub>2</sub> O	He опр.	2,18	1,55	1,87	1,36	1,97	2,42	1,93	1,88	2,25	1,89	1,95
K <sub>2</sub> O	He опр.	0,19	He опр.	0,12	0,08	0,16	0,01	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Сумма	99,62	99,81	100,12	100,09	100,19	100,13	99,96	99,48	100,46	99,18	99,81	99,63
Si	1,984	1,845	1,873	1,917	1,907	1,913	1,909	1,921	1,863	1,933	1,892	1,872
Ti	0,045	0,035	0,014	0,016	0,013	0,017	0,011	0,015	0,016	0,007	0,018	0,015
Al <sup>IV</sup>	—	0,120	0,113	0,067	0,080	0,070	0,080	0,064	0,121	0,060	0,090	0,113
Al <sup>VI</sup>	0,387	0,275	0,156	0,229	0,233	0,254	0,235	0,226	0,176	0,203	0,204	0,181

Cr	—	0,001	0,016	0,007	0,005	0,007	0,005	0,018	0,019	0,036	0,017	0,019
Fe	0,331	0,272	0,094	0,085	0,094	0,101	0,167	0,089	0,091	0,069	0,099	0,093
Mn	0,004	—	0,003	—	—	—	0,003	0,005	0,003	0,002	0,004	0,005
Mg	0,675	0,703	0,880	0,835	0,833	0,857	0,802	0,768	0,814	0,757	0,755	0,761
Ca	0,574	0,585	0,743	0,709	0,736	0,637	0,619	0,758	0,767	0,774	0,794	0,804
Na	—	0,155	0,108	0,130	0,095	0,137	0,169	0,136	0,130	0,159	0,133	0,137
K	—	0,009	—	0,005	0,004	0,007	—	—	—	—	—	—

100Fe/(Fe + + Mg + Ca)	20,9	17,3	5,5	5,2	5,6	6,3	10,5	5,4	5,5	4,4	5,7	5,6
100Mg/(Fe + + Mg + Ca)	42,7	45,5	51,2	51,3	50,1	53,8	50,5	47,6	48,5	47,2	45,9	45,9
100Ca/(Fe + + Mg + Ca)	36,4	37,2	43,3	43,5	44,3	39,9	39,0	47,0	46,0	48,4	48,4	48,5
100Fe/(Fe + + Mg)	32,90	27,94	9,68	9,25	10,14	10,52	17,28	10,33	10,09	8,38	10,97	10,92
100Ca/(Ca + + Mg)	45,94	45,43	45,81	45,90	46,89	42,60	43,59	49,64	48,54	50,61	51,28	51,40
100Cr/(Cr + + Al)	—	0,28	5,74	2,35	1,43	2,21	1,69	5,81	5,99	11,92	5,52	6,19

Компо- ненты	Шпинелевый перидотит						Ильме- нитовый перидо- тит	Веб- стерит	Авгитит		
	418/5	418/6	426/3а	426/3б	866	873	Д-ГВ-26	434/5	Д-Гв-18	Д-ГВ-22	428/5
SiO <sub>2</sub>	52,64	53,05	52,92	52,84	52,20	52,38	49,94	51,92	49,48	50,40	53,60
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,36	0,58	0,02	0,58	0,39	0,49	0,44	0,75	0,45	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,20	5,60	7,03	3,50	5,04	5,83	3,86	6,12	7,70	5,35	3,76
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,92	1,08	0,68	1,43	1,22	1,10	0,36	1,39	He опр.	0,42	0,36
FeO <sup>3</sup>	2,49	2,20	2,98	2,79	2,67	2,45	6,40	3,34	9,78	7,12	8,56
MnO	0,09	He опр.	0,03	0,10	0,11	0,10	0,22	0,10	0,17	0,23	0,18
MgO	14,79	14,87	13,61	16,66	15,30	14,86	14,93	15,70	10,28	12,57	19,20
CaO	21,39	21,59	20,48	19,90	20,79	20,91	21,18	18,70	18,30	21,01	11,90
Na <sub>2</sub> O	1,41	1,42	1,97	1,20	1,50	1,61	1,21	1,85	2,65	1,17	0,96
K <sub>2</sub> O	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Сумма	99,29	100,17	100,28	98,44	99,41	99,63	98,59	99,56	99,11	98,72	98,85
Si	1,922	1,917	1,913	1,941	1,902	1,902	1,852	1,881	1,842	1,885	1,967
Ti	0,010	0,010	0,016	—	0,016	0,011	0,014	0,012	0,021	0,013	0,009
Al <sup>IV</sup>	0,068	0,073	0,071	0,059	0,082	0,087	0,134	0,107	0,137	0,102	0,034
Al <sup>VI</sup>	0,156	0,166	0,228	0,092	0,134	0,162	0,035	0,154	0,201	0,134	0,128

Cr	0,027	0,031	0,019	0,041	0,035	0,032	0,010	0,040	—	0,012	0,010
Fe	0,076	0,066	0,090	0,085	0,081	0,074	0,198	0,101	0,304	0,222	0,262
Mn	0,003	—	0,001	0,003	0,003	0,003	0,007	0,003	0,005	0,007	0,006
Mg	0,804	0,802	0,732	0,912	0,830	0,803	0,823	0,847	0,570	0,700	1,049
Ca	0,834	0,836	0,792	0,782	0,811	0,813	0,840	0,725	0,729	0,840	0,467
Na	0,100	0,099	0,138	0,085	0,106	0,113	0,087	0,130	0,191	0,085	0,068
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<hr/>											
100Fe/(Fe + + Mg + Ca)	4,5	4,0	5,6	4,8	4,7	4,4	10,6	6,0	19,0	12,6	14,7
100Mg/(Fe + + Mg + Ca)	46,8	46,9	45,2	51,2	48,2	47,5	44,3	50,6	35,5	39,6	59,0
100Ca/(Fe + + Mg + Ca)	48,7	49,1	49,2	44,0	47,1	48,1	45,1	43,4	45,5	47,8	26,3
100Fe/(Fe + + Mg)	8,62	7,66	10,92	8,58	8,90	8,47	19,37	10,66	34,77	24,09	20,00
100Ca/(Ca + + Mg)	50,96	51,00	51,95	46,18	49,41	50,27	50,47	46,11	56,12	54,56	30,81
100Cr/(Cr + + Al)	10,60	11,44	6,06	21,49	14,00	11,25	0,84	13,22	—	4,56	5,99

Обр. 418/5, 418/6, 428/5 — тело № 5; обр. 426/3а, 426/3б — тело № 6; обр. 866 —  
тело № 7; обр. 873 — тело № 8; обр. 434/5 — тело № 9; остальные обр. — тело № 1

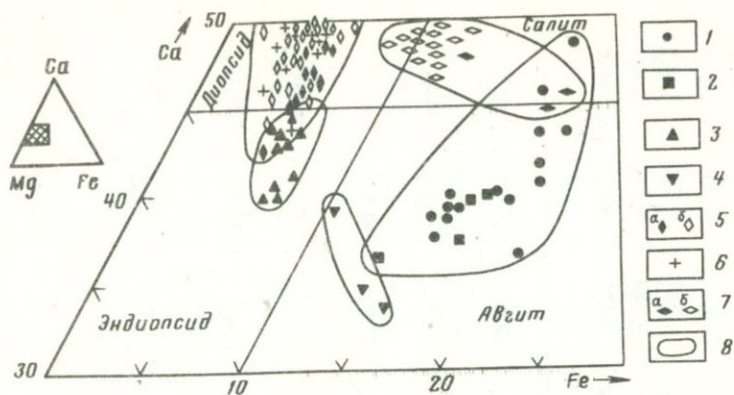


Рис. 15. Состав клинопироксенов из калиевых щелочных базальтоидов.

1 — мегакристы; 2 — сростки с гранатом; 3 — из включений гранатовых перидотитов; 4 — из гранатовых авгититов; 5 — из шпинелевых перидотитов (а — тело № 1, б — тела № 3, 4); 6 — из вебстеритов; 7 — из авгититов (а — тело № 1, б — тела № 3, 4); 8 — поля составов клинопироксенов

ны ксеноморфными корродированными зернами размером до 2 мм, без реакционных кайм.  $+2V = 60-70^\circ$ ;  $cN_g = 40-46^\circ$ ;  $n_g = 1,716-1,722$ ;  $n_m = 1,702-1,715$ ;  $n_p = 1,694-1,706$  (по 10 измерениям). В основной массе клинопироксен, обладающий теми же оптическими свойствами, образует призматические кристаллы размером до 0,08 мм. Химические анализы мегакристов клинопироксена (табл. 18, ан. 2 и Д-Тр-1/3) показывают присутствие в минерале окиси титана до 1,6%. Характерна также примесь жадеитового и чермакитового компонентов.

На диаграмме Полдерваарта и Хесса (рис. 15) можно видеть, что мегакристы клинопироксенов образуют в рамках авгита поле, обособленное от более магниезальных и кальциевых клинопироксенов из ультраосновных включений в базальтоидах (как гранатовых, так и шпинелевой фаций).

Ортопироксен (энстатит) встречается только в виде фенокристов — ксеноморфных образований размером от 0,05 до 0,8 мм, редко до 1—2 мм. Этот минерал имеет зеленовато-бурый цвет,  $+2V = 0-85^\circ$ ;  $n_g = 1,686$ ;  $n_m = 1,678$ ;  $n_p = 1,674-1,682$ . Для многих зерен энстатита характерно наличие вокруг них разноцветных кайм, состоящих из мелкозернистого агрегата оливина и бурого вулканического стекла, причем иногда эта реакционная кайма может замещать первичный энстатит почти полностью.

Оливин в гранатовых базальтоидах встречается в виде зеленых и светло-зеленых ксенокристаллов из ультраосновных включений, фенокристов двух генераций, в основной массе и в составе описанных выше реакционных кайм вокруг ортопироксенов. Фенокристы I генерации в шлифах практически неотличимы от ксенокристаллов, за исключением следов катаклаза в последних. Они представле-

ны крупными (0,5–2,5 мм), оплавленными, часто корродированными зернами призматического габитуса, в которых иногда видна тонкая спайность. Показатели преломления этих оливинов ( $n_g = 1,690-1,692$ ;  $n_p = 1,670-1,674$ ) свидетельствуют об их высокой магнезиальности. Оливины II генерации обладают меньшими размерами (0,05–0,1 мм) и характеризуются четкими идиоморфными очертаниями. В основной массе оливин этой генерации присутствует в виде ксеноморфных выделений размером около 0,01 мм или редких изометричных зерен.

Выполненный химический анализ смеси зерен оливина I генерации показывает присутствие в его составе 0,65 %  $Fe_2O_3$ ; 10,63 % FeO; 45,14 % MgO, что соответствует 11,4 % фаялитового компонента. Такая железистость характерна для оливинов из кимберлитов.

Листочки темно-бурой слюды встречаются в гранатовых базальтоидах довольно редко. Они достигают 2–3 см в диаметре, образуя правильные гексагональные пластины. По аналогии с крупными выделениями граната и клинопироксена они также могут быть отнесены к мегакристам. Согласно результатам анализов отношение Mg/Fe равно 1,45 и 1,58, что соответствует магнезиальному биотиту. Обращает на себя внимание высокое содержание титана в минерале (11,34–12,49 %  $TiO_2$ ). В совокупности с повышенными концентрациями титана в гранатах и клинопироксенах этот факт можно рассматривать как указание на общую специализацию исходной магмы.

Санидин (Ort<sub>56-66</sub>) встречается в гранатовых базальтоидах в виде мегакристов и реже в виде фенокристов с волнистым угасанием. Мегакристы (рис. 16) имеют размеры до 3–4 см. Они прозрачны и, будучи ненарушенными, имеют округлые, оплавленные очертания. Характерные иризирующие разновидности имеют ювелирное качество ("лунный камень").

Плагиоклаз в виде вкрапленников встречается только в группе щелочных базальтов. Он образует несдвойникованные широкие корродированные таблитчатые кристаллы размером до 0,5 мм и обычно сосюритизирован. Из-за вторичных изменений состав его неопределим. В основной массе плагиоклаз встречается во всех типах пород и представлен лейстами длиной до 0,2 мм. Состав его варьирует от лабрадора № 80–82 в базанитах до лабрадор-битовнита № 70, лабрадора № 62 и даже № 52 в щелочных базальтах.

Лейцит, когда он присутствует, распространен в породах равномерно, образуя восьмиугольные, чаще округлые зерна размером от 0,05 до 0,5 мм. Он практически изотропен и замещается поликристаллическим псевдолейцитом и пылевидным магнетитом. При этом образуется характерная концентрически-зональная структура (рис. 17).

В строении основной массы помимо отмеченных минералов принимают участие магнетит и бурое вулканическое стекло. В качестве аксессуарных минералов в породах установлены апатит, муассанит, ильменит с 5,4–10,3 % MgO (пикроильменит), циркон, хромшпинелид ( $n = 1,775-1,79$ ), бурая шпинель ( $n = 1,767$ ), корунд, алмаз, графит.

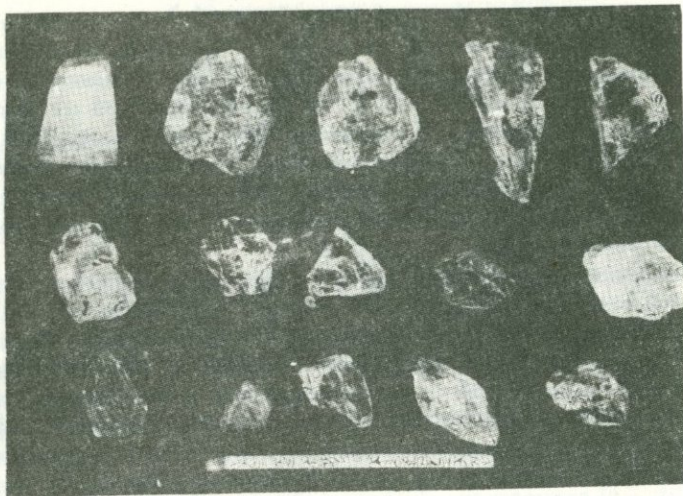


Рис. 16. Мегакристы санидина из щелочных базальтоидов тела № 1, нат. вел.

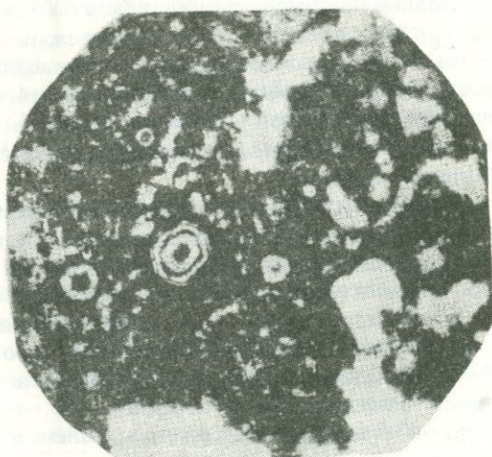


Рис. 17. Микрофото характерных форм выделения и замещения лейцита в лейцитовом лимбургите тела № 4; без анализатора, увел. 100

Характерной особенностью гранатовых базальтоидов является наличие в них помимо вкрапленников отдельных минералов сростков этих же минералов. Среди мегакристов тела № 1. найдено несколько сростков граната с титанавгитом, причем в одном случае

было установлено вращание идиоморфного додекаэдра граната в клинопироксен. Химический состав минералов в сростках полностью идентичен составу одиночных мегакристов. Для тел № 2 и 3 довольно часты включения титанавгита в санидине. В шлифах были найдены еще два сростка: гранат + ортопироксен + оливин и клинопироксен + ортопироксен (последний сопровождается реакционной каймой).

В результате можно фиксировать следующую последовательность кристаллизации в гранатовых базальтоидах: 1) гранат, кристаллизующийся первым, и клинопироксен, образующие мегакристы; 2) ортопироксен и оливин, присутствующие в сростках с первыми двумя минералами; 3) санидин; к этому же этапу кристаллизации, вероятно, относится образование вкрапленников слюды.

Результаты силикатных химических анализов базальтоидов (табл. 19) говорят о том, что разные типы пород в пределах одного тела мало различаются по химическому составу. Вероятно, это объясняется тем, что наличие или отсутствие в породах плагиоклаза и лейцита, по которым была произведена петрографическая классификация пород, является следствием не исходного состава магмы, а спецификой хода ее кристаллизации после протоматматического этапа.

Гранатовые базальтоиды тел № 3 и 4, петрохимически полностью идентичные, в целом отличаются от базальтоидов тела № 1 большей недосыщенностью кремнеземом и несколько большей железистостью.

Пересчет среднего состава гранатовых базальтов тела № 1 на нормативы CIPW показывает отсутствие в них нормативного гиперстена и наличие нормативных оливина, лейцита и нефелина:  $ap$  2,40;  $mt$  4,90;  $il$  3,60;  $lc$  17,89;  $a$   $b$  34,60;  $an$  8,10;  $ne$  2,84;  $di$  2,14 (6,26  $WO_4$ , 4,02  $en$ , 1,85  $fs$ );  $ol$  12,53 (8,86  $fo$  и 3,67  $fa$ )  $SAL/FEM$  равно 1,56;  $(K_2O)' + Na_2O'$ :  $CaO$  = 4,03;  $L/F$  = 0,56;  $K_2O/Na_2O$  = 0,54. В тетраэдре Йодера и Тилли эти породы попадают в группу щелочных базальтов, а по классификации Ирвинга они относятся к муджиеритам. Согласно петрохимической классификации А.А. Маракушева, использующего соотношение щелочей и кремнезема, исследованные породы приурочены к пограничным частям полей щелочных базальтоидов, фельдшпатоидных базальтов — тефритов, фельдшпатоидных базанитов с уклоном к нефелинитам (см. рис. 9). При этом породы тел № 3 и 4 несколько менее кремнекислотны и образуют изолированное поле на рис. 9, что свидетельствует о самостоятельном развитии этих вулканов.

Представлялось интересным проследить эволюцию состава этих базальтоидов во времени. Для этого вычислены средние составы эффузивов различных фаз извержений тел № 3 и 4 (табл. 20). Различия между ними оказались незначительными. Породы второго цикла характеризуются преобладанием окисного железа над закисным, что объясняет их вишнево-красный цвет. Кроме того, последняя фаза извержения характеризуется значительно меньшей щелочностью пород ( $a:c$  = 4,2). Такая близость составов продуктов разнофазных

Таблица 19 Химический состав калиевых

Компоненты	Лейцитовые базальты (ср. из 5)	Лейцитовые лимбургиты (1 ан.)	Базальты (1 ан.)	Лейцитовые щелочные базальты (ср. из 3)	Лейцитовые щелочные гялобазальты (ср. из 3)	Щелочные базальты (ср. из 2)	Щелочные гялобазальты (ср. из 6)	Среднее для всех типов (ср. из 53)
SiO <sub>2</sub>	50,62	51,10	49,85	49,72	48,80	51,65	50,98	49,91
TiO <sub>2</sub>	2,22	2,39	2,52	2,43	2,34	2,48	2,36	1,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,94	14,90	15,00	14,87	15,10	15,25	14,58	15,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,99	2,64	2,90	3,26	3,42	3,35	3,52	3,18
FeO	6,16	7,16	7,02	7,12	7,06	6,51	6,42	7,02
MnO	0,13	0,15	0,15	0,15	0,13	0,15	0,15	0,13
MgO	6,66	7,57	7,57	6,17	5,70	6,20	6,86	6,60
CaO	6,01	5,04	5,32	5,68	6,07	5,31	5,41	5,88
Na <sub>2</sub> O	4,21	4,52	4,52	5,14	5,25	4,30	4,46	4,63
K <sub>2</sub> O	3,78	3,91	4,01	4,10	4,64	3,79	3,78	3,91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,98	0,95	1,40	1,18	0,74	0,98	0,99
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,90	0,44	0,56	0,37	0,43	0,71	0,68	0,67
П.п.п.	0,15	0,10	0,10	0,10	0,10	< 0,10	< 0,10	0,40
S <sub>общ</sub>	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02
Сумма	9,15	100,92	100,49	100,54	100,25	100,58	100,25	100,35
<i>a</i>	14,4	15,0	15,2	16,8	17,8	14,5	14,8	15,1
<i>c</i>	1,9	2,1	2,1	1,3	1,0	1,3	2,0	1,6
<i>b</i>	25,5	24,9	25,6	25,1	25,0	24,2	24,7	24,5
<i>s</i>	58,2	58,0	57,1	56,8	56,2	60,0	58,5	58,8
<i>f</i>	36	35	35	38	38	37	37	39
<i>m'</i>	43	50	48	40	37	43	46	46
<i>c'</i>	21	15	17	22	25	20	17	15
<i>n</i>	37	36	37	35	37	37	36	37
<i>φ</i>	21	8	9	11	11	11	12	11
<i>t</i>	3	7	4	3	3	3	3	3
-Q	14,3	16,1	18,3	21,3	24,2	10,3	15,0	12,2
<i>a:c</i>	7,6	7,1	7,2	12,9	17,7	11,1	7,4	9,4

Ан. 1—8, 17 — тело № 1; ан. 9—15 — тела № 3 и 4; ан. 16 — второй район.

извержений подтверждает геологические данные о малой длительности эффузивного процесса.

Второй район, в котором аксессуарные алмазы найдены в калиевых щелочных базальтоидах, представлен вулканическим плато, являющимся одной из крупнейших кайнозойских вулканических областей Центральной Азии. Она приурочена к широкой (до 100 км)

щелочных базальтоидов

Лейцитовые базальты (ср. из 3)	Лейцитовые лимбургиты (ср. из 4)	Лимбургиты (ср. из 3)	Лейцитовые щелочные базальты (ср. из 3)	Лейцитовые щелочные гялобазальты (1 ан.)	Щелочные базальты (1 ан.)	Среднее для всех типов (ср. из 18)	Среднее для всех типов (ср. из 21)	Шпинелевые ультрафиты (ср. из 5)
48,08	46,38	47,08	46,93	48,05	48,20	47,28	45,70	43,70
2,87	2,55	2,35	2,46	2,91	1,72	2,41	2,56	0,20
15,13	14,38	14,57	14,83	15,40	13,80	14,82	11,98	3,74
4,80	8,69	10,45	6,99	9,46	5,42	7,29	6,49	1,36
6,47	2,79	0,65	4,18	2,29	5,42	3,85	7,01	9,13
0,15	0,16	0,15	0,16	0,16	0,15	0,15	0,14	0,16
5,35	5,35	5,88	6,62	4,56	10,70	6,22	10,06	37,57
5,39	7,15	6,79	6,67	5,92	7,40	6,58	9,20	3,06
5,02	4,61	4,84	4,73	4,73	3,40	4,63	3,31	0,50
4,94	4,28	4,12	3,90	5,25	2,80	4,15	1,67	0,20
1,38	1,40	1,32	1,42	1,20	0,64	1,27	0,63	0,06
0,43	1,54	1,24	1,01	0,62	0,80	1,03	0,54	0,16
0,11	0,88	0,24	0,13	< 0,10	0,12	0,46	0,66	0,23
< 0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	< 0,02	0,03	< 0,02
100,14	100,19	99,70	100,06	100,66	100,59	100,16	99,98	100,07
17,9	16,6	16,5	15,8	17,8	11,3	16,2	9,2	1,0
1,0	1,4	1,4	1,9	1,3	3,3	1,7	3,1	1,5
24,7	26,7	26,3	27,4	24,5	30,8	26,7	35,8	58,7
56,4	55,3	55,8	54,9	56,4	54,6	55,4	51,9	38,8
42	38	37	37	42	31	38	33	13
36	34	37	40	31	57	39	46	85
22	28	26	23	27	12	23	21	2
39	38	36	35	42	35	37	75	89
16	28	34	22	32	15	23	15	1,5
4	4	4	4	4	3	4	4	0,4
24,0	24,0	22,8	23,7	24,1	16,7	23,3	17,7	25,9
17,9	11,8	11,8	8,3	13,7	3,4	9,5	3,0	0,6

тектонической зоне северо-восточного направления, осложненной системой северо-восточных и субширотных разломов, а также дугowymi и кольцевыми разломами (рис. 18). В результате многофазных интенсивных излияний базальтоидов трещинного и центрального типов плато представляет собой невысокую полого-холмистую выровненную поверхность, усеянную многочисленными конусовидными

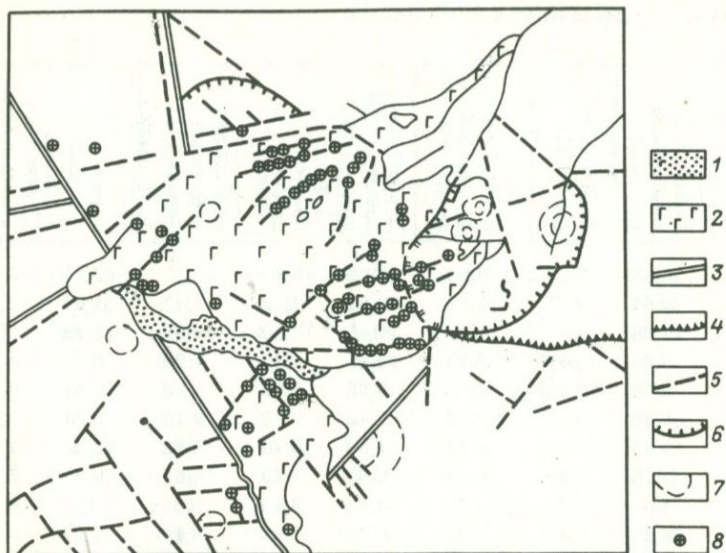


Рис. 18. Основные структурные элементы вулканического плато (второй район).  
 1 — золотые пески; 2 — кайнозойские базальтоиды; 3 — глубинные разломы;  
 4 — взбросы; 5 — прочие разломы, 6 — крупные кольцевые структуры; 7 — ду-  
 говые и кольцевые разломы; 8 — главные вулканы

вулканическими аппаратами высотой 100—200 м. Цоколь третичных осадочных пород, на которые происходило излияние базальтоидов, выходит на поверхность в северо-западной части плато.

Здесь известно, по нашим подсчетам, 185 вулканов (без паразитических конусов). Частично они рассредоточены, но большая их часть сгруппирована в линейные системы, отражающие, видимо, направления магмаподводящих разломов. Вулканы имеют диаметры от первых десятков метров (безымянные паразитические вулканы в юго-восточной части района) до 3—4 км на северо-западе. В среднем диаметр основания вулканов 500—1000 м, высота 50—150 м. У всех вулканов хорошо выражены кратеры, обычно открывающиеся в северную или южную сторону кратерными промоинами.

Значительная часть вулканов сложена пирокластическим материалом (бомбы, лапилли, песок, пепел). Вулканические бомбы имеют размеры 0,15—1,5 м, с преобладанием округлых, эллипсоидных, витых и крученых шлаковидных бомб. Плотные базальтовые бомбы встречаются редко. Довольно обычны агглютинаты, образующие плотную коричневато-бурую корку, которая покрывает склоны вулканов, предохраняя их от разрушения. Шлаковидные пористые базальтоидные лавы имеют подчиненное значение; изредка встречаются небольшие (десятки — первые сотни метров) маломощные (метры) потоки плотных лав.

Согласно исследованиям Е.В. Девяткина, формирование лав пла-

Таблица 20. Химический состав продуктов различных фаз извержений тел № 3 и 4

Компоненты	Первый цикл		Второй цикл	
	Первая фаза (ср. из 3)	Вторая фаза (ср. из 7)	Первая фаза (ср. из 6)	Вторая фаза (ср. из 2)
SiO <sub>2</sub>	46,60	47,61	47,41	46,73
TiO <sub>2</sub>	2,47	2,50	2,39	2,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,63	14,96	14,36	15,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,49	5,14	9,15	7,40
FeO	2,67	5,99	2,02	3,66
MnO	0,16	0,15	0,14	0,15
MgO	5,54	6,15	5,77	7,59
CaO	6,95	6,24	6,67	7,02
Na <sub>2</sub> O	4,57	4,90	4,73	4,21
K <sub>2</sub> O	4,24	4,31	4,23	3,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> <sup>+</sup>	1,42	1,29	1,22	1,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,43	0,66	1,34	1,06
П.п.п.	0,78	0,24	0,49	0,60
S <sub>общ</sub>	0,03	0,01	0,02	0,06
Сумма	99,98	100,15	99,94	100,17
<i>a</i>	16,4	16,7	16,5	13,9
<i>c</i>	1,6	1,5	1,5	3,3
<i>b</i>	26,4	26,7	26,1	28,0
<i>s</i>	55,6	55,1	55,9	54,8
<i>f'</i>	38	37	38	35
<i>m'</i>	36	41	37	46
<i>c'</i>	26	22	25	19
<i>n</i>	62	63	63	67
<i>φ</i>	28	16	30	22
<i>t</i>	4	4	4	3
<i>-Q</i>	23,2	22,0	20,0	21,5
<i>a:c</i>	10,2	11,1	11,1	4,2

то охватывает широкий временной интервал: от миоцена до голоцена; скорее всего, в плиоцене — раннем плейстоцене.

При средней мощности покровов базальтоидов около 100 м общий объем излившихся лав составляет около 2000 км<sup>3</sup>.

По петрографическому составу эти базальтоиды во многом схожи с базальтоидами первого района; среди них выделяются те же разновидности (базаниты, щелочные базальты, лейцитовые базаниты). Характер слагающих их минералов такой же. Отличием щелоч-

ных базальтоидов от пород первого района до последнего времени считалось отсутствие в них мегакристов граната и в включений гранатовых ультрамафитов.

Небольшие зерна гранатов размером 1—2 мм были обнаружены нами в пределах плато в нескольких вулканах. Единичные изотропные зерна розовых гранатов были встречены в шлифах базанитов из двух вулканов. Кроме того, зерна граната были найдены в шлифах из кратерных промоин еще четырех вулканов. Визуально среди этих гранатов были установлены не только оранжевые пироп-альмандины, но и лиловые пиропы с показателями преломления 1,733—1,737. Зерна пироба имеют неправильную округлую форму со скульптурированной поверхностью и следами келифитовой каймы либо представлены мелкими осколками угловатой неправильной формы.

Наиболее интересны лиловые пиропы с переменным содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — от 0,24 до 2,38 % (что соответствует содержанию уваровитового компонента 0,6—6,7 %), характеризующиеся низкой железистостью ( $f = 16,7$ —19,6 %; 68—72 % пиропового компонента). В одном из таких гранатов зафиксировано включение шпинели с незначительной примесью  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . К другому типу можно отнести магнезиально-железистые (оранжевые и красные) гранаты с железистостью  $f = 37$  и 39 % (52—54 % пиропового компонента), практически лишенные хрома. Содержание кальциевого компонента в гранатах обоих типов близко (13,2—14,9 %).

Сопоставление составов гранатов второго района с известными мегакристами и гранатами включений в первом районе дает возможность отнести лиловые пиропы к перидотитовому парагенезису, а два альмандин-пироба — к мегакристам. Поэтому следует предположить, что в вулканах, где были обнаружены гранаты, имеются ксенолиты гранатовых перидотитов и мегакристы\*. При этом в щелочных базальтоидах второго района можно предположить находки перидотитов с более разнообразными по содержанию  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  гранатами, чем в базальтоидах первого района.

В протолочных пробах пород из двух вулканов встречено по зерну муассанита; в этих же пробах, а также в одной пробе найдены единичные зерна корунда сапфира.

В табл. 19, гр. 16 приведены данные о среднем химическом составе базальтоидов второго района. По сравнению с базанитами первого района, они содержат почти вдвое меньше щелочей, характеризуются при этом преобладанием натрия над калием. Минералогически это выражается в отсутствии в породах второго района слюд.

На диаграмме А.А. Маракушева (см. рис. 9) породы второго района тяготеют к полю базанитов, захватывая также пограничные с ним части полей щелочных пикритов и щелочных базальтов. Они

\*По устному сообщению Ю.С. Геншафта и А.Я. Салтыковского, ими летом 1979 г. в этих эффузивах найдены гранатовые перидотиты.

близки к натровым щелочным базальтоидам с аксессуарными алмазами, описанными ниже.

Среди ксенолитов выделяются породы кристаллического фундамента (эклогитоподобные породы с плагиоклазом, гранулиты, габбро) и ксенолиты вмещающих пород (гранитоиды, осадочные породы).

**Глубинные включения.** Калиевые щелочные базальтоиды содержат большое количество ультраосновных включений глубинного генезиса. Они варьируют по размерам от микроскопических (наблюдаемых в шлифах) до 50—80 см в диаметре; имеют округлую, овальную формы, иногда с угловатыми очертаниями. По составу и условиям образования среди них выделяются следующие группы пород.

1. Гранатовые ультрамафиты:

- а) перидотиты (лерцолиты, гарцбургиты) и оливиновые вебстериты;
- б) диопсидиты;
- в) авгититы.

2. Шпинелевые ультрамафиты:

- а) перидотиты (лерцолиты, гарцбургиты, верлиты);
- б) вебстериты ("диопсидиты");
- в) авгититы ("черные пироксениты").

По частоте встречаемости среди глубинных включений резко преобладают шпинелевые перидотиты (около 95 %), за ними следуют шпинелевые пироксениты. Гранатовые ультрамафиты весьма редки.

Гранатовые перидотиты, оливиновые вебстериты и диопсидиты обнаруживают взаимопереходы, и при этом вариации затрагивают не только порообразующие, но и аксессуарные минералы (табл. 21).

Кроме минералов, перечисленных в табл. 21, в протолочных породах установлены апатит, магнетит, пирит.

Таблица 21. Количественный минеральный состав гранатовых ультрамафитов из вулканического тела № 1 (об. %)

Минералы	Гарцбургиты и лерцолиты	Оливиновые вебстериты (ср. из 3)	Минералы	Гарцбургиты и лерцолиты	Оливиновые вебстериты (ср. из 3)
Оливин	50—60	27,6	Гранат	3—5	3,3
Ортопироксен	25—30	23,5	Шпинель	3—5	12,8
Клинопироксен	5—10	32,8	Флогопит	+	—

Наличие взаимопереходов между перидотитами, оливиновыми вебстеритами и диопсидитами обусловлено тем, что крупные (до нескольких десятков сантиметров в диаметре) включения обладают

весьма неравномерным такситовым и шпировым распределением минералов, приводящим местами к образованию почти мономинеральных и биминеральных участков. Поэтому выделения вышеперечисленных типов гранатовых ультрамафитов в определенной степени формально, тем более, что составы слагающих их минералов практически идентичны.

В шлифах под микроскопом эти породы обнаруживают полнокристаллическую структуру со слабыми следами катаклаза. В результате взаимодействия с магмой вокруг зерен пироксенов, граната и шпинели в краевых частях ксенолитов имеются реакционные каймы. Вокруг ортопироксена образованы каймы вторичного оливина с небольшим количеством вулканического стекла. В трещинах спайности ортопироксена развит агрегат шестовато-удлиненных зерен. Клинопироксен по периферии дезинтегрирован с образованием пористой губчатой каймы.

Для изучения состава минералов были выполнены их анализы на рентгеновском микроанализаторе. Из результатов анализов можно видеть, что все гранаты из ультраосновных ксенолитов существенно отличаются от мегакристов гранатов, включенных во вмещающие базаниты, а также от гранатов, находящихся в сростании с клинопироксеном (см. табл. 17, ан. Н-78/1, Д-ГВ-24, Д-ГВ-25, 4-6). На диаграмме (см. рис. 14) они образуют поле с железистостью  $f = 16-20\%$ , кальциевым компонентом  $12-14,5\%$  и повышенным содержанием хрома ( $0,2-0,9\% Cr_2O_3$ ). По этим параметрам они весьма близки к гранатам из порфировых лерцолитов кимберлитовой трубки Удачная.

Клинопироксены (см. табл. 18, ан. Н-78/1, Д-ГВ-24, Д-ГВ-25) на диаграмме Полдерварта и Хесса (см. рис. 14) занимают верхнюю часть поля эндиопсида на границе с диопсидом. В отличие от них клинопироксены — мегакристы в базальтоидах (как одиночные, так и сросшиеся с гранатом) — попадают, как отмечалось выше; в среднюю часть поля авгита. Кроме того, они характеризуются большим содержанием натрия, меньшим — кальция, почти полным отсутствием хрома. Клинопироксены из шпинелевых ультрамафитов более кальциевы.

Несколько особое положение среди гранатовых ультрамафитов занимают гранатовые авгититы. Они сложены гранатом и пироксеном, однако даже по внешнему виду этот пироксен — черный и напоминает зерна из "черных шпинелевых пироксенитов". По данным анализа на микрозонде (см. табл. 18, ан. Н-78/2) он относится к авгиту с  $16,8\%$  жадеитового и  $8\%$  чермакитового компонентов. По своему составу, особенно по невысокому содержанию натрия, он сильно отличается от пироксенов из эклогитов в кимберлитовых трубках, в которых содержание омфацитового компонента достигает  $50-60\%$ . Данный клинопироксен весьма близок к малохромистым авгитам из мегакристов и сростков с гранатами в теле № 1 (см. рис. 14).

Таблица 22. Количественный минеральный состав  
шпинелевых ультрамафитов (%)

№ проб	Оливин	Ортопи- роксен	Клинопи- роксен	Шпи- нель	Флого- пит	Рудный
Тело № 1						
Д-ГВ-14	35	10	50	5	—	—
Д-ГВ-17	75	12	10	3	—	—
Д-ГВ-26*	75,1	6,9	16,6	—	—	1,4
Д-К-1/3	50	35	13	2	—	—
Д-К-6/2*	65,0	19,6	13,7	1,7	—	—
Д-К-19/1	75	10	10	4	1	—
Д-К-23/7	50	35	10	5	—	—
Д-К-23/3	45	40	10	5	—	—
Среднее	59	21	17	3	Зн.	Зн.
Прочие тела						
417/5	70	20	3	7	—	—
425/3	62	15	20	3	—	—
426/3а	50	40	5	5	—	—
426/3б	70	20	—	—	—	10
428/4	65	30	5	—	—	—
867	50	35	10	2	—	3
Среднее	61	27	7	3	—	2

\* Количественный подсчет на ИСА-1.

Гранат в породе значительно более железист, чем в лерцолитах, и содержит 63,5 % пиропового и 24 % альмандинового компонентов, при одновременном некотором возрастании доли гроссулярового (10,6 %) и уменьшении доли уваровитового (0,6 %) компонентов. По железистости и содержанию хрома он занимает промежуточное положение между гранатами — мегакристами и гранатами из перидотитов (см. рис. 14).

Шпинелевые перидотиты составляют главную часть глубинных включений, хорошо выделяясь на фоне вмещающих базальтоидов в виде "округлых бомб". Это — массивные породы от зеленого до темно-серого цвета, размер зерен минералов в которых варьирует от 0,5—1 до 5 мм. Их большая часть относится к лерцолитам, имея при этом "гарцбургитовую" тенденцию преобладания ортопироксена над клинопироксеном (табл. 22).

Оливин в них представлен округлыми ксеноморфными зернами, в которых иногда видны: структуры давления, катаклаза;  $n_g = 1,682-1,684$ ;  $n_p = 1,650-1,662$ ;  $+2V = 85-88^\circ$ . По оптическим константам железистость оливина составляет около 10 %, что подтверждается химическим составом, определенным на рентгеновском

Таблица 23. Химический состав оливинов из ультраосновных включений в калиевых щелочных базальтоидах

Компо- ненты	Грана- товый лерцо- лит	Шпинелевый перидотит										Ильме- нитовый перидо- тит	Веб- стерит
		Н-78/1	Д-ГВ-1	Д-ГВ-10	Д-ГВ-16	Д-К-6/2	Д-К-19/1	418/5	418/6	426/3а	428/4		
SiO <sub>2</sub>	39,87	39,67	40,20	39,82	39,67	39,62	39,92	40,60	39,86	40,05	39,45	38,19	39,35
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,04	Н.о.	0,01	Н.о.	0,01	Н.о.	0,05	0,01	Н.о.	0,02	0,03	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	Н.о.	0,06	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,02	Н.о.	Н.о.	0,02	Н.о.	Н.о.	0,03
FeO	10,25	11,31	10,55	9,60	11,20	10,73	9,79	9,83	9,34	10,55	9,91	21,67	10,18
MnO	0,14	0,14	0,11	0,16	0,13	0,15	0,20	0,15	0,16	0,10	0,17	0,32	0,16
MgO	50,07	47,69	47,84	48,38	47,67	47,41	49,60	48,05	49,48	49,06	49,02	39,22	48,12
CaO	0,08	0,03	Н.о.	0,02	0,02	0,02	Н.о.	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,08
Сумма	100,47	98,88	98,76	97,99	98,69	97,94	99,53	98,71	98,88	99,79	98,59	99,45	97,95
Si	0,957	0,985	1,003	0,993	0,986	0,994	0,971	1,016	0,976	0,977	0,969	1,020	0,979
Ti	—	0,001	—	—	—	—	—	0,001	—	—	—	—	—
Cr	0,001	—	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001
Fe	0,205	0,234	0,220	0,200	0,232	0,225	0,199	0,205	0,191	0,215	0,203	0,471	0,211
Mn	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,002	0,004	0,007	0,003
Mg	1,790	1,761	1,777	1,796	1,764	1,771	1,797	1,790	1,805	1,782	1,792	1,521	1,783
Ca	0,002	0,001	—	0,001	0,001	0,001	—	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002
100Fe/(Fe + + Mg)	10,30	11,73	11,00	10,01	11,64	11,25	9,96	10,29	9,57	10,75	10,10	23,65	10,60
Ca, г/т	572	214	—	143	143	143	—	214	214	71	143	143	572
Форстерит, %	89,5	88,1	88,8	89,8	88,2	88,6	89,9	89,5	90,2	89,1	89,6	76,0	89,1

Обр. 418/5, 418/6 — тело № 5; обр. 426/3а — тело № 6; обр. 428/4 — тело № 10; обр. 873 — тело № 8; обр. 434/5 — тело № 9; остальные обр. — тело № 1.

микροанализаторе (табл. 23, ан. Н-78/1, Д-ГВ-1, Д-ГВ-10, Д-ГВ-16, Д-К-6/2, Д-К-19/1, 418/5, 418/6, 418/3а, 428/4).

Ортопироксен представлен бесцветным или слабо-бурым энстатитом с  $n_m = 1,670$ . В протолочных пробах установлены также единичные зерна гиперстена и бронзита, возможно, ксеногенные. Химические составы ортопироксенов (табл. 24, ан. Д-ГВ-1, Д-ГВ-10, Д-ГВ-16, Д-К-6/2, Д-К-19/1, 418/5, 418/6, 426/3а, 426/3б, 866, 873) указывают на их большое сходство.

Клинопироксен — светло-зеленый диопсид с  $cN_g = 36 - 38^\circ$  и  $n_m = 1,682$  (см. табл. 18, ан. Д-ГВ-1, Д-ГВ-10, Д-ГВ-16, Д-К-6/2, Д-К-19/1, 418/5, 418/6, 426/3а, 426/3б, 866, 873). В протолочных пробах обнаружены также редкие знаки изумрудно-зеленого хромдиопсида, авгита и салита. На диаграмме Полдерварта и Хесса (см. рис. 14) поля клинопироксенов из шпинелевых и гранатовых перидотитов смыкаются, обладая близкой железистостью. Однако клинопироксены из шпинелевых лерцолитов тяготеют к полю диопсида, тогда как клинопироксены из гранатовых ультрамафитов относятся к эндиопсиду. Но все они четко отличаются от авгитов-вкрапленников во вмещающих глубинные включения базальтоидах.

Шпинель в перидотитах образует бурые ксеноморфные выделения неправильных очертаний, длиной до 2—3 мм, приуроченные к интерстициям оливина и пироксенов. Химический состав шпинели, определенный на микрозонде (табл. 25, ан. Д-ГВ-10, 418/5), характеризуется невысоким содержанием хрома (8—15%).

По классификации Н.В. Павлова, все анализированные шпинели, несмотря на некоторые вариации их состава, относятся к полю пикотита с содержанием хромового компонента не выше 16%.

Флогопит встречен как в шлифах, так и в протолочных пробах. В некоторых ультрамафитах видна его приуроченность к параллельным плоскостям. Флогопиты по составу (табл. 26, ан. Д-К-6/2 и Д-ГВ-26) резко отличаются от слюд-вкрапленников во вмещающих включения гранатовых щелочных базальтоидах тела № 1, где они представлены магнизиальным биотитом с  $Mg:Fe = 1,43 - 1,58$ .

Акцессорные минералы в шпинелевых перидотитах, по данным минералогического анализа протолочных проб, представлены амфиболом ( $n_g = 1,694$ ;  $n_p = 1,678$ ;  $cN_g = 6 - 10^\circ$ ), апатитом, цирконом, сфеном, рутилом, анатазом, магнетитом, ильменитом.

Петрохимические шпинелевые перидотиты являются обычными перидотитами, иногда со слабым щелочным уклоном (см. рис. 9).

Вебстериты ("зеленые пироксениты", "диопсидиты"). Во многих вулканах наряду с шпинелевыми перидотитами встречаются включения светло-зеленых среднезернистых пород, состоящих почти полностью из диопсида. В них также имеется примесь ортопироксена и оливина, позволяющая отнести породы к вебстеритам. Выполненный анализ клинопироксена (см. табл. 18, ан. 434/5) показывает, что этот минерал полностью идентичен диопсидам из других шпинелевых ультрамафитов (см. рис. 15). Также близки по составам флогопиты из этих двух типов пород. По этим данным можно предполо-

Таблица 24. Химический состав ортопироксенов из ультраосновных

Компо- ненты	Грана- товый лер- цолит	Гранатовый оливиновый вебстерит			Шпинелевый		
		Н-78/1	Д-ГВ-24	Д-ГВ-25	4-6	Д-ГВ-1	Д-ГВ-10
SiO <sub>2</sub>	54,16	54,77	55,02	53,43	55,13	54,87	55,47
TiO <sub>2</sub>	0,16	He опр.	He опр.	He опр.	0,09	Н.о.	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,19	4,08	4,04	5,68	4,11	4,06	4,07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,34	0,27	0,12	0,23	0,23	0,21	0,50
FeO	6,42	6,79	7,53	7,03	6,85	7,01	6,07
MnO	0,10	He опр.	He опр.	He опр.	0,21	0,15	0,17
MgO	32,82	32,89	32,12	31,32	32,46	32,35	33,01
CaO	0,97	0,52	0,83	1,08	0,44	0,38	0,42
Na <sub>2</sub> O	0,11	He опр.	He опр.	He опр.	0,09	0,08	0,20
K <sub>2</sub> O	0,01	He опр.	He опр.	He опр.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Сумма	100,28	99,32	99,66	98,77	99,61	99,11	99,98
Si	1,864	1,907	1,915	1,876	1,916	1,917	1,914
Ti	0,004	—	—	—	0,002	—	0,002
Al <sup>IV</sup>	0,132	0,093	0,085	0,124	0,082	0,083	0,084
Al <sup>VI</sup>	0,078	0,074	0,080	0,111	0,086	0,084	0,081
Cr	0,009	0,008	0,003	0,006	0,006	0,006	0,014
Fe	0,184	0,196	0,217	0,206	0,199	0,204	0,175
Mn	0,003	—	—	—	0,006	0,004	0,005
Mg	1,683	1,702	1,661	1,636	1,681	1,683	1,696
Ca	0,036	0,020	0,039	0,041	0,016	0,014	0,016
Na	0,007	—	—	—	0,006	0,005	0,013
100Fe/(Fe + + Mg)	9,88	10,33	11,55	11,18	10,58	10,83	9,34
100Ca/(Ca + + Mg)	2,07	1,16	2,29	2,44	0,96	0,84	0,91
100Cr/(Cr + + Al)	4,23	4,79	1,79	2,55	3,58	3,39	7,63

Обр. 418/5, 418/6 — тело № 5; обр. 426/3а, 426/3б — тело № 6; обр. 866 — тело № 7; обр. 873 — тело № 8, остальные обр. — тело № 1.

жить, что "диопсидиты" относятся к той же генетической группе, что и остальные шпинелевые ультрамафиты. Возможно, между ними существуют еще не найденные переходные разности.

Авгититы ("черные пироксениты") резко отличаются от диопсидитов своим черным цветом и крупнозернистостью, иногда доходя-

включений в калиевых щелочных базальтоидах

периодит								Ильмени- товый пери- одит
Д-К-6/2	Д-К-19/1	418/5	418/6	426/3а	426/3б	866	873	Д-ГВ-26
55,62	54,25	55,05	55,31	55,62	55,30	55,60	55,09	52,81
0,09	0,13	0,05	0,07	0,05	0,05	0,03	0,27	0,09
3,85	4,43	3,47	3,36	3,71	2,57	2,72	3,69	3,41
0,21	0,33	0,30	0,32	0,35	0,61	0,37	0,43	0,08
7,12	6,93	6,14	6,97	6,30	5,34	6,24	6,30	13,63
0,22	0,19	0,19	0,09	0,11	0,17	0,15	0,15	0,40
32,60	32,00	33,05	33,61	32,90	33,58	33,12	33,18	28,38
0,41	0,54	0,42	0,36	0,36	0,63	0,35	0,41	0,40
0,11	0,10	0,003	0,03	0,05	0,06	Н.о.	0,06	0,02
Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
100,23	98,90	99,67	100,12	99,45	98,31	98,58	99,58	99,22
1,923	1,901	1,941	1,908	1,933	1,937	1,949	1,912	1,898
0,002	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,007	0,002
0,075	0,096	0,058	0,090	0,066	0,062	0,050	0,081	0,10
0,082	0,087	0,083	0,046	0,086	0,044	0,062	0,070	0,044
0,006	0,009	0,013	0,009	0,010	0,017	0,010	0,012	0,002
0,205	0,203	0,167	0,201	0,183	0,156	0,183	0,182	0,409
0,006	0,006	0,006	0,003	0,003	0,005	0,004	0,004	0,012
1,679	1,668	1,704	1,726	1,702	1,750	1,728	1,713	1,517
0,015	0,020	0,016	0,013	0,013	0,024	0,013	0,015	0,015
0,007	0,007	0,002	0,002	0,003	0,004	—	0,004	0,001
10,90	10,82	9,43	10,40	9,69	8,19	9,55	9,62	21,21
0,89	1,19	0,91	0,76	0,78	1,33	0,75	0,88	1,00
3,57	4,71	6,57	5,99	5,94	13,70	8,40	7,30	1,62

шей до гигантозернистости (зерна 10—12 мм). Средний количественный минеральный состав этих пород таков (по трем шлифам, в %): авгит — 62, гиперстен — 30, амфибол — 8 и единичные зерна слюды.

Черный глинопироксен обычно резорбирован, имеет включения

Таблица 25. Химический состав шпинелидов из ультраосновных включений в калиевых щелочных базальтоидах

Компоненты	Гранатовый оливиновый вебстерит	Шпинелевый перидотит	
	Д-ГВ-24	Д-ГВ-10	418/5
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,07	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60,81	57,69	53,23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,17	8,29	14,96
FeO	11,42	12,43	12,04
MnO	0,03	0,16	0,17
MgO	22,78	21,41	19,52
Сумма	98,30	100,05	99,92
Ti	0,002	0,001	—
Al	1,825	1,746	1,656
Cr	0,064	0,168	0,312
Fe <sup>3+</sup>	0,109	0,085	0,032
Fe <sup>2+</sup>	0,134	0,181	0,233
Mg	0,866	0,819	0,767
Al'	91,3	87,3	82,8
Cr'	3,2	8,4	15,6
Fe'	5,5	4,3	1,6
100Cr/(Cr + Al)	3,4	8,8	15,9
100Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> + Mg)	13,4	18,1	23,3

Обр. Д-ГВ-24 (ср. из 2), Д-ГВ-10 — тело № 1; обр. 418/5 — тело № 5.

вулканического стекла. Химические составы этого минерала, по данным микронзондового анализа (см. табл. 18, ан. Д-ГВ-18, Д-ГВ-22, 428/5), характеризуются повышенной железистостью. На диаграмме Полдерварта и Хесса (см. рис. 15) они попадают в поле салита, и лишь один анализ (№ 428/5) отвечает составу малокальциевого авгита. Эти клинопироксены четко отличаются от диопсидов и эндиопсидов шпинелевых и гранатовых ультрамафитов. С другой стороны, они значительно более кальциевы по сравнению с авгитами — мегакристами из вмещающих базальтоидов.

Акцессорные минералы авгититов, по данным минералогического анализа протолочных проб, представлены апатитом, цирконом, магнетитом, ильменитом.

Химический состав авгитита отличается от состава шпинелевых перидотитов значительно большей железистостью и кальциевостью. Средний химический состав проанализированных ультраосновных

Таблица 26. Химический состав слюд из ультраосновных включений в калиевых щелочных базальтоидах тела № 1

Компоненты	Шпинелевый перидотит	Ильменитовый перидотит	Авгитит
	Д-К-6/2	Д-ГВ-26	Д-ГВ-22
SiO <sub>2</sub>	36,02	36,50	37,07
TiO <sub>2</sub>	6,29	5,16	4,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,20	15,13	15,82
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,58	0,17	0,47
FeO	4,50	9,80	11,05
NiO	0,18	0,08	0,04
MnO	Н.о.	0,05	0,02
MgO	21,50	18,83	16,95
CaO	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Na <sub>2</sub> O	0,60	0,54	0,36
K <sub>2</sub> O	9,80	9,49	9,78
F <sub>2</sub> O	1,01	Н.о.	0,75
H <sub>2</sub> O	3,00	3,00	3,00
Сумма	98,68	98,75	100,03
Si	2,652	2,709	2,764
Ti	0,348	0,288	0,264
Al	1,318	1,323	1,389
Cr	0,034	0,010	0,028
Fe	0,277	0,607	0,688
Ni	0,011	0,004	0,002
Mn	—	0,003	0,001
Mg	2,355	2,082	1,883
Na	0,086	0,077	0,052
K	0,919	0,897	0,929
F	0,083	—	0,062
H <sub>2</sub> O	1,472	1,484	1,491
100Fe/(Fe + Mg)	10,52	22,57	26,76

включений (см. табл. 19 и рис. 9) соответствует составу обычных ультрамафитов.

Все акцессорные алмазы, найденные в калиевых щелочных базальтоидах, представлены поликристаллическими агрегатами небольшого размера. В них в отличие от космогенных алмазов рентгеноструктурным анализом не было обнаружено примеси лонсдейлитовой фазы.

Детальное описание и фотографии алмазов приводятся в специальном разделе (гл. IV, § 1). Здесь отметим, что среди них выделяется несколько морфологических и цветовых типов, по-разному люминесцирующих в ультрафиолетовых лучах.

### *Натриевые базальтоиды*

Щелочные базальтоиды натриевого ряда приурочены к древней грабенообразной структуре, основание которой сложено гранитами и метаморфическими породами архея, перекрытыми 2—3-километровой толщей вулканогенно-осадочных пород.

Щелочные базальтоиды слагают подводящие каналы раннепалеозойских вулканических аппаратов. В современной структуре они представлены трубообразными телами, приуроченными к зоне пересечения грабена (палеорифта?) поперечными нарушениями.

Все трубки представлены вертикальными или крутопадающими телами, имеющими в диаметре первые сотни метров и округлую, вытянутую, редко неправильную форму горизонтального сечения. Достоверно наклонное падение подтверждено бурением лишь для одной из них (80—82° к юго-западу). Другая трубка, по данным магнитометрии и бурения, имеет в вертикальном сечении форму конуса с встречным падением контактов под углами 82—85°. Средняя площадь сечения трубок на уровне современного эрозионного среза составляет 4,2 га, средняя степень удлинения — 1,78.

Слагающие трубки породы — брекчии различной степени плотности темно-серого и зеленовато-серого цвета, иногда приобретающие на глубине бурь и вишневый цвет. Эти брекчии автолитовые: в них округлые и овальные обломки пород ранних генераций (автолиты) диаметром от первых сантиметров от 10—15 см цементируются материалом того же состава, составляющим 50—70 % объема породы. 1—5 % объема породы занимает ксеногенный материал.

Основная масса представлена главным образом стеклом различных оттенков: от светло-бурого до почти черного. Микролиты, сложенные плагиоклазом, по отношению к стеклу составляют в основной массе 5—50 %. Как правило, с количеством микролитов связаны их размеры: при небольшой степени раскристаллизации они тонкие, игольчатые; когда же микролитов много, то их размеры достигают 0,2 мм.

Вкрапленники занимают в породе от 10 до 40 % и имеют размеры 1—5 мм. Часто они нацело изменены, но реликты и форма псевдоморфоз позволяют произвести их минералогическую диагностику. Среди вкрапленников отмечены пироксены, оливин, гранат, нефелин, слюда, роговая обманка.

Клинопироксены в большинстве трубок составляют главную часть вкрапленников. Они образуют крупные (до 1,5 мм) таблитчатые кристаллы с характерной спайностью. Наиболее крупные кристаллы обычно зональные, резорбированы и имеют неправильную форму. В некоторых шлифах наблюдаются мелкие (0,1—0,3 мм)

Таблица 27. Химический состав клинопироксенов из брекчий натриевых щелочных базальтоидов

Компоненты	Трубка № 2	Трубка № 3		Трубка № 5
SiO <sub>2</sub>	48,94	51,20	48,06	45,76
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,68	0,06	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,24	6,12	8,16	8,33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,07	0,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,00	3,42	5,35	6,90
FeO	3,60	2,52	0,57	2,95
MnO	0,15	0,10	0,13	0,17
MgO	12,68	14,27	15,12	12,73
CaO	20,47	20,80	21,82	20,29
Na <sub>2</sub> O	1,20	0,83	1,30	0,83
K <sub>2</sub> O	0,10	0,11	0,10	0,15
Сумма	101,00	100,07	100,74	99,12
Si	1,799	1,881	1,733	1,718
Ti	0,017	0,019	0,002	0,027
Al <sup>IV</sup>	0,184	0,100	0,265	0,255
Al <sup>VI</sup>	0,129	0,165	0,082	0,113
Cr	0,001	0,001	0,002	0,002
Fe	0,276	0,171	0,162	0,287
Mn	0,005	0,003	0,004	0,005
Mg	0,694	0,780	0,812	0,711
Ca	0,805	0,817	0,842	0,815
Na	0,085	0,059	0,091	0,060
K	0,005	0,005	0,005	0,007
100Fe/(Fe + Mg + Ca)	15,5	9,7	8,9	15,8
100Mg/(Fe + Mg + Ca)	39,1	44,1	44,7	39,3
100Ca/(Fe + Mg + Ca)	45,4	46,2	46,4	44,9
100Fe/(Fe + Mg)	28,44	9,00	16,64	28,74
100Ca/(Ca + Mg)	53,70	51,15	50,90	53,38
100Cr/(Cr + Al)	0,21	0,25	0,56	0,43

четко ограниченные и удлиненные зерна, которые можно выделять в качестве клинопироксенов II генерации. Цвет клинопироксенов колеблется от темно-зеленого ( $n_g = 1,730$ ;  $n_p = 1,701$ ) до зеленого ( $n_g = 1,719$ ;  $n_p = 1,693$ ) и светло-зеленого ( $n_g = 1,709$ ;  $n_p = 1,680$ ). Изредка встречаются буроватые зерна ( $n_g = 1,686$ ;  $n_p = 1,658$ ), содержащие значительную примесь эгиринового компонента.

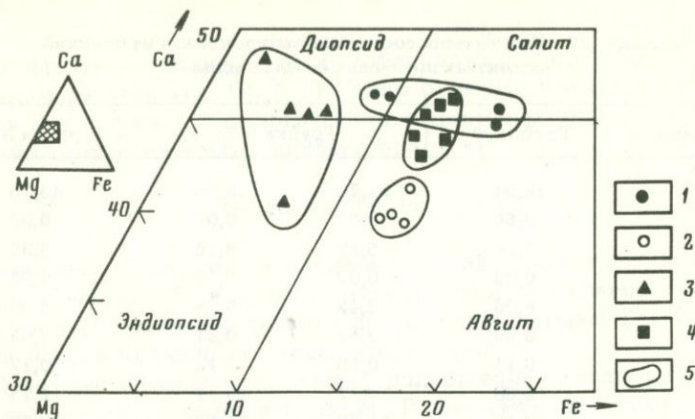


Рис. 19. Состав клинопироксенов.

1 — из мончикитовых брекчий; 2 — из ингилитов; 3 — из анкартитов и анкартит-пикритов Лесозаводска (Приморье); 4 — из кимберлитов; 5 — поля составов клинопироксенов

Средний состав клинопироксенов из брекчий (табл. 27), полученный в результате химических анализов больших (2–5 г) навесок, говорит о том, что они по сравнению с клинопироксенами из кимберлитовых трубок Сибири более кальциевы и менее магниезильны. На диаграмме Полдерваарта и Хесса (рис. 19) они образуют компактное поле в рамках диопсида и салита. Наиболее близко по своему составу данные клинопироксены стоят к клинопироксенам из кимберлитов и из щелочно-базальтоидных пород Приморья, где эти породы, по данным Г.М. Гапеевой, в районе г. Лесозаводска формируют трубку взрыва. Клинопироксены из натриевых щелочных базальтоидов более кальциевые по сравнению с пироксенами-мегакристами из калиевых щелочных базальтоидов и близки к пироксенам авгитов (см. рис. 19).

Оливин в небольшом количестве встречен почти во всех трубках. Обычно он нацело замещен серпентином с примесью карбоната и выявляется по характерной форме псевдоморфоз. О составе оливинов можно судить по замерам показателей преломления, которые колеблются в широких пределах ( $n_g = 1,722–1,754$ ). По этим данным, железистость минералов составляет 25,60 %.

Нефелин в свежем виде не встречается. Его присутствие в шлифах устанавливается по наличию характерных псевдоморфоз квадратной, таблитчатой, гексагональной форм, полностью замещенных хлоритом, иногда с включением канкринита.

Гранаты раньше в щелочных базальтоидах натрового ряда не обнаруживались, поэтому их находка, а тем более в значительных количествах (до 30–40 % тяжелой фракции) в данных породах весьма интересна. Кристаллы граната наблюдаются почти во всех шлифах, где они образуют хорошо ограненные изометричные кри-

Таблица 28. Физические свойства граната  
из натриевых щелочных базальтоидов

Цвет	Относительное количество, %	Показатель преломления	Плотность	$a_0 \cdot 10^{-4}$ нм	Диагностика
Бледно-розовый	98	1,780— 1,790	3,78—4,3	11,552±0,002	
			3,71—3,78	11,558±0,002	
			3,65—3,71	11,548±0,001	
Розовый		1,780— 1,785	3,60—3,65	11,541±0,002	Альмандин
			3,55—3,60	11,544±0,002	
			—	11,530±0,002	
Оранжевый	1—2	1,740— 1,745	3,50—3,55	11,523±0,002	Пироп
Фиолетовый		1,737— 1,740			
Густо-красный	Меньше 1	1,790— 1,792	—	11,622±0,003	Спессартин

таллы размером до 0,5 мм. Подавляющее большинство гранатов имеет розовый и бледно-розовый цвет, иногда с оранжевым оттенком. Изредка встречаются фиолетовые зерна. В трубке № 1 встречено несколько зерен характерного густо-красного цвета, оказавшихся гроссуляром. Физические свойства гранатов приведены в табл. 28.

Наиболее показательны результаты химических анализов гранатов (табл. 29). Анализы 3 и 4 характеризуют средний валовой состав гранатов, поскольку материал для них отбирался из смеси зерен массой 2—2,5 г. При расчете на миналы они дают 50—70 % альмандинового и 25—30 % пиропового компонентов. В отличие от них сравнительно редкие фиолетовые гранаты (ан. 2) содержат всего 17 % альмандина за счет значительного увеличения магниальной и хромовой компонент (этот гранат по составу весьма близок к гранатам из кимберлитовых трубок Якутии). Аналогичные гранаты с содержанием окиси хрома 10,6 % и СаО 6,3 % были встречены в аллювии рек, размывающих щелочные базальтоиды (ан. 5, 6).

На диаграмме (рис. 20) железистые и магниально-хромистые гранаты образуют два разобщенных поля, каждое из которых обладает сильными вариациями кальциевого компонента. При этом поле магниально-хромистых гранатов весьма близко к полю гранатов из ультраосновных включений в калиевых щелочных базальтоидах (см. рис. 14). Возможно, что магниально-хромистые гранаты

Таблица 29. Химический состав гранатов из натриевых щелочных базальтоидов

Компо- ненты	Трубка № 1		Трубка № 3		Аллювий	
	Смесь	Фиоле- товый	Смесь		Фиолетовый	
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	39,64	42,00	38,98	38,95	41,00	41,70
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,30	0,60	0,18	0,01	Н.о.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,48	21,10	19,49	22,50	15,30	17,20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	6,30	0,05	0,03	10,60	8,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,16	Не опр.	8,94	1,42	Не опр.	Не опр.
FeO	18,25	7,80	23,40	28,55	6,80	6,80
MnO	0,67	0,18	0,45	0,33	0,30	0,28
MgO	6,23	17,70	6,60	6,67	19,20	23,40
CaO	6,00	4,60	2,35	0,77	6,30	1,40
Na <sub>2</sub> O	0,27	Не опр.	0,15	0,22	Не опр.	Не опр.
K <sub>2</sub> O	0,13	Не опр.	0,18	0,42	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,00	99,98	101,19	100,04	99,51	99,58
Si	3,103	3,054	3,059	3,040	3,019	3,001
Ti	0,009	0,077	0,035	0,011	—	—
Al	1,888	1,807	1,802	2,068	1,327	1,458
Cr	—	0,362	0,003	0,002	0,616	0,500
Fe	1,672	0,474	2,061	1,943	0,418	0,409
Mn	0,044	0,011	0,030	0,022	0,018	0,017
Mg	0,727	1,917	0,772	0,775	2,106	2,507
Ca	0,503	0,358	0,197	0,064	0,496	0,108
Na	0,041	—	0,023	0,033	—	—
K	0,013	—	0,018	0,042	—	—
100Fe/(Fe + +Mg)	62,35	19,81	72,76	71,49	16,57	14,01
Mg компо- нент	27,1	64,0	25,4	28,3	70,4	82,3
Ca компо- нент	19,0	18,9	6,6	2,1	16,5	4,7
Cr компо- нент	—	19,6	0,2	0,1	30,7	25,2

в данных трубках также происходят из еще не обнаруженных здесь ксенолитов гранатовых ультрамафитов.

Из прочих вкрапленников редкие амфиболы представлены обыкновенной роговой обманкой и единичными зернами глаукофана,

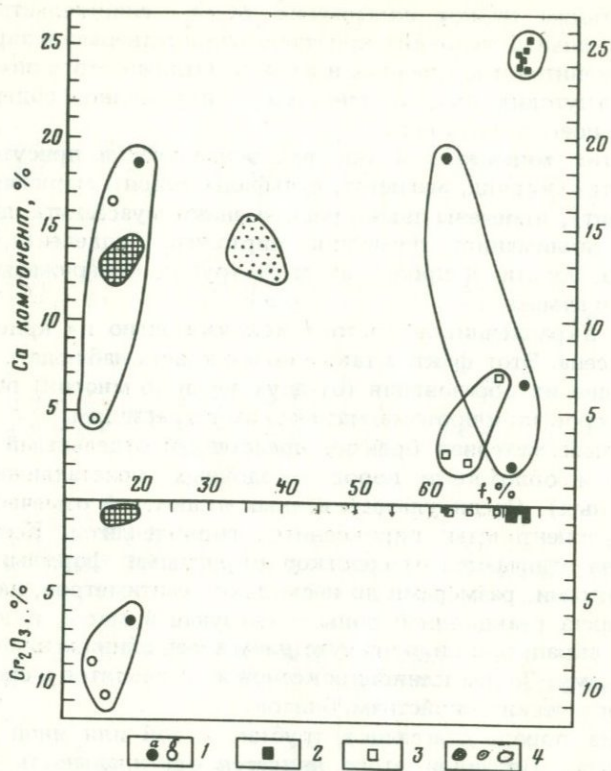


Рис. 20. Состав гранатов.

1 — из щелочных базальтоидов (а — из трубок № 1 и 3, б — из аллювия); 2 — из альпинотипных ультрамафитов Малого Кавказа; 3 — из альпинотипных ультрамафитов Урала; 4 — поля составов гранатов

слюды занимают промежуточное положение между биотитом и флогопитом ( $n_m = 1,618-1,627$ ).

Из акцессорных минералов брекчий интересны хромшпинелиды и ильменит. Первый минерал встречается в протолочных пробах в виде мелких (0,1–0,2 мм) октаэдрических кристаллов с четкими ребрами и матовой мелкоямчатой поверхностью. По параметру элементарной ячейки  $a_0 = (8,283 \pm 0,001) \cdot 10^{-1}$  нм минерал относится к хромпикотиту.

Ильменит обычно сильно лейкоксенизирован. В одной из трубок (№ 1) удалось выделить достаточное количество свежих зерен ильменита, что позволило произвести его химический анализ (%): 2,00  $\text{SiO}_2$ ; 46,00  $\text{TiO}_2$ ; 1,72  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 0,10  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ; 0,60  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; 41,90 FeO; 0,54 MnO; 5,67 MgO; сумма 98,53. Высокое содержание изоморфной примеси магния свойственно исключительно ильменитам из кимберлитовых пород и позволяет назвать минерал пикроильменитом.

Интересно также низкое содержание  $Fe_2O_3$ , свидетельствующее о восстановительных условиях кристаллизации минерала и характерное для ильменитов, включенных в алмазы. Отличие этого пикроильменита от якутских пикроильменитов — пониженное содержание хрома и повышенное марганца.

Кроме этих минералов в породах эпизодически присутствуют циркон, апатит, корунд, магнетит, сульфиды (пирит, марказит, сфалерит, галенит), отмечены также редкие знаки муассанита, дистена, ставролита, силлиманита, турмалина, циртолита, бадделеита, флюорита, барита, золота. В пробах из двух трубок обнаружены зерна акцессорного алмаза.

Сростки вкрапленников состоят исключительно из кристаллов клинопироксена. Этот факт, а также возможность наблюдать в шлифах все стадии их образования (от двух зерен до многих) позволяяют относить сростки к протоматматическим сегрегациям.

Ксеногенный материал брекчий представлен отдельными ксеноминералами и обломками пород (осадочных, кристаллических и ультраосновных). Среди ультраосновных включений отмечены оливиниты и серпентиниты, пироксениты, горнблендиты. Ксенолиты пироксенитов отличаются от сростков округлыми формами и четкими контактами, размерами до нескольких сантиметров, наличием вдоль контакта реакционной зоны в связующей массе, в которой отсутствуют вкрапленники, и присутствием зерен оливина или псевдоморфоз по нему. Состав клинопироксенов из ксенолитов и сростков, судя по их оптическим свойствам, близок.

Отнесение пород, слагающих трубки, к той или иной группе затруднительно. Причиной этого является оригинальность состава слагающих трубки брекчий. Наличие нефелина и высокие содержания натрия в породах позволяют отнести их в целом к группе щелочных базальтоидов. Среди последних близким минералогическим составом (вкрапленники клинопироксена и оливина, в меньшем количестве слюда, роговая обманка) характеризуются анкаратриты и пикриты, по Лакруа, щелочные пикриты, авгититы, по Делтеру, мончикиты. К этим же породам данные брекчи близки и по своему минеральному составу. Однако они отличаются от всех этих пород присутствием порообразующего граната — альмандина, акцессорных пироба и алмаза. Эти минералы не характерны ни для одного из типов щелочных или лампрофировых пород. Данные породы могут быть параллелизованы с "анкаратритами и анкаратрит-пикритами" района г. Лесозаводска, изученными Г.М. Гапеевой. Эти породы слагают там трубку взрыва и представлены автолитовой брекчей с вкрапленниками оливина, клино- и ортопироксена, шпинели в плохо раскристаллизованной основной массе с анальцимом\*. Главным петрогра-

---

\* Отмечая близость этих пород к мончикитам, анкаратритам, лимбургитам, Г.М. Гапеева считает, что ни с одной из этих пород лесозаводские брекчи не могут быть отождествлены.

Таблица 30. Химический состав мончикитовых брекчий

Компоненты	Трубка № 1 (ср. из 7)	Трубка № 2 (ср. из 19)	Трубка № 3 (ср. из 9)	Трубка 4 (ср. из 9)	Трубка № 5 (ср. из 38)	Трубка № 6 (ср. из 3)	Трубка № 7 (ср. из 11)	Трубка № 8 (ср. из 12)	Среднее для всех трубок
SiO <sub>2</sub>	43,68	48,60	47,56	50,21	38,51	56,46	46,47	43,51	46,88
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,87	0,86	0,74	0,94	0,67	0,64	0,71	0,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,64	10,85	10,50	10,40	11,64	10,20	9,11	10,18	10,57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,018	0,027	He опр.	0,016	He опр.	He опр.	He опр.	0,018
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,65	5,02	4,92	5,38	4,87	4,75	5,67	7,48	5,72
FeO	2,31	3,51	3,57	3,49	4,73	3,06	3,31	2,47	3,31
MnO	0,32	0,30	0,19	0,27	0,30	0,19	0,24	0,32	0,27
MgO	12,50	13,38	13,26	11,30	15,47	10,36	14,85	17,27	13,55
CaO	8,65	5,74	8,93	6,71	9,53	4,61	7,39	6,02	7,20
Na <sub>2</sub> O	2,57	3,63	3,43	4,26	3,25	3,76	3,66	3,48	3,51
K <sub>2</sub> O	1,50	1,54	1,42	1,55	0,37	1,90	1,11	0,56	1,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,60	0,34	0,31	0,34	0,58	0,32	0,44	0,41	0,42
SO <sub>3</sub>	He опр.	0,02	0,04	He опр.	0,21	He опр.	He опр.	He опр.	0,09
П.п.п.	8,60	5,72	4,67	5,18	9,38	3,36	6,57	7,37	6,36
Сумма	100,83	99,54	99,69	99,83	99,80	99,64	99,46	99,78	99,92
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	4,18	3,51	3,15	1,65	3,73	1,25	—	—	2,91
CO <sub>2</sub>	1,50	0,95	0,42	—	1,75	—	—	—	1,16
<i>a</i>	7,7	9,6	7,9	11,3	7,7	10,4	9,2	7,9	9,3
<i>c</i>	3,9	2,0	2,8	1,1	4,0	1,2	1,2	2,6	2,3
<i>b</i>	38,5	36,0	36,6	31,6	43,3	27,4	39,0	41,2	36,0
<i>s</i>	49,9	52,4	52,7	56,0	45,0	61,0	50,6	48,3	52,4
<i>f'</i>	29	20	21	25	21	25	20	21	22
<i>m'</i>	54	59	58	59	61	60	61	68	62
<i>c'</i>	17	21	21	16	18	15	19	11	16
<i>n</i>	72	79	83	81	93	75	83	93	81
$\varphi$	6,5	4,0	4,1	4,5	4,3	3,9	4,7	6,0	4,8
<i>t</i>	1,5	1,3	1,4	1,1	1,8	0,8	1,0	1,0	1,2
<i>-Q</i>	19,5	16,4	13,2	11,7	29,4	0	18,4	21,8	16,1
$\tau : c$	2,0	4,8	2,8	10,0	1,9	8,5	7,9	3,0	4,1

фическим отличием их от изученных является присутствием шпинели и ортопироксена вместо граната, что сказывается на повышенном содержании глинозема в лесозаводских породах в целом (около 15 %). Таким образом, лесозаводские брекчии также не могут рассматриваться как полные аналоги изученных. Однако определенная параллель, на наш взгляд, между этими двумя типами пород может быть проведена. С некоторой долей условности данные брекчии можно относить к наиболее близким для них мончикитам и называть "мончикитовыми брекчиями". По классификации И.К. Пятенко, они попадают в группу нефелиновых мончикитов (таннбушитов), образуя переходы от них к камптонитам.

Из брекчий восьми вскрытых трубок выполнено 108 силикатных химических анализов, результаты которых суммированы в табл. 30. Эти брекчии отличаются от кимберлитов большей кислотностью и глиноземистостью и меньшими содержаниями магния и хрома. Показательно резко (на порядок) повышенное содержание в них натрия, связанное с наличием в породе нефелина.

На диаграмме А.А. Маракушева (см. рис. 9) данные брекчии образуют узкое, вытянутое вдоль оси кремнекислотности поле пород почти постоянной щелочности, аналогичных по составу щелочным базальтам и щелочным пикритам, приближающимся к базанитам. В этом поле крайнее левое, обособленное положение занимает фигуративная точка пород трубки № 5, которые по химическому составу соответствуют средним анкаратритам — лимбургитам и, в частности, анкаратритам Приморья.

Алмазы, выявленные в натриевых щелочных базальтоидах, как и в калиевых, являются поликристаллическими агрегатами, без примеси лонсдейлита. Они небольшого размера, от светло-желтого до черного цвета.

### § 3. ДРУГИЕ ПОРОДЫ С АКЦЕССОРНЫМ АЛМАЗОМ

Помимо охарактеризованных выше щелочных базальтоидов следует упомянуть о некоторых других разновидностях эффузивных пород, в которых были найдены акцессорные алмазы.

Базальтоиды Камчатки достаточно полно охарактеризованы в литературе [16, 17] и поэтому здесь не описываются.

Алмазы были также найдены в дайках альнеитов мощностью 2—3 м, прослеженных на первые десятки метров. Под микроскопом в породах, слагающих дайки, видны вкрапленники авгита и биотита (50 %), заключенные в основной массе, которая состоит из слюды, кальцита, цеолита и вулканического стекла с мелилитом, хлоритом и апатитом. Широко развит мезостазис: биотит (25—30 %), оливин (4—10 %), клинопироксен (6—10 %), рудные минералы и перовскит (5—10 %). В качестве акцессориев отмечены меланит, апатит, перовскит. Апатит встречается в виде двух морфологических разновидностей: сравнительно крупных (до 0,5—0,6 мм) удлинненных зерен и мелких шестигранных кристаллов с четкими кристаллографически-

ми очертаниями, характерными для высокотемпературного магматического апатита. Существенная примесь апатита отражается в повышенном содержании в породах  $P_2O_5$  (табл. 31).

Биотит представлен крупными (2–4 мм) идиоморфными фенокристаллами светло-коричневого цвета с  $n_m = 1,603$ ; клинопироксен — короткопризматическими зернами с  $+2V = 59^\circ$ ;  $n_g = 1,721$ ;  $n_p = 1,698$ . Клинопироксен часто окружен небольшими, округлыми, сильно корродированными и измененными (с замещением хлоритом и серпентином) реакционными зернами оливина.

В основной массе серпентин встречается в двух видах. Поперечно-волокнистый хризотил образует изолированные линзочки и прожилки, разбросанные по всей площади шлифа. Серпентин второго вида слагает мелкозернистые агрегаты листовато-чешуйчатого строения, образуя вместе с карбонатом и хлоритом единую массу. В ней встречаются также пылевидные и точечные выделения магнетита. Отмечаются также довольно крупные (0,4–0,9 мм) удлинённые зерна эпидота ( $cN_g = 40^\circ$ ;  $+2V = 80-85^\circ$ ;  $\Delta n = 0,030-0,035$ ).

Минералогическим анализом протолочных проб в породах даек установлены также единичные знаки роговой обманки, граната, циркона, турмалина, ильменита, сфена, рутила, анатаза, лейкоксена, пирита, золота. При термохимическом разложении, помимо этих минералов в пробах также установлены муассанит, корунд, хромшпиль, графит. В одной из проб дайки № 3 найдено зерно магнезиально-железистого граната с показателем преломления больше 1,78 и размером элементарной ячейки 1,154 нм. Согласно этим данным, по диаграмме Винчелла он содержит 54,5 % пиропового компонента, 35,5 % — альмандинового и по 5 % — гроссулярового и андрадитового.

Присутствие слюды в породах сказывается на преобладании среди щелочей калия (см. табл. 31). На диаграмме А.А. Маракушева (см. рис. 9) они попадают в поле лимбургитов.

Известны также находки аксессуарных алмазов в лампрофирах, которые слагают небольшое трубообразное тело, вытянутое в северо-восточном направлении согласно развитой в этом районе зоне тектонических нарушений. Это брекчии, в которых цементирующий магматический материал состоит из вкрапленников оливина, клинопироксена, роговой обманки и слюды, погруженных в основную массу, содержащую калиевый полевой шпат и плагиоклаз.

Соотношение вкрапленников и основной массы близко к 1:1. По этим признакам, согласно классификации И.К. Пятенко, лампрофиры могут быть отнесены к камптонитам. Однако они отличаются от среднего камптонита химически (см. табл. 31).

Вкрапленники оливина представлены двумя генерациями. Единичные зерна вкрапленников I генерации (возможно, ксенокристаллы) сильно оплавлены, полностью серпентинизированы, иногда карбонатизированы. Оливин II генерации (2–5 %) обычно образует изометричные, реже ксеноморфные кристаллы, сильно (иногда нацело) замещенные агрегатом карбоната, слюды, талька, серпентина и желе-

зисто-глинистым материалом. Нередко по периферии оливин обрастает моноклинным пироксеном, иногда роговой обманкой. Клинопироксен-авгит (10—15 %) образует правильные кристаллы столбчато-призматического облика. Нередко он замещен зеленовато-бурой роговой обманкой с отчетливым плеохроизмом. Иногда таблички авгита содержат включения мелких зерен оливина. Зеленовато-бурая роговая обманка (15—20 %) представлена правильными табличками, реже изометричными зернами, часто с включениями мелких зерен оливина и клинопироксена. Флогопит (до 15 %) образует правильные крупные чешуи и мелкие листочки, содержит пойкилитовые включения в всех вышеперечисленных минералах.

Основная масса сложена преобладающими зернами авгита, слюды, роговой обманки, калиевого полевого шпата и плагиоклаза. По ней развиты карбонат, соссюрит и железисто-глинистые продукты. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, хромитом, гранатом, алмазом.

Округлые ксенолиты достигают 10 см в диаметре. Среди них помимо кварцито-песчаников и крупнозернистых щелочных сиенитов из прорванных пород встречаются серпентиниты с незначительной примесью талька и мусковита и с характерной петельчатой или ленточно-петельчатой структурой.

Акцессорные алмазы, обнаруженные в перечисленных типах пород, представлены как поликристаллическими агрегатами, так и обломками монокристаллов. В последнем районе недавно В.Г. Черный и И.П. Черная обнаружили небольшой (0,22 мм) октаэдрический алмаз в шлифе камптонитовой брекчии, где этот кристалл приурочен к нацело серпентинизированному ультраосновному включению.

#### § 4. Выводы

Найденные в последнее время акцессорные алмазы в ультрамафитах различных регионов подтверждают известные ранее факты аналогичных находок в Канаде, на о-ве Калимантан, на Урале, в Саянах.

Алмазы в ультраосновных массивах встречены в различных типах пород: лерцолитах, гарцбургитах, пироксенитах. Эти породы разнообразны не только по петрографическому составу, но и по текстурным признакам (среди них встречаются как массивные, так и брекчированные разновидности), по степени серпентинизации (вплоть до серпентинитов). При этом ультрамафиты, содержащие акцессорный алмаз, по своему химическому составу практически не отличаются от обычных. Это дает основание полагать, что наличие алмазов в виде акцессорной примеси свойственно довольно широкому кругу ультраосновных пород, и лишь невысокие концентрации этого минерала не позволяют фиксировать его систематически. Алмазы в ультраосновных породах сопровождаются гранатом магнезиально-железистого состава, корундом, аналогичными этим минералам в россыпях орогенных зон с неустановленными первоисточниками. Это обстоятельство является дополнительным указанием на то, что одним из источ-

Таблица 31. Химический состав алмазоносных  
сланцевых альенинтов и камптонитов

Компоненты	Альенинты			Камптониты
	Дайка № 1	Дайка № 2	Дайка № 3а	ср. из 3
SiO <sub>2</sub>	37,18	39,60	29,06	34,13
TiO <sub>2</sub>	2,60	1,08	0,70	1,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,40	11,42	6,98	8,91
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He опр.	He опр.	He опр.	0,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,38	6,93	5,91	6,03
FeO	8,37	8,26	7,90	3,81
MnO	0,36	0,07	0,18	0,25
MgO	15,28	16,84	13,51	16,45
CaO	8,18	4,88	15,09	12,00
Na <sub>2</sub> O	1,19	0,80	0,54	1,58
K <sub>2</sub> O	3,57	4,60	4,50	2,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,73	0,14	0,87	0,64
SO <sub>3</sub>	0,15	Сл.	Сл.	He опр.
П.п.п.	4,38	6,05	14,38	11,55
Сумма	99,77	100,67	99,62	98,81
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,85	2,82	1,49	1,08
CO <sub>2</sub>	0,28	1,65	11,49	4,63
<i>a</i>	7,6	8,2	8,1	6,8
<i>c</i>	3,0	3,3	0,8	2,7
<i>b</i>	45,7	43,6	55,8	49,8
<i>s</i>	43,7	44,9	35,3	40,7
<i>f</i>	30	31	24	19
<i>m</i> '	55	63	43	57
<i>c</i> '	15	6	33	24
<i>n</i>	33	21	16	53
$\varphi$	5,4	13,0	9,5	5,3
<i>t</i>	5,1	2,1	1,8	2,6
-Q	30,8	29,9	46,4	34,9
<i>a:c</i>	2,5	2,5	10,1	2,5

ников алмазов в россыпях орогенных зон могут быть альпинотипные ультрамафиты.

В щелочных базальтоидах калиевого и натриевого рядов акцессорные алмазы представлены монокристаллами и поликристаллическими агрегатами. Алмазы сопровождаются закономерной минеральной ассоциацией, до сих пор встречавшейся только в кимберлитах: пиропами (в некоторых случаях содержащими до 20 % кноррингитового компонента), пикроильменитом, хромдиоксидом. Эта ассоциация наблюдается также в аллювии рек, размывающих щелочно-базальтоидные тела, что может иметь поисковое значение.

Единичные находки акцессорных алмазов известны также в других породах: субщелочных базальтах, альнеитах, камптонитах. По имеющимся данным можно предположить, что алмазы в этих породах связаны с ультраосновными включениями и имеют, таким образом ксеногенный характер.

## ГЛАВА IV. АЛМАЗЫ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ИМ МИНЕРАЛЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНЫХ ПОРОД

### § 1. Алмазы

Все акцессорные алмазы, найденные в некимберлитовых изверженных породах, были исследованы тем же комплексом методов, что и алмазы из россыпей с неустановленными первоисточниками (см. гл II). При этом следует учитывать, что в большинстве случаев для извлечения алмазов из пород применялись механическое дробление проб и обработка их щелочами при высоких температурах (до 600 °C). Эти операции, естественно, влияли на размер зерен; что же касается термической обработки, то специальные исследования показали, что свойства алмазов при этом процессе не изменяются:

**Размеры** всех алмазов (как моно-, так и поликристаллов) невелики и составляют 0,1—0,575 мм. Это объясняется в первую очередь тем, что при подготовке к анализу пробы дробились до —1 или —0,5 мм. Поэтому наблюдаемые обломки алмазов не отражают их истинных первичных размеров. Судя по наличию реликтов гексагональных очертаний у многих обломков пластинчатых агрегатов, их исходные размеры сопоставимы с наблюдаемыми. Что же касается обломков монокристаллов алмаза, то, судя по отсутствию у них кристаллических форм, исходных размеры зерен были значительно больше.

**Морфология.** Монокристаллы и поликристаллические агрегаты алмаза четко отличаются друг от друга по своему внешнему облику. Первые (представленные у нас обломками) похожи на обломки обычных алмазов из кимберлитовых трубок или из россыпей. Все они бесцветны, имеют сильный алмазный блеск, характерную поверхность излома (рис. 21).

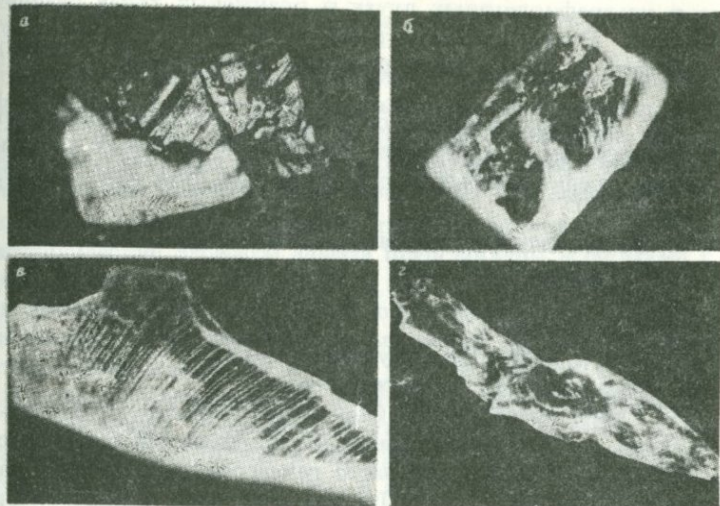


Рис. 21. Обломки монокристаллов алмаза.

*a* — из гарцбургита Корякского нагорья, увел. 220; *б* и *в* — из камптонитов, уве 230 и 200 соответственно; *г* — из лимбургитовой брекчии, увел. 160

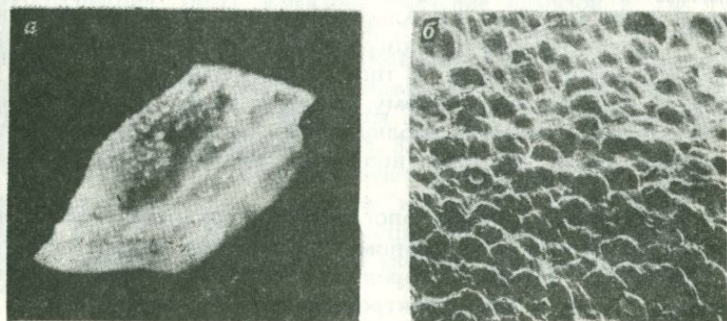


Рис. 22. Поликристаллический агрегат алмаза.

*a* — серое пластинчатое зерно неправильной формы, увел. 145; *б* — микрофотография, увел. 2400

Поликристаллические агрегаты алмаза по своему внешнему виду сильно отличаются от монокристаллов. Они также в большинстве случаев представлены обломками, но иногда у них можно видеть реликты гексагональных пластинчатых очертаний (рис. 22, *a*). Поверхность зерен матированная, ячеистая, с различными формами углублений (рис. 22, *б*). Для большинства поликристаллических зерен алмаза характерны желтая и темно-серая окраски. Эти алмазы

светятся в ультрафиолетовых лучах в оранжевых тонах различной интенсивности. Более редкие черные алмазы не флуоресцируют. У промежуточных темно-серых разновидностей наблюдается слабое свечение.

Детально морфологические особенности поликристаллических агрегатов алмаза были изучены в образцах из калиевых щелочных базальтоидов, среди которых выделяются три типа зерен (с разновидностями).

I тип — желтые, флуоресцирующие в УФ алмазы:

- а) тонкопластинчатые зерна;
- б) слоистые зерна;
- в) утолщенные зерна.

II тип — черные, нефлуоресцирующие алмазы.

III тип — серые алмазы (промежуточные).

Алмазы I типа преобладают. Они имеют окраску от светло- до медово-желтой, матированную поверхность, алмазный блеск на сколах. Форма зерен различная, но часто гексагональная с отношением диаметра к толщине (10—15):1. Для алмазов этого типа характерны включения графита от единичных до значительных скоплений. Алмазы могут быть корродированы в различной степени, вплоть до образования губчатых форм. Алмазы подтипа Ib имеют сложное строение, обусловленное наличием тонких (до 0,014 мм) пластинок с реликтами естественных граней. В некоторых зернах пластины сдвинуты друг относительно друга, образуя ступенчатую структуру. Количество пластин в зерне достигает 14. Алмазы подтипа Iv имеют различную форму: от ксеноморфных плоскогранных до изометричных. Черные, нелюминесцирующие алмазы (II тип) относительно редки (5—10%). Они имеют неправильную форму, рыхлую матированную поверхность, на которой участками наблюдаются следы растворения. Алмазы промежуточного (III типа), возможно, являются обогащенными графитом алмазами I типа.

Для исследования деталей топографии поверхности алмазов была выполнена их съемка на **растровом** электронном микроскопе установки "Камебакс" в режиме вторичных электронов при ускоряющем напряжении 30 кВ и токе электронного пучка около  $3 \cdot 10^{-11}$  А. Рельеф поверхности обломков монокристаллов при увеличениях 800—2400 обнаруживают детали раковистого излома: ступенчатость, занозистость. Более информативны детали морфологии поверхностей поликристаллических агрегатов алмаза при увеличениях до 4000. Основным элементом из них являются изометричные зерна неправильной формы, которые по своей размерности (обычно 1—2 мкм) скорее всего могут быть отождествлены с кристаллическими алмазными индивидами. Размер их может варьировать в одном образце от 0,5 до 4 мкм, образуя неравномернoзернистую структуру. Такой характер поверхности может также являться результатом растворения. Вторым элементом поверхности, образующим ее специфическую морфологию являются **каверны**, сопоставимые по своим размерам с зернами. Иногда их размер может достигать 8—10 мкм. На многих образцах поликристаллических сростков алмазов при больших уве-

личениях (порядка 4000) обнаруживается ориентированность элементов поверхности.

**Структура алмазов.** Выше отмечалось, что среди алмазов, найденных в щелочно-базальтоидных и ультраосновных породах, имеются представители монокристаллов и поликристаллических агрегатов. В монокристаллических алмазах не обнаружено каких-либо фазовых или структурных примесей. Для алмазов из ультрамафитов Малого Кавказа была установлена разориентировка блоков  $4,75 \pm 0,3$ . Поликристаллические агрегаты алмаза представлены агрегатами с размером индивидов 0,5—5 мкм. Среди них выделяются образцы с полным и неполным набором отражающих плоскостей. Большинство исследованных зерен имеет неполный набор отражающих плоскостей, что говорит о меньшей степени упорядоченности структуры алмазов в поликристаллических агрегатах по сравнению с монокристаллами. Характерной особенностью поликристаллических агрегатов алмаза является присутствие в них примеси графита, которая фиксировалась по диффузионному гало в области 0,335 нм от плоскости (002) и по линии 0,2036 нм. В отличие от алмазов из ударно-метаморфизованных пород в данных зернах отсутствует примесь лонсдейлита, что можно рассматривать в качестве типоморфного признака, сближающего эти алмазные агрегаты с карбонадо. Последние, как упоминалось выше (см. гл. II), до последнего времени были известны только в россыпях с неустановленными первоисточниками.

**Флуоресценция (ФЛ) алмазов.** Свечение алмазов в УФ лучах наблюдалось визуально с помощью люминесцентного микроскопа "Люсам Р-1". При этом среди обломков монокристаллов выделяются светящиеся голубыми и желто-зелеными цветами, а среди поликристаллических агрегатов — в широком спектре от оранжево-коричневого до бледно-желтого цветов (табл. 32).

Все монокристаллы обнаруживают флуоресценцию, тогда как для поликристаллических агрегатов количество светящихся зерен составляет около 80 %. Не флуоресцируют темные зерна (тип II). По этим признакам поликристаллы схожи с бразильскими карбонадо (см. гл. II, § 5).

Таблица 32. Характер люминесценции в ультрафиолетовых лучах алмазов из калиевых щелочных базальтоидов

Цвет люминесценции	Количество (%)
Оранжево-коричневый	34,1
Коричневый	24,4
Коричнево-желтый	31,8
Желтый	2,4
Бледно-желтый	7,3

Во всех спектрах ФЛ монокристаллов алмаза (рис. 23) проявляется оптически активный центр N3 с главной бесфононной линией при 415,2 нм. В спектрах ФЛ алмазов из лерцолита Корякского

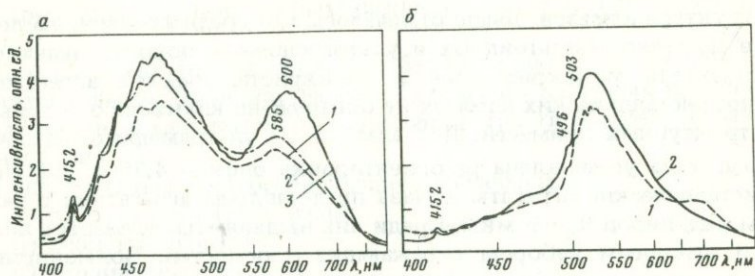


Рис. 23. Спектры флуоресценции монокристаллов алмазов при 300 К.  
*а* — с белесо-голубым свечением (1 — из лимбургитовой брекчи, 2 и 3 — из камптонитовой брекчи); *б* — с желто-зеленым свечением (1 — из лимбургитовой брекчи, 2 — из лерцолита Корякского нагорья)

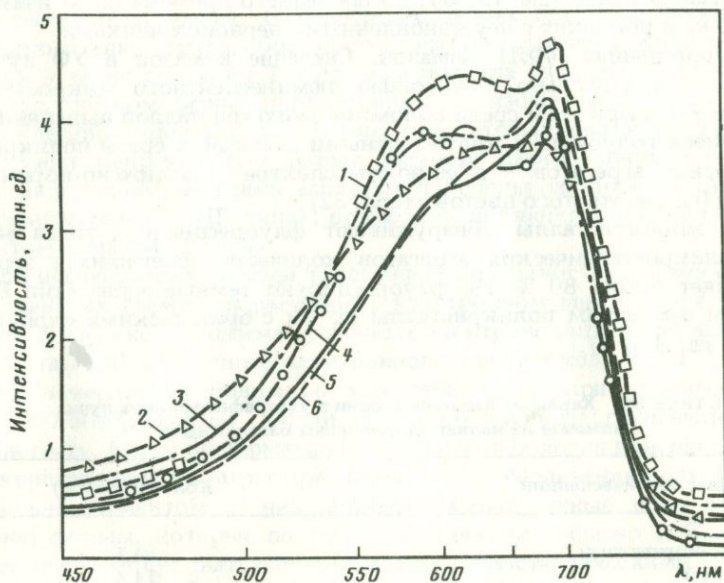


Рис. 24. Спектры флуоресценции поликристаллов алмазов с оранжевым свечением при 300 К.  
 1, 4, 5 — из калиевых щелочных базальтоидов; 2, 6 — из альнеита; 3 — из серпентинита

нагорья и из лимбургитовой брекчии (рис. 23, б), люминесцирующих желто-зеленым цветом, кроме слабого N3-центра, сильно проявляются центры N4 и N3 с главными бесфононными линиями при 496,0 и 503,2 нм соответственно. Кроме того, в краевой области спектра ФЛ алмаза из лимбургитовой брекчии отчетливо проявилась полоса с максимумом при 580 нм. В оранжевой части спектра ФЛ алмазов из камптонитов и из лимбургитовой брекчии (рис. 23, а) наблюдается широкая бесструктурная полоса с максимумом в области 585—600 нм.

Спектры ФЛ поликристаллических агрегатов алмаза более просты (рис. 24). По характеру ФЛ эти зерна весьма близки к импактным алмазам с примесью лонсдейлита, а также к типичным карбонадо (см. рис. 8). Они имеют общую зону максимума в интервале 600—700 нм, обуславливающую оранжевое свечение алмазов, с четким максимумом в области 690 нм. Отличием изученных агрегатов от типичных карбонадо являются отсутствие центров 503 и 575 нм с фононными повторениями, присущих монокристаллам алмаза.

Инфракрасные (ИК) спектры поглощения алмазов из ультрамафитов Малого Кавказа в диапазоне  $4000-400 \text{ см}^{-1}$  обычны для типа Ia алмазов, согласно их физической классификации. В области 2,5—6,5 мкм проявляются собственные колебания кристаллической решетки алмаза, более длинноволновая область 6,5—11 мкм обусловлена примесями (главным образом азотом) и структурными дефектами кристалла. Максимумы наиболее интенсивных полос 7,3; 7,8; 8,2; 8,5; 9,1 и 9,9 мкм совпадают с известными значениями. В одном из образцов несколько более развиты полосы 7,3 и 8,5 мкм; проявляется система полос 3,2; 6,4 и 7,1 мкм. Общая концентрация азота в кристаллах определялась по интенсивности в максимуме полосы 7,8 мкм и составила  $(2,2 \pm 0,2) \cdot 10^{20} \text{ ат/см}^3$ , или 0,12 %. По этим признакам алмазы Малого Кавказа более близки к уральским, чем к якутским, алмазам, хотя, конечно, материала для окончательного суждения об этом недостаточно.

В УФ спектрах поглощения у алмазов Малого Кавказа проявляются очень слабая полоса 415 нм с сопутствующей системой полос и сплошное поглощение, начинающееся примерно с 320 нм, которое обусловлено непарамагнитным азотом. В области 225—240 нм не замечено характерной системы полос возбуждения ФЛ.

В спектрах ЭПР алмазов Малого Кавказа в диапазоне 3 см наблюдается спектр парамагнитного азота, замещающего атомы углерода. Концентрация его обычна для природных алмазов и составляет около  $10^{15} \text{ ат/см}^3$ , или  $10^{-6} \%$ .

Электронно-микроскопическое исследование мелких кристаллов алмазов было выполнено М.И. Самойловичем. В результате в них было выявлено обилие дислокаций и характерное распределение включений, свидетельствующие об условиях роста кристаллов в системах с высоким пересыщением (а следовательно, и скоростями). По характеру распределения включений мелкие алмазы Малого Кавказа наиболее близки к синтетическим алмазам, образующимся

в условиях нестабильных термодинамических параметров, либо к внешним зонам якутских алмазов IV разновидности [24].

Таким образом, можно наметить некоторые особенности алмазов из щелочно-базальтоидных и ультраосновных пород.

1. В одних и тех же типах пород могут присутствовать как моно-, так и поликристаллы алмаза.

2. В целом монокристаллы алмазов из некимберлитовых пород по своим физическим параметрам схожи с кимберлитовыми алмазами, однако наблюдаются некоторые различия. Так, по комплексу признаков алмазы из ультрамафитов Малого Кавказа росли в условиях относительно пониженных температур и, вероятно, сравнительно быстро, на что указывают мозаичность кристаллов, высокая степень разориентировки в них блоков. Это подтверждается также однородностью УФ топографий кристаллов, что возможно при постоянстве  $P$ - $T$  условий и химизма среды в процессе роста [24]. К аналогичному выводу в отношении мелких монокристаллов алмаза на основании электронно-микроскопических исследований пришел М.И. Самойлович, а именно, их рост происходил при сравнительно низких температуре и давлении и при больших скоростях роста.

3. Монокристаллические агрегаты алмазов в щелочно-базальтоидных и ультраосновных породах весьма сходны с импактными, но отличаются от них отсутствием примеси лонсдейлита. В этом отношении найденные поликристаллические агрегаты алмазов схожи с карбонадо, не встречающимися в кимберлитовых породах.

## § 2. Гранаты

Среди гранатов выделяются две разновидности: железистые и магнезиальные. Железистые гранаты, встреченные в большинстве пород (натриевые щелочные базальтоиды, альеиты, камптониты, ультрамафиты Малого Кавказа и Корякского нагорья), обладают железистостью  $f = 60-75\%$  и содержат 20-30% (редко больше) магнезиального компонента. Благодаря почти полному отсутствию примеси хрома (меньше 0,5%) магнезиальный компонент полностью входит в пироповый минал. Более редки магнезиальные гранаты ( $f = 16-20\%$ ; 60-80% магнезиального компонента). Они встречаются в калиевых и натриевых щелочно-базальтоидных породах; единичные знаки таких гранатов фиксируются по сиреневой окраске и низким показателям преломления (1,720-1,730) в камптонитах. Промежуточное положение между этими группами занимают магнезиально-железистые гранаты-мегакристы из калиевых щелочных базальтоидов с  $f = 34-40$  и 50-60% Mg компонента (см. рис. 14). Судя по показателю преломления (1,754), к этой же группе относятся аксессуарные гранаты из ультраосновного массива на Камчатке.

Почти во всех алмазоносных щелочных базальтоидах железистые (магнезиально-железистые) и магнезиальные гранаты встречаются совместно. При этом, как было показано в гл. III, первые являются вкрапленниками (мегакристами), вторые происходят

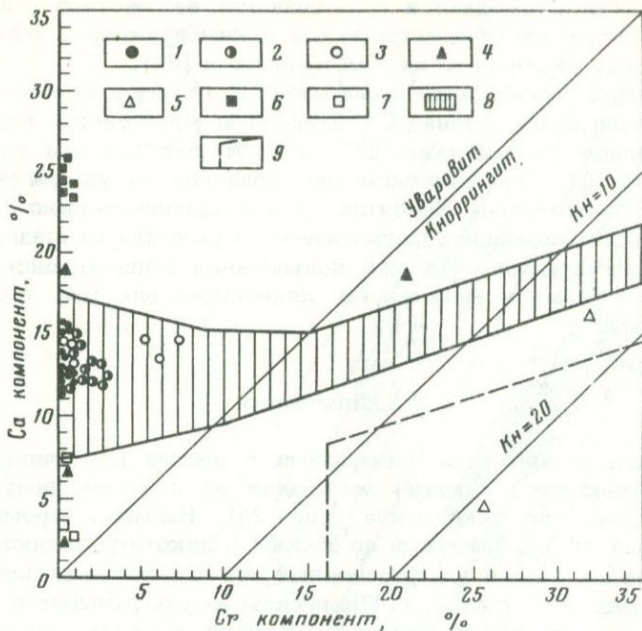


Рис. 25. Состав гранатов из щелочно-базальтоидных и ультраосновных пород.

Гранаты из калиевых щелочных базальтоидов: 1 — мегакристы и сростки с клинопироксеном из тела № 1, 2 — из перидотитов тела № 1, 3 — из шлихов; гранаты натриевых щелочных базальтоидов: 4 — из трубок, 5 — из аллювиальных отложений; гранаты из ультрамафитов: 6 — Малого Кавказа, 7 — Урала; 8 — поле гранатов лерцолитового парагенезиса; 9 — поле гранатов-включений в алмазах ультраосновного парагенезиса

из включений ультраосновных пород. Видимо, поэтому магниезиальные гранаты не отмечены в алмазоносных ультрамафитах.

На диаграмме Н.В. Соболева (рис. 25) все гранаты из щелочных базальтоидов и из гранатовых включений в них попадают в поле лерцолитового парагенезиса, к которому приурочено большинство гранатов из включений лерцолитов в кимберлитах. Обладая одинаковой с ними железистостью и кальциевостью, гранаты из калиевых щелочных базальтоидов существенно обеднены хромом и не содержат кноррингитового минала. Гранаты из альпинотипных ультрамафитов Малого Кавказа относятся к высококальциевому (24—26 % Ca компонента) верлитовому парагенезису, гранаты из ультрамафитов Урала к гарцбургит-дунитовому парагенезису.

При описании гранатов из мончикитовых брекчий и из водотоков, размывающих слагаемые ими трубки (гл. III, § 2), отмечалось, что среди них имеются маложелезистые разновидности с высоким содержанием хрома. Следует обратить внимание на то, что некоторые из этих гранатов содержат более 20 % кноррингитового минала

(см. рис. 25) и попадают в поле гранатов, включенных в алмазы. Гранаты такого состава, встречаемые в кимберлитовых телах, рассматриваются как признак их алмазоносности [34].

Из прочих особенностей исследованных гранатов отметим повышенное содержание титана (0,7—1,12 %) в мегакристах тела № 1, установленное как силикатным, так и микрозондовым анализом (см. табл. 17). Оно несвойственно гранатам из ультраосновных включений в этом теле. Вероятно, данное явление связано с общей титановой специализацией магматического расплава на стадии образования мегакристов, так как повышенные концентрации титана отмечаются также в мегакристах клинопироксена (см. табл. 18) и флогопита.

### § 3. Шпинелиды

Шпинелиды являются минералами с весьма изменчивым составом. Имеющиеся анализы минералов из исследованных пород подтверждают это заключение (рис. 26). Наименее хромистыми ( $Cr'$  меньше 16 %), близкими по составу к пикотиту, являются шпинелиды из включений ультраосновных пород в калиевых щелочных базальтоидах (см. табл. 25). Шпинелиды из ультрамафитов Малого Кавказа, по классификации Н.В. Павлова, в своем большинстве попадают в поле алюмохромита, а также в пограничные с ним части полей субферрихромита и хромита. Они близки по составу к рудообразующим и акцессорным хромшпинелидам Кемпирсайского плутона, но отличаются от них меньшей хромистостью (60—75 % хромового компонента по сравнению с 75—86 % его в уральских) и железистостью (соответственно 4—8 и 1—5 %  $Fe^{3+}$  компонента). Но при этом среди двухвалентных катионов, в хромшпинелидах Малого Кавказа железо играет меньшую роль, чем в уральских хромшпинелидах. Анализ хромшпинелида из гарцбургитов Корякского нагорья показывает близость этого минерала к хромшпинелидам Малого Кавказа, но еще большую его железистость (11,7 %  $Fe^{3+}$  компонента).

В целом проанализированные хромшпинелиды из алмазоносных ультрамафитов Малого Кавказа и Корякского нагорья отвечают по составу хромшпинелидам из ультрамафитов дунит-гарцбургитовой ассоциации Урала, отличаясь от шпинелидов дунит-клинопироксенитовой ассоциации того же региона меньшей железистостью.

### § 4. Муассанит

Муассанит является одним из интереснейших и при этом мало исследованных минералов. Обнаруженный впервые А. Муассаном в 1903 г. вместе с кристаллами алмаза в метеорите Каньон Дьябло, он долгое время считался космогенным. В земных породах муассанит впервые был найден только в 1957 г. А.П. Бобриевичем и др.

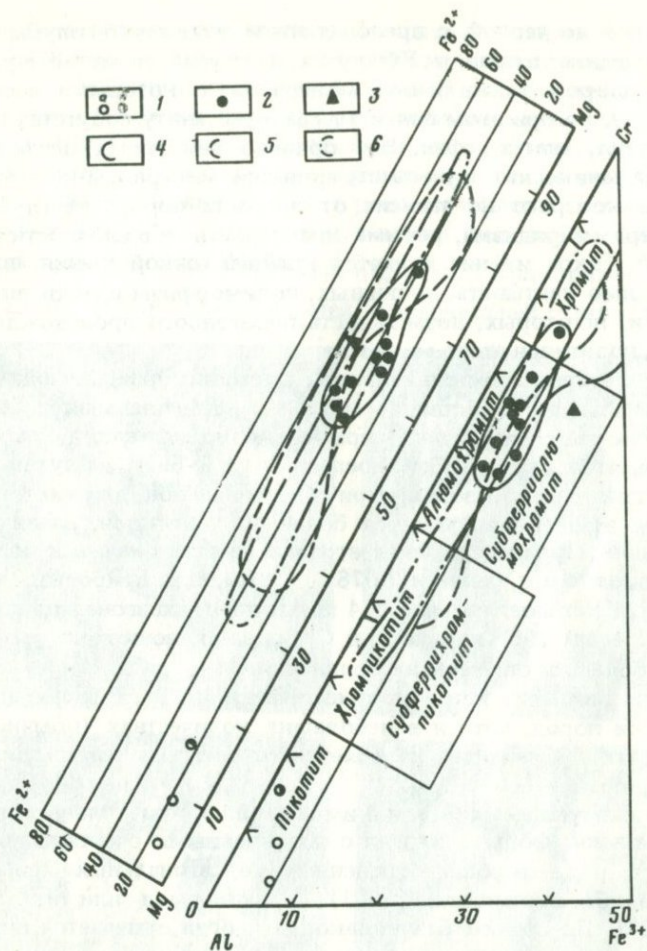


Рис. 26. Состав шпинелидов из щелочно-базальтоидных и ультраосновных пород.

Шпинелиды: 1 — из включений в калиевых щелочных базальтоидах; 2 — из ультрамафитов Малого Кавказа, 3 — из ультрамафитов Корякского нагорья; поля составов шпинелидов: 4 — из ультрамафитов Малого Кавказа, 5 — из ультрамафитов Кемпирсайского плутона на Урале (по Н.В. Павлову); 6 — из кимберлитов Якутии и содержащихся в них ксенолитов перидотитов (по Н.В. Соболеву),

в кимберлитах, на основании чего была предположена генетическая связь муассанита с алмазом. Следующее десятилетие несколько расширило круг его находок и пород, с которыми он связан [19]. Последние годы более значительно увеличили число находок муассанита. Он найден в траппах, ультрамафитах, гранитах, сиенитах, халькопиритовых рудах и других породах. В этих находках отмечаются самые различные формы, характер поверхности, окраска (от

бесцветной до черной, с преобладанием зеленовато-голубых тонов), цвета люминесценции в УФ лучах и другие свойства муассанита. Весьма широк также набор минералов, с которыми ассоциирует муассанит, но при этом почти всегда муассаниту сопутствуют ильменит, рутил, анатаз, сфен. Это привело некоторых исследователей к заключению, что муассанит является минералом-космополитом, наличие которого не зависит от возраста пород, их глубинности, характера гибридности, режима кислотности — щелочности и других условий. Такое мнение является крайней точкой зрения, поскольку необходимо учитывать, во-первых, полиморфизм и полиптипию муассанита и, во-вторых, возможность полигенного происхождения различных полиптипов этого минерала.

Для карбида кремния известны три полиморфные модификации: гексагональная — собственно муассанит, тригональная — баумаршит и кубическая — ресендит (первые две модификации традиционно обозначаются как  $\alpha$ -SiC; последняя —  $\beta$ -SiC). Внутри модификаций, главным образом внутри гексагональной, для синтетического карбида кремния выделяется более 40 полиптипов, различающихся величиной переменного параметра  $c$  и ее отношением к постоянным параметрам  $a$  и  $b$ , равным  $3,078 \cdot 10^{-1}$  нм. Для природных муассанитов было установлено всего 4 полиптипа (гексагональные 4H и 6H, тригональный 15R, кубический C), однако, возможно, это объясняется небольшим объемом исследований.

Муассанит был встречен практически во всех типах анализированных пород, хотя и в небольших количествах (обычно единичные знаки). Размер их колеблется от сотых долей миллиметра до 1,5 мм; обычно 0,1—0,2 мм.

Зерна муассанита обычно имеют вид остроугольных обломков неправильной формы, иногда с оплавленными очертаниями, весьма редко в виде хорошо ограненных гексагональных кристаллов с гранями базопинакоида [0001] и дипирамид или их обломков (рис. 27). По граням базопинакоида иногда отмечается штриховка, параллельная граням кристалла. Изредка наблюдаются сростки кристаллов муассанита. Так, в пробе слюдяного альнеита встречен сросток двух кристаллов, где базальные пинакоиды двойниковых индивидов наклонены друг к другу под углом  $45^\circ$  в виде "ласточкина хвоста" (см. рис. 27, в). На рис. 27, г представлен параллельный сросток двух кристаллов разных размеров (0,5x0,2 и 0,8x0,25 мм) по грани [0001]; при этом кристаллы несколько смещены относительно друг друга.

Поверхность зерен муассанита преимущественно неровная, сильно корродированная, без скульптурных узоров, иногда ямчатая, реже гладкая. Окраска муассанитов в 95 % случаев бирюзовая; реже зеленая, синяя; встречаются бесцветные зерна. Некоторые зерна имеют неравномерную или пятнистую окраску от зеленовато-голубой до желтой в пределах одного зерна. Иногда в зернах муассанита наблюдались включения черного минерала (возможно, хромшпинели или магнетита).

Для одного из кристаллов муассанита из альнеитов В.П. Жихаревой были выполнены гониометрические исследования с предварительным покрытием его тонкой пленкой серебра путем напыления в вакууме. Наиболее развита грань базопинакоида (0001), поверхность которой покрыта множеством мелких округлых бугорков, между которыми расположены гладкие блестящие участки. Отражения от остальных граней слабые и расплывчатые; их размеры брались по отблеску. Эти грани представлены гексагональной призмой  $\{1010\}$  и рядом гексагональных пирамид. Грани призмы и пирамид  $\{1012\}$  и  $\{1013\}$  — как нижней, так и верхней — представлены уз-

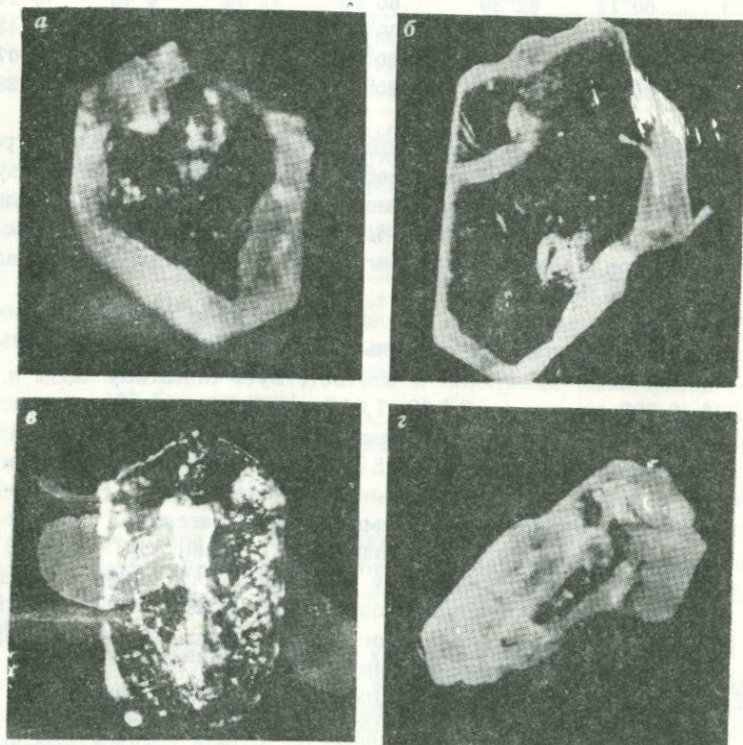


Рис. 27. Кристаллы муассанита.

*a* — таблитчатый кристалл из уральского серпентинита, увел. 225; *б* — кристалл с реликтами гексагональных очертаний из оливинового базальта Камчатки, увел. 275; *в* — двойник типа "ласточкин хвост" из альнеита, увел. 30; *г* — параллельный сросток из уральского серпентинита, увел. 70

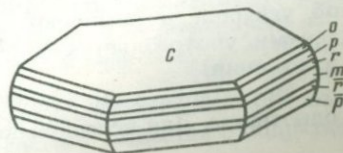


Рис. 28. Реконструкция кристалла муассанита

Таблица 33. Результаты гониометрических исследований кристалла муассанита

Символ <i>hkil</i>	Измеренные значения		Табличные значения		Разница	
	$\varphi$	$\rho$	$\varphi$	$\rho$	$\Delta\varphi$	$\Delta\rho$
<i>c</i> 0001	—	0° 00'	—	0° 00'	—	0° 00'
<i>m</i> 10 $\bar{1}$ 0	60° 21'	89° 12'	60° 00'	90° 00'	0° 21'	0° 48'
<i>r</i> 10 $\bar{1}$ 1	60° 35'	80° 48'	60° 00'	79° 59'	0° 35'	0° 49'
<i>p</i> 10 $\bar{1}$ 2	60° 31'	70° 00'	60° 00'	70° 33'	0° 31'	0° 33'
<i>o</i> 10 $\bar{1}$ 3	60° 15'	62° 30'	60° 00'	62° 06'	0° 15'	0° 24'
<i>n</i> 10 $\bar{1}$ 4	60° 33'	55° 31'	60° 00'	54° 46'	0° 33'	0° 45'
<i>p</i> 10 $\bar{1}$ 2	60° 42'	70° 40'	60° 00'	70° 33'	0° 42'	0° 07'
<i>r</i> 10 $\bar{1}$ 1	60° 28'	79° 31'	60° 00'	79° 59'	0° 28'	0° 28'

кими полосками и определяют облик вертикального пояса; грани остальных пирамид притупляют ребра между ними (рис. 28). Результаты гониометрических исследований муассанита (табл. 33) показывают, что полученные значения находятся в пределах колебаний, полученных при изучении муассанита типа II (политип 6Н) из щелочных вулканитов Чехии.

Для 42 зерен муассанита из различных типов пород и регионов был выполнен рентгеноструктурный анализ. Подавляющее большинство дебаеграмм идентично и соответствует политипу 6Н с  $a_0 = 0,303-0,308$  нм и  $c_0 = 1,503-1,617$  нм. В одном случае вместе с линиями этого политипа были определены межплоскостные расстояния, характерные для политипа 15R (линия 0,239 нм средней интенсивности и линия 0,188 нм сильной интенсивности). Необычными и интересными оказались два темно-серых муассанита, люминесцирующие оранжевым цветом. Их параметр  $c$  равен 1,237 и 1,240 нм, что отвечает 5-слойному периоду повторяемости слоев по оси  $c$ . При гексагональной структуре минерала эти зерна отвечают политипу 5Н, ранее не известному ни среди синтетических, ни среди природных муассанитов. Это — новый политип [5].

Таким образом, преобладающим политипом муассанита для изученных нами пород является высокотемпературный политип 6Н. Именно он, в частности, сопутствует алмазу как в кимберлитовых, так и в некимберлитовых породах.

## § 5. Графит.

Вместо термина "графит" в данном случае следовало бы говорить об углероде в различной степени графитизированном. Здесь этот термин употребляется в обобщающем смысле в целях краткости изложения.

Морфологически чешуйки графита во всех породах довольно однотипны. Для исследования их особенностей был применен рентге-

Таблица 34. Результаты рентгеноструктурного анализа графитов

Тип	Группа	Рефлексы на дебае-граммах	$d_{002}$ , $10^{-1}$ нм	Мера неупорядоченности, по А. Уббелоде и Ф. Льюису	$c_{01}$ , $10^{-1}$ нм	Температура образования, по Р. Ахведиани и Д. Шенгелия
I	1	Гало	3,47	1	6,94	200
	2	Гало, слаб. 310 и 111	3,46	1	6,92	200
II	3	002, 310, 312, 111, 100 большие углы	3,360— 3,399 (ср. 3,376)	0,18—0,75	6,720— 6,798 (ср. 6,755)	200—590
	4	002, 310, остальные — слабо	3,350— 3,370 (ср. 3,362)	0,15—0,38 (ср. 0,20)	6,716— 6,740 (ср. 6,723)	350—610 (ср. 560)
III	5	002, 310, 312, остальные — слабо	3,335	0	6,670	900
	6	002, 310, 312, 111, остальные — слабо	3,335	0	6,670	900
	7	002, 310, 312, 111, 100, большие углы	3,335	0	6,670	900
IV	8	002, 310, 312, 111, 100	3,335	0	6,670	900

ноструктурный анализ. В результате было выявлено, что образцы графита имеют широкий диапазон различной степени упорядоченности структуры углерода. При этом намечилось их группирование (табл. 34).

Все исследованные образцы характеризуются в основном поликристаллическим строением, что выражается в сплошных кольцевых линиях рентгенограмм. Иногда на дифракционных кольцах появляются максимумы вплоть до появления точечных рефлексов, характеризующих структуру графита как монокристалльную. В ряде образцов дифракционные линии раздвоены, что указывает на одновременное присутствие упорядоченного и неупорядоченного графита. В соответствии с графиком А.Р. Уббелоде и Ф.А. Льюиса, характеризующим связь межплоскостного расстояния  $d_{002}$  со степенью упорядоченности углисто-графитового вещества, были определены "меры неупорядоченности" исследованных образцов. Они варьируют от 1 (т.е. от полностью не упорядоченного вещества) с  $d_{002} = 0,345—0,347$  нм до 0 (монокристалльного графита) с  $d_{002} = 0,333—0,334$  нм.

На основании структурных характеристик среди исследованных образцов были выделены 4 типа графитистого вещества с подразде-

лением их на 8 групп (см. табл. 34). Тип I представляет собой неграфитизированный углерод с мерой неупорядоченности, равной 1. В его рамках выделяются группы 1 и 2. Для группы 1 характерно монотонное почернение фона рентгенограммы, что указывает на отсутствие каких-либо закономерных ориентаций атомов углерода в гексагональные сетки. По мере уменьшения почернения фона дебаграммы отмечается появление небольшого гало. У образцов группы 2 на дебаграммах отмечается появление интерференционных полос 002, 111 и 310 и некоторое увеличение резкости, сопровождаемое одновременным уменьшением почернения фона (вероятно, за счет роста плоских сеток). Это свидетельствует о появлении первых признаков упорядоченности структуры образцов группы 2. Выбор отражающих плоскостей и их положение на рентгенограммах вращений указывают на наличие гексагональной структуры с параметром решетки  $c_0 = 0,694$  нм (рассчитанной по величине  $d_{002}$ ).

Тип II (средняя величина меры неупорядоченности около 0,5) включает в себя только одну группу 3 и является типичным представителем основной массы исследованных образцов графитизированного углерода. Для образцов этого типа характерно поликристаллическое строение с довольно полным набором отражающих плоскостей. Средний параметр решетки  $c_0$  образцов этой группы, вычисленный по  $d_{002}$ , равен 0,6755 нм, что свидетельствует о меньшей степени упорядоченности их структуры по сравнению с образцами группы 1. Интерференционные кольца на дебаграммах имеют одинаковую яркость, что свидетельствует о хаотическом расположении кристаллов в веществе. Средний размер кристаллитов колеблется в пределах  $n \cdot 10^{-6}$  см. Таким образом, анализ образцов типа II позволяет установить, что обнаруженные пластинчатые агрегаты углеродсодержащих веществ являются графитизированным углеродом, претерпевшим сильное динамическое воздействие. При этом, несмотря на то, что атомы углерода уже сложены в гексагональные сетки, вся структура в целом весьма неустойчива.

Тип III образцов углеродистого вещества, с мерой неупорядоченности около 0,1 характеризуется тем, что в структуре неустойчивого графитизированного углерода намечается тенденция и некоторой упорядоченности. На кольцах дебаграмм выступают отдельные максимумы интенсивности при относительно бледных промежутках между ними. Согласно возрастанию ступени текстурированности, среди образцов типа III выделяются группы 4, 5, 6 и 7. Одновременно у образцов этих групп отмечается постепенное уменьшение параметра элементарной ячейки по оси  $c$  от 0,6723 до 0,667 нм, что указывает на постепенный переход структуры от агрегатного состояния к монокристалльному. Интересно отметить, что со степенью текстурированности образцов хорошо коррелирует наличие или отсутствие отдельных рефлексов по мере увеличения угла отражения. Таким образом, образцы типа III можно отнести к графитизированному углероду, у которого намечается тенденция к переходу в монокристаллическую структуру графита.

Тип IV представлен монокристалльным графитом с параметром  $c_0 = 0,667$  нм (группа 8) и мерой неупорядоченности, равной 0. При достаточно полной упорядоченности плоскостей 002, 111, 100, 310 и 312 в области больших углов отражений не наблюдается. При этом дебаевские кольца распадаются на ряд пятен — и рентгенограмма принимает вид лауэграммы.

В результате рентгеноструктурного анализа помимо определения структурного состояния углисто-графитового вещества выявился температурный режим их формирования. По данным Р.А. Ахвледиа-ни и Д.М. Шенгелиа, наименьшими температурными образованиями, как правило менее  $200^\circ\text{C}$ , характеризуются графиты I и II типов, т.е. образцы с относительно неупорядоченной структурой. Образцы с упорядоченной структурой группы 4 (тип III) образовывались при значительно более высоких температурах — до  $630^\circ\text{C}$ , в среднем около  $580^\circ\text{C}$ . Образцы с более высокой степенью упорядоченности структуры характеризуются также более высокими температурами образования, вплоть до более чем  $900^\circ\text{C}$  у монокристалльных графитов. Таким образом, исследование образцов "графитов" позволило установить схему упорядочения элементов их структуры, которая связана с уменьшением параметра  $c$  "графитов" и повышением температуры их образования.

Обращаясь к геологической интерпретации установленного явления, можно видеть, что к I и II типам образцов в большинстве случаев относятся "графиты" из эффузивно-пирокластических пород, образовывавшиеся в приповерхностных условиях. Более глубокие пикриты, щелочные базальтоиды, амфиболиты и претерпевшие высокие давления импактиты содержат "графит" III и IV типов. Можно предположить, что продолжение этого генетического ряда должно привести к появлению совместно со структурой упорядоченного монокристалльного графита структуры алмазной фазы, как это имеет место, например, в образцах из ударно-метаморфизованных пород.

## § 6. Санидин

Санидин встречен только в калиевых щелочных базальтоидах, где он образует крупные (до 10 см) мегакристы. Они характеризуются высокой калиевостью, выражаемой составом  $\text{Or}_{71-76}\text{Ab}_{21-28}\text{An}_3$ .

Для выяснения сравнительных условий образования санидинов, ассоциирующих с алмазами и находящихся в неалмазоносных породах, было проведено рентгеноструктурное исследование. Оно основывалось на предположении, что параметры минералообразования влияют на структуру минерала. В частности, Р.М. Хазен провел экспериментальные исследования, показавшие, что при высоких давлениях у санидинов происходит переход от структуры высокого санидина в структуру триклинного высокого альбита. Была найдена зависимость параметров элементарной ячейки санидинов различного состава от давления (табл. 35). Для сравнения проанализирован аль-

Таблица 35. Параметры элементарной ячейки полевых шпатов

Параметры	Полевой шпат ( $Ort_{25}$ ) из пок- рова	Санидин ( $Ort_{60}$ ) из тела № 1	
	Значения параметров		Давление, ГПа
$a$ , нм	0,8410	0,8360	1
$b$ , нм	1,2968	1,2950	1,5
$c$ , нм	0,7139	0,7129	2,0
$\alpha$ , град	89,75	89,5	—
$\beta$ , град	116,0	116,3	1,9
$\gamma$ , град	89,9	90,1	1,7

битовый полевой шпат из покровных базальтоидов того же района.

К сожалению, Р.М. Хазен не проводил эксперименты с полевыми шпатами состава  $Ort_{25}$ ; поэтому по установленным параметрам элементарной ячейки минерала такого состава можно лишь качественно судить об его образовании при невысоких давлениях. Для состава  $Ort_{60}$  для санидина из алмазоносного тела № 1 мы воспользовались экстраполяцией кривой  $Ort_{67}$ , имеющейся на диаграмме Р.М. Хазена. Согласно ей, санидины тела № 1 формировались при давлениях порядка 1,0–2,0 ГПа. Средняя величина давления, вычисленная по всем параметрам элементарной ячейки, составляет 1,6 ГПа со средним квадратическим отклонением  $\pm 0,4$  ГПа. Такое довольно существенное отклонение является, вероятно, следствием неполноты экспериментальных данных. Тем не менее полученная средняя величина представляется реальной, поскольку оценки давления образования ассоциации мегакристов фемических минералов из тех же пород, выполненные другими методами (Л.В. Агафонов и др.) дают цифры 1,5–1,7 ГПа.

Полученные результаты свидетельствуют о кристаллизации санидинов в алмазоносных калиевых щелочных базальтоидах тела № 1 на глубинах порядка 50 км. Этот вывод о возможной глубинной кристаллизации санидинов согласуется с находками в последнее время санидинов в составе глубинных включений из кимберлитов Южной Африки, а также в качестве включений в алмазах Африки и Сибири.

## § 7. Выводы

Среди аксессуарных алмазов, найденных в ультраосновных и щелочно-базальтоидных породах, имеются как монокристаллы, так и поликристаллические агрегаты типа карбонадо, отсутствующие в кимберлитах. Монокристаллы по своим физическим параметрам схожи с алмазами из кимберлитов, однако некоторые из них обладают отличиями, свидетельствующими об их быстрой скорости роста

при относительно низких температурах, т.е. обладают особенностями алмазов из россыпей орогенных зон. Поликристаллические пластинчатые агрегаты алмаза, похожие на алмазы из импактитов, отличаются от них отсутствием примеси лонсдейлита, нетекстурированностью, характером спектра ФЛ. По этому комплексу признаков изученные поликристаллические алмазы аналогичны типичным карбонадо и могут рассматриваться как первые находки карбонадо в коренных породах.

Сопутствующие алмазам в некимберлитовых изверженных породах минералы обладают признаками образования при высоких термодинамических параметрах. Этими свойствами обладают не только гранаты, магнезиально-хромистый состав которых является признаком алмазоносности кимберлитов, но и графит с его высокими температурами кристаллизации и даже санидин с высокими давлениями образования, фиксируемыми искажениями решетки минерала.

Среди гранатов в некимберлитовых изверженных породах выделяются две группы: магнезиальные и железистые. Первые встречаются вместе с алмазами только в эффузивах базальтоидного состава, вторые — также в ультрамафитах. Магнезиальные гранаты щелочных базальтоидов, как и встречаемые в кимберлитах, могут содержать высокую примесь хрома (до 20 % и более кноррингитового компонента). При этом они сопровождаются типоморфными минералами кимберлитов — пикроильменитом, хромдиоксидом. Железистые гранаты из ультрамафитов и из базальтоидов сильно отличаются от магнезиальных и дают основание предполагать гетерогенность как самих гранатов, так и сопровождаемых ими алмазов.

## ГЛАВА V. ГЕНЕЗИС АЛМАЗОВ И АЛМАЗСОДЕРЖАЩИХ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

### § 1. Теоретические и экспериментальные данные по условиям образования алмазов

Первый научный расчет и диаграмма фазового состояния углерода в зависимости от термодинамических параметров были даны О.И. Лейпунским в 1939 г., а впоследствии — Р. Берманом и Ф. Саймоном. О.И. Лейпунский показал, что в железе можно выкристаллизовать алмазы (или вызвать рост внесенной затравки) при температуре 1500—1700 К, для чего необходимо давление порядка 4,5—5,0 ГПа. При этом для кристаллизации необходима продолжительность эксперимента, так как алмаз является термодинамически более устойчивой фазой, чем графит, который кинетически более вероятен. Важная роль принадлежит температуре, которая должна быть, по О.И. Лейпунскому, такой, "чтобы, с одной стороны, пересыщение раствора углеродом над алмазом было достаточно велико для обеспечения кристаллизации с нужной скоростью, а с другой стороны, чтобы пересыщение относительно графита было достаточно мало, чтобы во время роста алмаза не образовался зародыш графита".

Эти теоретические расчеты были реализованы в 1953—1955 гг., когда почти одновременно сотрудниками американской фирмы "Дженерал электрик", шведской фирмы ASEA и японскими исследователями были синтезированы алмазы при давлениях свыше 5 ГПа в присутствии катализаторов Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Pt. В настоящее время искусственный синтез алмазов широко используется в промышленности. Ежегодно в мире (без СССР) производится более 110 млн. кар синтетических алмазов.

В процессе искусственного синтеза алмазов используются следующие основные способы: 1) кристаллизация алмаза из расплава-раствора; 2) кристаллизация из газовой фазы; 3) прямой переход графит — алмаз из твердой фазы (графита). В первом случае используются давления 4,0—7,0 ГПа, в последнем — кратковременные (взрывные) давления в десятки гигапаскалей, а при синтезе алмазов из газовой фазы компенсацией высокого давления являются силы поверхностного натяжения. Таким образом, теоретические расчеты и экспериментальные данные показывают, что для кристаллизации алмаза необходимы в первую очередь высокие давления и пересыщение системы углеродом.

В образовании кристаллов алмаза выделяются два этапа: 1) спонтанное образование зародышей и 2) рост поверхностей. Механизм и кинетика первого этапа являются одной из главных проблем алмазообразования; рост алмазов подчиняется общим закономерностям. В частности, равновесная форма кристалла для фиксированных термодинамических и физико-химических условий определяются принципом Гиббса — Кюри — Вульфа, согласно которому грани кристалла характеризуются скоростями роста, пропорциональными их удельным поверхностным энергиям. Для алмаза теоретически равновесной является грань октаэдра.

## § 2. Условия образования алмазов в кимберлитах

Рассмотрим теперь, насколько условия образования алмазов в кимберлитах соответствуют экспериментальным и теоретическим данным. Для этого можно использовать расчеты термодинамических параметров по трем группам материалов: алмазоносным включениям в кимберлитах, парагенетическим ассоциациям минералов-включений в алмазах и минералов-сростков с алмазами и, наконец, по самим алмазам.

Алмазоносные включения в кимберлитах известны с конца прошлого века, когда в 1897 г. Т.Г. Бонней в южноафриканской трубке Ньюлэнд обнаружил ксенолиты алмазоносных эклогитов. В дальнейшем было найдено еще несколько таких ксенолитов в южноафриканских, а с 1957 г. — и в сибирских кимберлитовых трубках. Первый образец алмазоносного перидотита в кимберлитах был описан в 1969 г. В.С. Соболевым, а затем Дж. Даусоном и Дж. Смитом в Южной Африке и М. Макколумом и Д. Егглером в Северной Америке. В настоящее время в кимберлитах найдено более 100 ксенолитов

алмазоносных эклогитов и 23 — алмазоносных перидотитов (Н.В. Со-  
болев, устное сообщение).

Поскольку алмазы в перидотитах и эклогитах находятся в равновесной ассоциации с породообразующими силикатами, к этим ассоциациям применимы методы геологической термобарометрии, позволяющие реставрировать  $P$ - $T$  условия породообразования. Первые расчеты дали цифры 4,6 ГПа и 1050 °С для африканских слюдяных лерцолитов, 4,0—5,5 ГПа и 1050—1150 °С для алмазоносных лерцолитов Северной Америки и 4,5 ГПа и 1140 °С для алмазоносного гранат-ильменитового перидотита из трубки Мир.

В настоящее время существует ряд геотермометров и геобарометров для ассоциаций ультраосновных и эклогитовых пород. Большинство геотермометров использует кальциевость клинопироксена, сосуществующего с энстатитом, которая, как это показано экспериментами, мало зависит от давления. Вторая группа геотермометров базируется на использовании железистости сосуществующих минералов ( $Ol + Crx + Orx$ ). Более сложен вопрос с геобарометрами. В 1974 г. были опубликованы результаты экспериментальных работ И.Д. Мак-Грегора, показавшие зависимость растворимости глинозема в ортопироксене от давления. Однако позже было показано, что эта зависимость может быть использована только для гранатосодержащих парагенезисов, так как в условиях шпинелевой фации растворимость глинозема в энстатите зависит не столько от давления, сколько от температуры. В 1978 г. А. Финерти и Ф. Бойд получили данные о возможности использования в качестве геобарометра растворимости кальция в оливине. В связи с множественностью данных Л.Л. Перчук [29, 30] обобщил все результаты экспериментов и предложил эмпирические формулы для определения температур и давлений ультраосновных ассоциаций минералов. Этими формулами мы будем пользоваться в дальнейшем.

Результаты определения температур и давлений равновесия минеральных ассоциаций алмазоносных ультраосновных включений из кимберлитов, полученные по методу Л.Л. Перчука (табл. 36), нанесены на диаграмму (рис. 29).

Минералы-включения в алмазах и минералы-сростки с алмазами являются вторым источником информации о термодинамических условиях образованиями ассоциирующих с ними алмазов. Особо важное значение имеют полиминеральные ассоциации включений и сростков, поскольку они позволяют использовать те же принципы геотермобарометрии, что и для алмазоносных пород. В последнее десятилетие исследование минералов, включенных и сростившихся с алмазами, были проведены Г.О.А. Мейером, Н.В. Соболевым и др. Первые расчеты  $P$ - $T$  параметров ассоциаций этих минералов были выполнены Г.О.А. Мейером и Х. Тсаи в 1976 г., установившими для них область 4,5—6,5 ГПа и 970—1270 °С. Эти данные использованы при составлении табл. 36, а также нанесены на рис. 29.

Третий путь реставрации условий природного алмазообразования — расчет давлений, необходимых для эпитаксиального соответ-

Таблица 36. Термодинамические параметры образования алмазоносных ультраосновных пород и ультраосновных минеральных ассоциаций в алмазах из кимберлитов

Регион	Трубка	№ обр.	$\bar{K}_{FeO}$	$\ln \bar{K}_{FeO}$	$\bar{X}_{Mg}$	$t^\circ, C$	$\ln N_{Al_2O_3}^{Opx}$	$p, ГПа$	Источник данных
Алмазоносные ультрамафиты									
Якутия	Удачная	Ув-255/75	0,62	-0,483	0,916	1257	-0,0400	7,87	Похиленко и др.
Ю. Африка	Мотае (Лесото)	ВД 2125	0,43	-0,844	0,943	1153	-0,236	6,08	Dawson, Smith
Ультраосновные ассоциации в алмазах									
Якутия	Мир	АВ-34	0,49	-0,713	0,936	1194	-0,431	7,11	Н.В. Соболев
		АВ-35	0,40	-0,916	0,935	1114	-0,821	7,00	Н.В. Соболев и др.
		АВ-26	0,30	-1,204	0,933	1012	-0,357	4,71	То же
		АВ-93	0,53	-0,635	0,937	1229	-0,713	8,40	— " —
Ю. Африка	Премьер	Prc-7-75	0,63	-0,462	0,927	1288	-0,261	7,86	Meyer, Tsai
Зап. Африка	Неизвестны	1	0,45	-0,799	0,874	1070	-0,278	4,00	Prinz a.o.
		3	0,41	-0,892	0,943	1135	-2,408	11,20	— " —
Сев. Америка	Прерика		0,64	-0,446	0,862	1184	-0,654	7,58	Newton, Melton

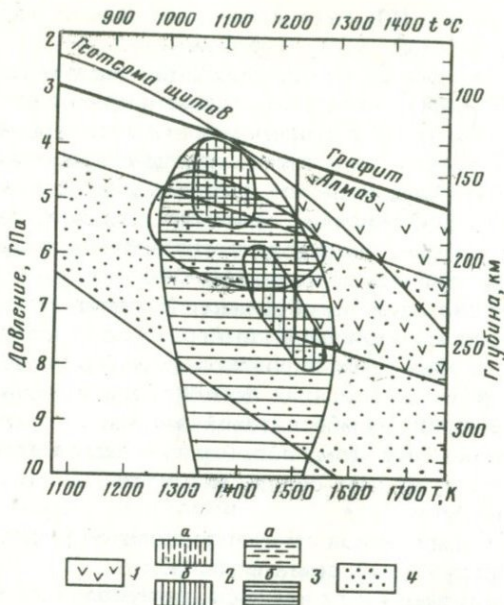


Рис. 29. Термодинамические условия образования синтетических и природных алмазов.

1 — область искусственного синтеза алмазов с использованием металлов (по БСЭ, т. I, 1970); 2 — область образования алмазоносных ультрамафитов в кимберлитах (а — по Дж. Даусону, Дж. Смиуту, Д. Егглеру и А.И. Пономаренко, б — по данным табл. 36); 3 — область образования ультраосновных парагенетических ассоциаций минералов — включений в алмазах (а — по Г. Мейеру, Х. Тсаи, б — по данным табл. 36); 4 — область образования алмаза по расчету его эпитаксиального соответствия с минералами-включениями (по Б.А. Малькову). Граница фазового перехода графит — алмаз — по БСЭ, т. I, 1970; геотерма щитов — по А. Рингвуду и др.

ствия алмаза с минералами, образующими сростания (оливин, гранат, хромит, энстатит и др.). Этот метод был предложен Б.А. Мальковым в 1977 г. и дал цифры 4,2–6,3 ГПа при нормальной температуре, а при температурах предполагаемой кристаллизации алмаза (около 1500 °С), 8,0–10,0 ГПа (см. рис. 29).

Имеются также попытки использовать другие методы для определения условий алмазообразования; например по степени сжатия элементарной ячейки гранатов, заключенных в алмазе. Соответствующие расчеты, использующие параметры ячейки минералов, включенных в алмаз и извлеченных из него, были выполнены Дж.Г. Харрисом и др., Б.А. Мальковым, Л.Х. Козном и Дж.Л. Розенфельдом. Согласно этим расчетам, первоначальные давления при образовании минералов-включений составляли единицы гигапаскалей.

Температуры протокимберлитовых расплавов, определенные по гомогенизации затвердевших расплавов в минералах из кимберли-

тов Якутии, по данным И.В. Попивняка и Е.Е. Лазько, располагаются в интервале от более 1400 до 900—1020 °С.

Данные о термодинамических условиях образования алмазов и алмазоносных ультраосновных ассоциаций в кимберлитах (см. рис. 29) полностью согласуются с теоретическими и экспериментальными данными, что дает основание считать процесс природного алмазобразования (по крайней мере для подавляющей части кристаллов) соответствующим этим моделям. Высокие давления, необходимые для образования алмазов, в природе могут быть реализованы в зоне верхней мантии на глубинах не менее 150—200 км.

**Механизм образования кимберлитовой магмы.** Итак, условия и место образования алмазоносной кимберлитовой магмы достаточно определены — это зона алмаз-пироповой фации гранатового пиролита в верхней мантии на глубинах 150—200 км и более. Каков же механизм образования кимберлитовой магмы из алмазоносного гранатового пиролита? По этому вопросу у исследователей нет единого мнения. Существуют три основные группы гипотез о генезисе кимберлитовой магмы:

- 1) является механической смесью лерцолитов, слагающих верхнюю мантию, и продуктов их дезинтеграции;
- 2) является расплавленным недифференцированным подкорковым перидотитом, близким по составу к веществу верхней мантии;
- 3) является продуктом выплавления из вещества верхней мантии.

Первые две группы гипотез мало распространены. Против них свидетельствует ряд факторов: закономерные и постоянные по составу парагенетические ассоциации минералов, исключая возможность их механического совмещения; распределение редких элементов и др. Более распространенной является третья группа гипотез. Но и она не представляет собой законченной теории, поскольку одними исследователями (А.П. Акимов, Ю.С. Геншафт) особенности состава кимберлитовой магмы объясняются ассимиляцией ею вещества земной коры, другими (Г. Кеннеди, Б. Нордли, П. Харрис, Е. Миддлмост) — процессом фракционной кристаллизации вещества, третьими (Б.Г. Лутц) — глубинным магматическим кислотным выщелачиванием, четвертыми (В.А. Милашев) — зонной плавкой.

Решение вопроса о механизме образования магм должно в первую очередь базироваться на геохимических данных. В отношении кимберлитов такие данные имеются в ряде публикаций, в том числе и в монографии И.П. Илупина и др. [9]. Поэтому при дальнейшем обсуждении вопроса мы не будем приводить обширного фактического материала и ограничимся ссылками и диаграммами.

Как известно, элементы-примеси в горных породах глубинного генезиса подразделяются на когерентные и некогерентные. К первым (Ni, Co, Cr, Mn, V, Sc) относятся элементы, распределение которых в общем коррелируется с изменением главных петрогенных элементов. Ко вторым, некогерентным (K, Rb, Cs, Ti, Ba, Zn, U, Th, TR) принадлежат элементы, исключительное накопление которых в поро-

дах не может быть связано с поведением главных элементов. Именно они наиболее интересны для генетических построений.

Редкоземельные элементы (РЗЭ), благодаря своему фракционированию, весьма показательны для познания процесса магмообразования. В обобщенном виде данные по распределению РЗЭ в кимберлитах приведены на рис. 30.

Количество РЗЭ во включениях ультраосновных пород из кимберлитов по сравнению с самими кимберлитами и ингилитами почти на два порядка меньше (особенно для легких РЗЭ), а распределение близко к хондритовому. У кимберлитов же и ингилитов наблюдается весьма высокая степень фракционирования лантаноидов:  $La/Jb = 100-200$ . Концентраторами РЗЭ являются перовскит и апатит, в которых лантаноиды составляют суммарно 1-2%. Некоторое количество РЗЭ со-

держится в пироксенах (до 350 г/т). Этим, в частности, объясняется повышенное содержание РЗЭ в ингилитах, где присутствует пироксен, а количество перовскита может достигать 5% и больше. В родственных кимберлитам карбонатитовых брекчиях, слагающих трубки Куонамского района, дополнительное количество РЗЭ присутствует в пирохлоре (более 1%) и монаците. Какая-либо корреляция между содержаниями РЗЭ в пробах и концентрациями в них щелочей отсутствует, и это противоречит заключению Б.Г. Лутца и Е.В. Францессон, что в результате процесса кислотного выщелачивания мантийного вещества такая корреляция должна существовать.

Содержание циркония, гафния, ниобия и тантала в кимберлитах и ингилитах значительно (почти на порядок) превышает концентрации этих элементов в ультраосновных породах и хондритах (рис. 31, 32). Кимберлиты и ингилиты по этому признаку наиболее близки к щелочным базальтоидам. Содержания ниобия и тантала в этих группах пород образуют практически единое поле. Отношения  $Zr/Hf$  и  $Nb/Ta$  в кимберлитах и ингилитах заметно отличаются от отношений этих элементов в хондритах и ультрамафитах в большую сторону.

Кимберлиты северных районов Якутии более обогащены щелоча-

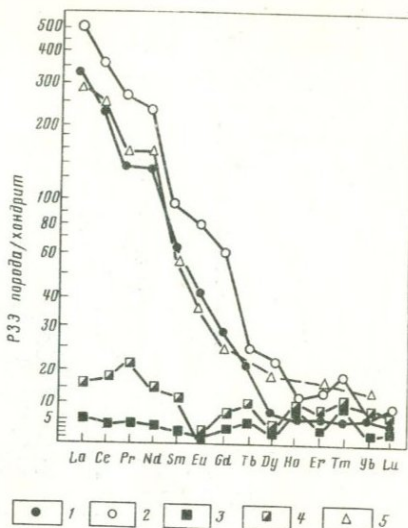


Рис. 30. Распределение редкоземельных элементов в различных породах.

1 — кимберлиты; 2 — ингилиты; 3 — включения гранатовых перидотитов в кимберлитах; 4 — включения кимберлитовых пород в кимберлитах; 5 — угандиты (по Ю.А. Балашову). Нормализация по хондриту произведена по данным Ю.А. Балашова

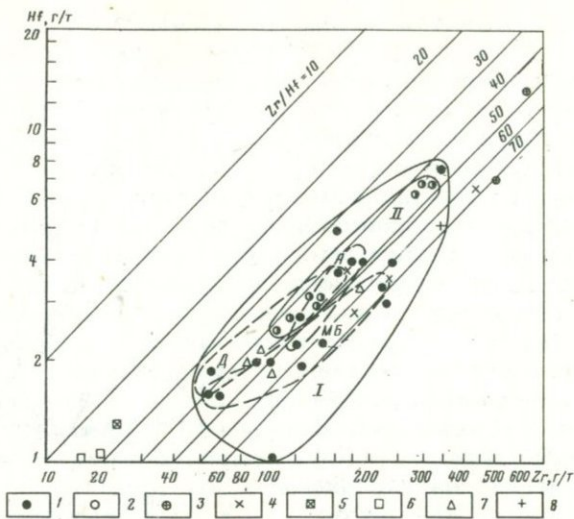


Рис. 31. Содержания циркония и гафния в различных породах.

1 — кимберлиты Сибири; 2 — кимберлиты Африки; 3 — ингилиты; 4 — щелочные базальтоиды; 5 — каменные метеориты; 6 — ультрамафиты, 7 — базальты и толеиты; 8 — щелочно-ультрасосновные породы. Поля сибирских (I) и африканских (II) кимберлитов. Районы: МБ — Мало-Ботуобинский, А — Алакитский, Д — Далдынский

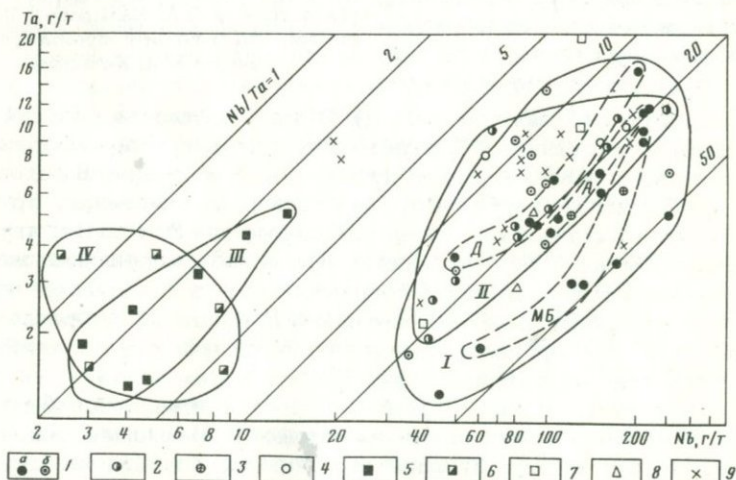


Рис. 32. Содержания ниобия и тантала в различных породах.

1-4 — см. рис. 31 (к I: а — наши определения, б — по Б.Г. Лутцу и др.), 5 — включения в ультрамафитах и кимберлитах; 6 — включения эклогитовых пород в кимберлитах; 7 — хондриты; 8 — базальты и толеиты; 9 — ультрамафиты. Поля сибирских (I) и африканских (II) кимберлитов, включений ультрамафитов (III) и эклогитов (IV). Районы — см. рис. 31

Rb, г/т

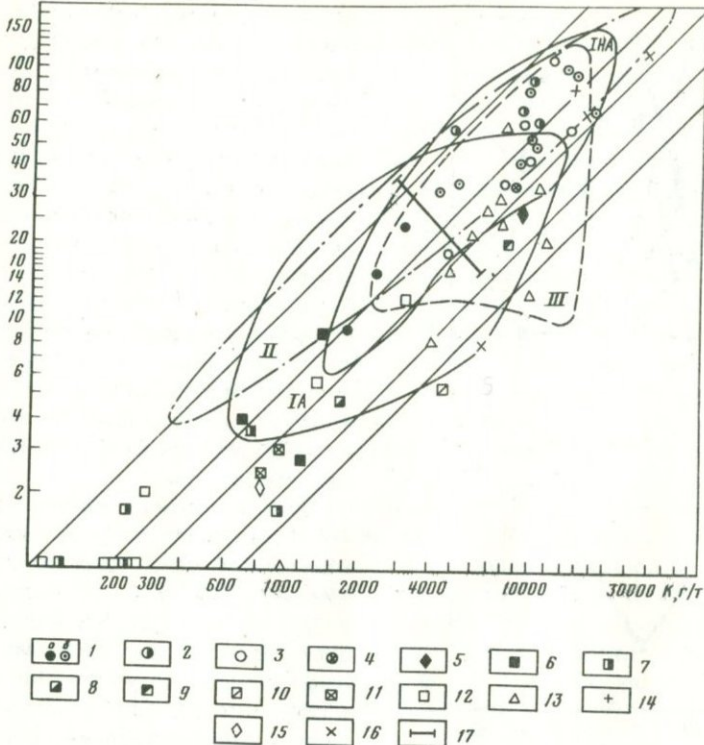


Рис. 33. Содержания калия и рубидия в разных породах.

1 — кимберлиты Сибири, средние по полям (а — алмазоносные, б — неалмазоносные); 2 — кимберлиты Африки, средние по полям; 3—4 — ингилиты, средние по полям; 5 — карбонатиты из трубок севера Сибирской платформы, среднее; 6 — включения ультрамафитов в кимберлитах, средние; 7 — включения ультрамафитов в базальтоидах; 8 — включения эклогитов в кимберлитах; 9 — включения эклогитоподобных пород с плагиоклазом в кимберлитах, среднее; 10 — включение гроспидита; 11 — хондриты; 12 — ультрамафиты; 13 — базальты; 14 — щелочно-ультраосновные породы; 15 — карбонатиты; 16 — щелочные базальтоиды; 17 — граница средних значений алмазоносных (А) и неалмазоносных (НА) полей кимберлитов Сибирской платформы. Поля сибирских (I) и африканских (II) кимберлитов и ингилитов (III)

ми по сравнению с кимберлитами центральных районов (рис. 33). Ингилиты по содержаниям щелочей близки к неалмазоносным кимберлитам, частично уклоняясь в сторону более высоких отношений K/Rb (иногда отношение K/Rb в них больше 1000). Щелочи в глубинных включениях (перидотитах, эклогитах) содержатся в концентрациях на порядок ниже, чем во вмещающих их кимберлитах. При этом (рис. 34) отчетливо выявляется комплементарность содержаний щелочей в этих породах.

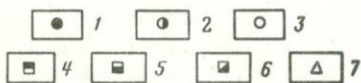
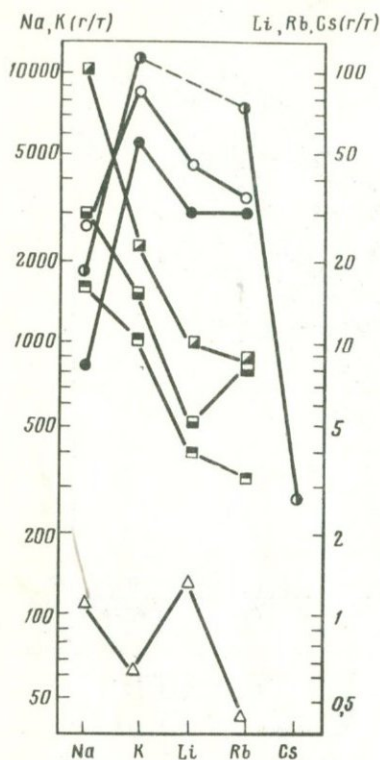


Рис. 34. Средние содержания щелочей в различных породах.

1 — кимберлиты Сибири; 2 — кимберлиты Африки; 3 — ингилиты; 4 — включения гранатовых ультрамафитов в кимберлитах; 5 — включения шпинелевых ультрамафитов в кимберлитах; 6 — включения эклогитов в кимберлитах; 7 — альпийские ультрамафиты Корякского нагорья

значительной роли ассимиляции кимберлитовой магмой пород чехла. При этом они исходили из предположения, что обогащение кимберлитовой магмы радиоактивными элементами происходит на поздних этапах ее эволюции, а на ранних этапах магма ими обеднена. Однако более поздние исследования А.Н. Комарова и А.С. Житкова показали, что даже при невысоких содержаниях радиоактивных

На рассмотренных примерах можно видеть, что кимберлитовые породы (и исходные для них магмы) в весьма высокой степени обогащены рядом элементов, контрастируя по этому признаку с ультраосновными и эклогитовыми включениями. Такая закономерность свойственна не только рассмотренным элементам, но и стронцию и барию, урану и торью [9]. Она убедительно свидетельствует против гипотез о том, что кимберлитовая магма является механической смесью или расплавом недифференцированного вещества верхней мантии.

Весьма показательны также, что кимберлиты закономерно обогащены как "когерентными" (Zr, Nb, Ta), так и "некогерентными" (Na, K, Li, Rb, Ba, Th, U, TR) элементами. Поэтому для них, по нашему мнению, нет надобности привлекать различные механизмы поведения, включая кислотное выщелачивание, а следует, вероятно, искать более универсальный процесс.

Может быть, таким процессом является ассимиляция пород, встречаемых кимберлитовой магмой на пути ее движения к поверхности, как это предполагают А.П. Акимов и Ю.С. Генштафт? На основании распределения радиоактивных элементов в различных группах кимберлитовых тел и других данных эти исследователи пришли к выводу о

элементов в исходных перидотитах небольшие объемы выплавок из них концентрируют эти элементы в значительной степени. При этом процессе происходит обогащение протокимберлитовой магмы не только радиоактивными, но и другими микроэлементами.

Может быть, обогащение кимберлитовой магмы микроэлементами является следствием процесса дифференциации? Работами С.М. Кравченко, В.И. Герасимовского, В.И. Лебедева и других исследователей показано, что критерием дифференциации магмы является закономерное уменьшение отношения  $K/Rb$ . Тогда при дифференциации кимберлитовой магмы мы могли бы ожидать уменьшения отношения  $K/Rb$  в кимберлитах северных районов Якутии и в ассоциирующихся с ними ингилитах, карбонатитах, щелочных базальтоидах, слагающих трубки. Между тем (см. рис. 25) наблюдается обратное явление, которое дает основание обратиться к альтернативной точке зрения Б. Джеймсона и Д. Кларка, связывающих величину отношения  $K/Rb$  в породах глубинного генезиса с различной степенью плавления исходного мантийного вещества при генерации исходных магм.

Согласно мнению Б. Джеймсона и Д. Кларка, концентрация рубидия в магматическом расплаве находится в обратной зависимости от степени селективного плавления исходного вещества. Их точка зрения подтверждается распределением рубидия в кимберлитах, ингилитах и содержащихся в них ультраосновных включениях. Главным минералом — носителем рубидия в этих породах — является флогопит, в котором содержание этого элемента составляет 190—450 г/т. 3—6 % флогопита в породах обуславливают 10—20 г/т рубидия в породе, тогда как в среднем для кимберлитов и ингилитов содержание рубидия равно 40—50 г/т. Такая диспропорция указывает на наличие значительной части рубидия в дисперсном состоянии.

Еще более велика диспропорция содержания рубидия в ультраосновных включениях из кимберлитов (где оно достигает 10 г/т) и в слагающих их минералах, среди которых флогопит обычно отсутствует. Проведенные недавно исследования В.А. Абрамова и Л.Л. Завьяловой показали, что рубидий и другие щелочные элементы находятся в ультраосновных ксенолитах в межзерновом пространстве, являющемся, вероятно, остаточной фазой расплавления этих пород. Согласно определениям Х. Олсопа и др., концентрации  $K$  и  $Rb$  в межгранулярном материале эклогитов из южноафриканской кимберлитовой трубки Робертс-Виктор составляют 1,6 % и 48 г/т соответственно. Аналогичное распределение урана установлено А.Н. Комаровым и А.С. Житковым в ультраосновных включениях из базальтоидов. Эти исследователи установили, что от 54 до 99,8 % урана в ультрамафитах приурочено к межзерновым промежуткам, трещинам, зонам изменения.

Таким образом, исследование закономерностей распределения микроэлементов в кимберлитах и содержащихся в них включениях приводит к выводу о происхождении кимберлитовых магм в ре-

зультате селективного плавления мантийного пиролита. Ультраосновные включения, по всей вероятности, являются твердым остатком (реститом) плавления.

Возможно, не все ультраосновные включения следует рассматривать в качестве реститов, так как они не всегда обнаруживают комплементарность к кимберлитам относительно состава хондритов. В последние годы было обращено внимание, что среди ультраосновных включений имеются две текстурные группы: зернистые (granular) и катаклазированные (sheared). Исследования их геохимических особенностей показали, что зернистые включения резко обеднены титаном, алюминием, железом, кальцием, натрием, в связи с чем их стали даже называть "стерильными". Поэтому имеется основание предполагать, что "реститом" являются лишь "стерильные" зернистые перидотиты, а катаклазированные скорее всего ксенолиты, не успевшие подвергнуться переплавлению и содержащие микроэлементы в исходных мантийных концентрациях (если они не претерпели сильных вторичных изменений). Такое предположение дает основание проводить экспериментальные исследования по выплавлению из перидотитов ликвидных фаз и рассматривать их в качестве аналогов мантийных магм.

В последнее время следы селективного плавления установлены не только в ультраосновных, но и в эклогитовых включениях. Среди них Э.В. Спецнус и А.И. Пономаренко выделили "аморфизованные эклогиты", имеющие реликты частичного плавления в виде апостекловатых "аморфизованных" участков.

Какова же степень плавления мантийного пиролита при образовании кимберлитовой магмы? Попытаемся оценить ее исходя из полученных геохимических данных.

Согласно формуле П. Гаста, распределение микроэлементов в выплавках описывается следующим уравнением:

$$C_L^E = 1/M_L + (M_A - F_A) \cdot K_{A/L}^E + (M_S - F_S) K_{S/L}^E + \dots + (M_N - F_N) \cdot K_{N/L}^E,$$

где  $C_L^E$  — обогащенность элементом E жидкой фазы;  $M_{L,A,S,N}$  — часть массы элемента E, входящая в фазы L, A, S, N;  $F_{A,S,N}$  — часть фаз A, S, N, входящая в ликвид L;  $K_{A/L}^E, S/L, N/L$  — коэффициенты распределения элемента E между фазами A, S, N и ликвидом L.

Зная коэффициенты распределения элементов, можно определить степень плавления при образовании магм. К сожалению, экспериментальные исследования в этой области, особенно при высоких давлениях, весьма фрагментарны. Наиболее детально изучено поведение РЗЭ. П. Гаст, пользуясь коэффициентами П. Шнетцлера и А. Филпотса, полученными ими для Скаергаардской интрузии, теоретически рассчитал номограмму для определения степени плавления гранатовых перидотитов по отношению La/Yb в продуцируемых магмах.

Согласно этой номограмме, расплав с отношением  $La/Yb$  больше 100 может быть получен при плавлении меньше 0,4 % гранатового перидотита состава  $Ol_{40} Orx_{27} Crx_{18} Ga_{18}$ .

В дальнейшем для экспериментального определения коэффициентов распределения РЗЭ использовались природные гранатовые включения из кимберлитов, подвергавшиеся плавлению при высоких давлениях. С учетом новых данных Р. Митчелл и А. Брунфельт [48] в 1975 г. рассчитали и построили номограмму, согласно которой кимберлитовая магма, имеющая в среднем отношение  $La/Yb = 120$ , образовалась при плавлении 0,6 % исходного пиrolита, состав которого принимается близким к гранатовому лерцолиту.

Таким образом, мы можем определенно говорить об образовании кимберлитовой магмы в результате селективного плавления мантийного пиrolита (гранатового лерцолита) в весьма небольшой степени — порядка 0,5—1 %. Располагая при этом данными о давлении и глубине магмообразования, можно найти место кимберлитовой магме на известной диаграмме Д. Грина, построенной в координатах давление (глубина) — степень плавления пиrolита с исходным содержанием в нем (условно) 0,1 %  $H_2O$ . Местоположение кимберлитов при этом полностью удовлетворяет намеченным Д.Х. Грином полям устойчивости флогопита и граната (рис. 35). Необходимо оговорить, что Д. Грин [6] построил свою диаграмму для океанических базальтоидов. Однако, по нашему мнению, это не может служить ограничением для ее применимости, и диаграмма используется в несколько модифицированном виде с учетом более крутого наклона континентальной геотермы по сравнению с океанической.

Безусловно, реальный процесс плавления мантийного перидотитового материала и образования кимберлитовой магмы не столь схематичен и более сложен, в первую очередь вследствие участия в этом процессе летучих. По всей вероятности, он начинается с разложения первичной водосодержащей фазы (флогопита, а на более высоких горизонтах амфибола), вслед за тем происходит плавление клинопироксена. Этот процесс, как можно заключить из данных Б. Майсена и А. Беттчера, инконгруэнтен, и состав перитектики зависит не только от степени плавления, но и от количества и состава летучих.

Экспериментальные данные в этой области немногочисленны. В первых опытах по сухому плавлению перидотита при высоких давлениях (порядка 3,0 ГПа) М.Д. О'Хара и Б. Дэвис и Дж. Шерер получили выплавки состава энстатитового пикрита. В дальнейшем П. Модрески и А. Беттчер показали, что при давлениях до 3,5 ГПа, в зависимости от наличия и содержания флогопита в исходном перидотите, выплавки варьируют по составу от карбонатитовых до высокощелочных малокремнеземистых (включая расплавы мелилитового и кимберлитового состава). На состав выплавок оказывает влияние состав летучих. Так при отношении  $H_2O/(H_2O + CO_2)$  порядка 0,2 ( $X_{CO_2} = 0,8$ ) Дж. Холлоуэй и Д. Эгглер получили в результате плавления флогопитсодержащего гранатового лерцолита при 3,0 ГПа мелилитнорнормативную жидкость; схожие результаты (с образованием

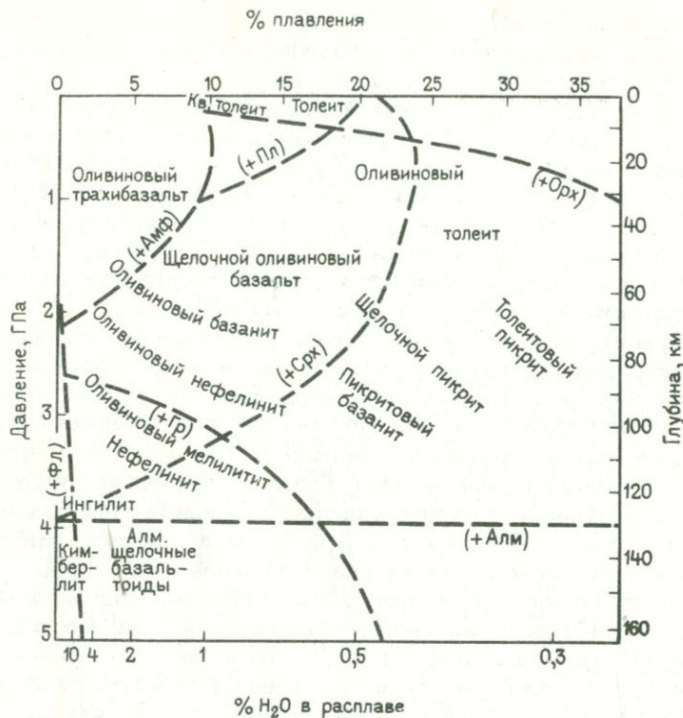


Рис. 35. Петрогенетическая схема магм, производных из мантийного пиrolита, по Д.Х. Грину с изменениями и дополнениями: перевод давления в глубину принят с коэффициентом 3,3 км/0,1 НПа; граница устойчивости графит — алмаз принята равной 3,9 ГПа для температуры 1100 °С (точка пересечения геотермы щитов с границей стабильного существования алмаза по БСЭ, т. I, 1970) и не зависящей от степени плавления; в области свыше 3,7 ГПа — данные автора

оливин-мелилититовой магмы) наблюдались в опытах Г. Брея и Д. Грина.

При уменьшении содержания CO<sub>2</sub> (X<sub>CO<sub>2</sub></sub> около 0,6), согласно данным Р. Вендландта, в условиях высоких давлений (более 3,0 ГПа) может образовываться кимберлитовый расплав.

Еще одним фактором, влияющим на состав высокобарических выплавов из перидотита, является наличие буферизирующих минералов. По мнению П. Уайли, этот фактор имеет даже большее значение, чем соотношение H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> в составе флюида, и наличие буферизирующего минерала (в первую очередь, для высоких давлений, магнезита) определяет само отношение H<sub>2</sub>O / (H<sub>2</sub>O + CO<sub>2</sub>).

Д. Эгглер и Р. Вендландт на основании имеющихся экспериментальных данных рассмотрели вопрос образования кимберлитовой магмы при частичном плавлении перидотита в присутствии летучих.

Они показали, что при давлении 5,0–6,0 ГПа гранатовый перидотит (гранат + оливин + ортопироксен + клинопироксен, а также, возможно, флогопит или магнетит) находится в равновесии с жидкостью кимберлитового состава, которая, таким образом, рассматривается в качестве первичной магмы, продукта "начальных стадий плавления перидотита". В зависимости от  $X_{\text{CO}_2}$  температура равновесия (выплавления магмы) колеблется от 1250 (близ солидуса этого состава) до 1500 °С (близ ликвидуса этого состава) для давления 5,5 ГПа. Уменьшение  $X_{\text{CO}_2}$  снижает температуру ликвидуса.

В некоторых работах встречаются сомнения в возможности отделения столь малых порций расплава (менее 1 %, как получено при наших расчетах) от исходных пород. Действительно, как показали эксперименты Н.Т. Арндта, выполненные в 1977 г., концентрация капель межгранулярного расплава происходит обычно при плавлении более 5 % использованных в опытах шпинелевых перидотитов. Однако расчеты того же автора, выполненные с использованием модифицированной Франком формулы Стокса, показывают, что при благоприятных условиях (небольшой размер зерен, их угловатая форма и др.) отделение ликвида может происходить всего при плавлении 1–2 % исходного вещества. В значительной степени этому процессу могут содействовать стрессовые напряжения. Кроме того, щелочные магмы, к которым относится и кимберлитовая, к тому же обогащенные водой в высокой степени (10 %, согласно рис. 33), обладают весьма малой вязкостью, что способствует отделению их от реститового материала. Расчеты, выполненные Н. Слиптом в 1974 г., показали, что при таком повышенном содержании летучих на глубинах с давлениями 2,0–4,0 ГПа магноотделение может начинаться при плавлении 0,2 % исходного пиролита.

**Фации глубинности кимберлитов и родственных им пород.** Среди кимберлитов и родственных им пород имеются представители различных фаций глубинности, и именно это обстоятельство большинством исследователей рассматривается в качестве определяющего для алмазности кимберлитов. В связи с тем, что аналогичное явление оказывается решающим также для алмазности некимберлитовых щелочно-базальтовых пород, остановимся на фациальности кимберлитов несколько подробнее.

Понятие о фациях глубинности обычно применяется для метаморфических горных пород и не имеет большого распространения для изверженных. Однако, как указывает А. Ритман, подразделение по фациям глубинности вполне оправданно также применительно к изверженным горным породам.

Для кимберлитов по наличию или отсутствию в них алмазов выделяются три субфации: алмазная, алмаз-пироповая и пироповая; а по наличию пироба кимберлиты, по данным В.А. Милашева, отделяются от близких им по составу ультраосновных щелочных эффузивов. Аналогично для включений в кимберлитах. Н.В. Соболев [34] выделяет алмаз-пироповую и графит-пироповую фации.

Каждая субфация кимберлитов характеризуется специфическими геологическими, минералогическими и петрографическими признаками. Кимберлиты алмазной субфации слагают почти исключительно трубки, тогда как родственные кимберлитам породы представлены главным образом дайками. Среди алмазов в кимберлитах алмазной субфации преобладают октаэдры, а более редкие кристаллы в кимберлитах алмаз-пироповой субфации обычно имеют округло-додекаэдрический габитус. Одновременно магнезиально-кремнистые гранаты сменяются малокремнистыми железистыми, а в родственных кимберлитам породах гранаты вообще исчезают. Не менее показательным признаком фаціальности кимберлитов является характер ультраосновных включений в них. В кимберлитах алмазной субфации значительную роль играют гранатовые ультрамафиты, встречаются ксенолиты с алмазами. В кимберлитах алмаз-пироповой и пироповой субфаций северных районов Якутии содержание ксенолитов глубинных пород, область стабильности которых значительно выше границы перехода графит — алмаз, резко повышено за счет уменьшения ксенолитов более глубинных фаций.

Особо следует остановиться на "родственных кимберлитам породах" — ингилитах. Их исследованию посвящен ряд публикаций автора, поэтому ограничимся краткой характеристикой.

Ингилиты были названы по р. Ингили, в бассейне которой они наиболее детально изучены [11]. Здесь, как и в других районах, ингилиты, слагающие трубки и дайки, ассоциируют с щелочно-ультраосновным массивом центрального типа с карбонатитами. Сами ингилиты являются порфировой породой, в которой вкрапленники представлены моноклинным пироксеном, оливином, флогопитом, пикроильменитом; основная масса (занимающая 50—80 % объема породы) сложена микролитами моноклинного пироксена и флогопита, зернами оливина и мелкой вкрапленностью пикроильменита, перовскита и магнетита. Среди вкрапленников оливина и пироксена по форме и размерам выделяются две генерации; кристаллы II генерации имеют меньшую величину и правильные кристаллографические очертания. В редких случаях встречаются моно- и полиминеральные сростки минералов-вкрапленников, Количественные соотношения минералов в ингилитах представлены в табл. 37, где по возможности произведена реконструкция первичного минерального состава пород, с максимальным исключением результатов вторичных процессов.

Главным минералогическим отличием ингилитов от кимберлитов является присутствие в них моноклинного пироксена и отсутствие гранатов. Кроме того, все минералы ингилитов более железисты, чем те же минералы кимберлитов. Оливин содержит 16—17 % фаялитового компонента вместо 8—11 %, характерных для кимберлитовых оливинов, клинопироксен относится к эндиопсиду, в пикроильмените содержание гейкилитового компонента меньше, чем в том же минерале из кимберлитов, железистость слюд составляет 20—45 % (табл. 38).

Таблица 37. Количественный минеральный состав ингилитов

Минерал	Среднее из 48	Пределы колебаний	Среднее квадратическое отклонение
Клинопироксен I	1,44	0—8,4	2,35
Клинопироксен II	5,96	0,1—21,3	4,95
Оливин I	5,25	0—31,7	5,97
Оливин II	8,39	0,3—20,8	4,31
Флогопит I	7,03	0—33,2	7,42
Пикроильменит I	2,61	0—19,2	3,70
Вкрапленники	30,68	15,9—51,7	8,57
Клинопироксен III	37,32	0—57,9	7,14
Оливин III	2,50	0—10,3	1,42
Флогопит II	7,61	0—31,4	4,11
Пикроильменит II + магнетит	13,10	1,0—17,8	3,40
Перовскит	4,96	0,9—16,0	3,12
Апатит	0,41	0—2,3	0,61
Апостекло	3,42	0—12,3	3,42
Основная масса	69,32	48,3—84,1	8,57
Сумма	100,00		

Таблица 38. Средний химический состав ингилитов и слагающих их минералов

Компоненты	Оливин	Клинопироксен	Пикроильменит	Порода
SiO <sub>2</sub>	38,77	50,13	Не опр.	29,74
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,90	45,58	5,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	1,50	Не опр.	5,53
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.	0,08	0,61	0,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,19	3,13	15,19	10,48
FeO	12,64	4,94	32,27	5,46
NiO	Не опр.	0,08	Не опр.	Не опр.
MnO	0,17	0,15	0,36	0,17
MgO	44,16	15,37	6,12	10,06
CaO	0,41	20,94	—	15,69
Na <sub>2</sub> O	Не опр.	0,73	Не опр.	0,45
K <sub>2</sub> O	Не опр.	0,32	Не опр.	1,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,05	Не опр.	0,72
SO <sub>3</sub>	Не опр.	0,04	Не опр.	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
П.п.п.	0,40	1,82	Не опр.	15,00
Сумма	100,70	100,18	100,13	99,94

*f* 16,4 15,3

Глубинные включения в ингилитах представлены только ильменит-пироксеновыми сростками и эклогитизированными породами с плагиоклазом, являющимися эклогитизированными образованиями нижних частей земной коры, образовавшимися при давлении 1,05 ГПа и температуре 800 °С. Алмазы в ингилитах отсутствуют.

Химизм ингилитов отражает их минералогические особенности. По сравнению с кимберлитами ингилиты характеризуются пониженной магнезиальностью ( $Mg/Fe = 2,58$  и  $0,56$  соответственно) и повышенной кремнекислотностью ( $SiO_2/MgO = 1,09$  и  $2,95$ ). На диаграмме А.А. Маракушева (см. рис. 7) поля кимберлитов и щелочных базальтоидов как бы связываются полем ингилитов. Последнее частично перекрывает их, подчеркивая промежуточное положение ингилитов между этими группами пород. Ингилиты развиты не только на востоке Алданского щита, но и во многих других районах Сибирской платформы, а также за ее пределами. Они образуют самостоятельную группу пород, занимающую определенную позицию в петрохимической систематике.

Эти породы имеют также четкие петрографо-минералогические отличия от близких им ультраосновных и щелочных эффузивов. От кимберлитов они отличаются отсутствием пироба и наличием моноклинного пироксена, от щелочных базальтоидов — отсутствием фельдшпатидов и мелилита, от основных пород — отсутствием плагиоклаза. Между тем наличие постепенных переходов приводило в последние годы к терминологической неоднозначности определенной. Так, В.В. Ковальский и его сотрудники породы севера Сибирской платформы, близкие к кимберлитам, но лишенные пироба, называли интрузивными кимберлитами. Несмотря на то что эти породы в большинстве случаев слагают интрузивные тела (дайки, штоки), они часто выполняют трубки, и потому прилагательное "интрузивные" не вполне обосновано. Само определение "кимберлит" к этим породам также не подходит, так как на петрохимической диаграмме фигуративная точка их состава находится в поле ингилитов.

А.Г. Жабин и Г. фон Экерман породы, выделяемые нами как ингилиты, называли карбонатитовым кимберлитом. А.Г. Жабин, кроме того, предлагал термин "карбонатитовый пикрит", а Г. фон Экерман — "эльнеитовый кимберлит". Эти термины отражают связь распространенных в изученных указанных исследователями районах ингилитов с соответствующими породами. Употребление этих терминов также нельзя признать удачным, поскольку, как уже говорилось, ингилиты по комплексу признаков выходят как за рамки кимберлитов, так и (в еще большей степени) — за рамки карбонатитов и альнеитов.

Рядом геологов по отношению к ингилитам и другим родственным кимберлитам породам применялся термин "кимберлитоподобные породы". Поскольку при этом не оговаривалось, какая именно степень "подобия" была достаточной для употребления такого термина, "кимберлитоподобными" стали зачастую называться многие

породы, выполняющие грубообразные тела, — вплоть до трахиандезитовых. Термин оказался весьма расплывчатым, поэтому решением Всесоюзной конференции по терминологии и классификации кимберлитовых пород (Москва, 1969 г.) было рекомендовано воздержаться от его употребления.

При дальнейших работах наметились две тенденции. Одна из них наиболее ярко выразилась в работах П.П. Зуева, предложившего все спорные породы включать в группу кимберлитовых и выделять среди них разновидности вплоть до "трахислюдяных кимберлитов" с полевым шпатом в составе. При этом разновидности кимберлитов, согласно схеме П.П. Зуева, принадлежали даже к различным формациям. Такая точка зрения не встретила поддержки у других исследователей.

Вторая тенденция, наоборот, заключалась в попытке отнесения всех "кимберлитоподобных" пород к различным петрографическим типам. Так, Ю.Л. Капустин распределил известные в Саянах, Чадобецком поднятении, на Анабаре, в Кольском регионе "кимберлитоподобные породы", связанные с массивами центрального типа, в группы пикритов, альнеитов, дамкьернитов, пикрит-дамкьернитов и других пород. Большая часть пород при этом была отнесена к пикрит-дамкьернитам. К дамкьернитам также были отнесены породы, слагающие дайки в районе Фен (Норвегия), называвшиеся раньше Г. фон Экерманом "кимберлитами". Однако известно, что по определению Треггера, выделившего дамкьерниты в 1921 г., в этих породах отсутствует оливин, имеется роговая обманка и содержится 17 % нормативного нефелина.

Наиболее "устойчивым" альтернативным термином по отношению к ингилитам оказался термин, примененный В.А. Милашевым в 1965 г., — "пикритовые порфириды". В.А. Милашев главным и практически единственным критерием для разделения кимберлитов и "пикритовых порфиридов" считает наличие или отсутствие в них пироба. Тем самым в петрологическую практику вводится беспрецедентный случай классификации пород по минералу-аксессуарю, каким является гранат для кимберлитов, где его содержание не превышает 1 %. Особенно наглядно сомнительность такого критерия и его неудобство в практическом отношении выявились при изучении пород Куонамского района. Здесь содержание пироба в кимберлитах особенно мало, в шлифах этот минерал встречается крайне редко, поэтому отнесение пород к кимберлитам базировалось на находках единичных знаков пироба в протолочных пробах. Дальнейшее изучение и опробование таких тел в больших объемах (в результате чего порой обнаруживались гранаты) послужили основанием для "перевода" некоторых тел из "пикритовых порфиридов" в "кимберлиты".

Эта наглядная терминологическая история, по мнению автора, была вызвана отнюдь не неправильностью употребления термина "кимберлит", а неправильным в свое время (что, к сожалению, сохраняется и поныне) применением названий "пикрит" и "пикрито-

вый порфирит" по отношению к породам, переходным между кимберлитами и щелочными базальтоидами. В них при наличии клинопироксена в качестве породообразующего минерала может быть (в небольших количествах) или не быть гранат (в зависимости от фации глубинности), но в них никогда не встречаются полевые шпаты или фельдшпатыды. Между тем как в составе выделенных в 1866 г. Чермаком пикритов, так и в составе выделенных в 1923 г. Лакруа пикрит-порфиритов, согласно авторам этих терминов, обязательно должен присутствовать плагиоклаз или анальцит. А.Н. Заварицкий, подчеркивая, что пикриты геологически связаны с диабазами, считал, что для них "довольно характерно иногда присутствие небольшого количества основного плагиоклаза".

Наличие плагиоклаза в пикритовых порфиритах имеет генетический смысл, поскольку оно обусловлено связью этих пород с основной магмой. Присутствие плагиоклаза в породах сопровождается повышенной по сравнению с кимберлитами и родственными им породами железистостью фемических минералов, большей кислотностью и меньшей щелочностью самих пород, повышенной магниальностью и другими признаками.

Таким образом, по нашему мнению, для пород, переходных от кимберлитов к щелочным базальтоидам и щелочным пикритам, не только правомерно, но и необходимо во избежание дальнейших терминологических путаниц применение специального названия, до последнего времени отсутствовавшего в петрографической литературе. Впервые такое название — "ингилитовые породы" — было предложено на IV Всесоюзном петрографическом совещании [11]. За прошедшие 12 лет название получило распространение в ряде петрографических работ, вошло в учебники петрографии и должно в дальнейшем употребляться применительно к породам охарактеризованного выше типа.

Термодинамические условия образования магм, исходных для различных субфаций кимберлитов и ингилитов, с помощью тех же методов, что и в предыдущем разделе, оценить трудно, поскольку алмазы присутствуют далеко не во всех типах этих пород. Исходным материалом для парагенетического анализа могли бы служить минералы ультраосновных включений. Рассчитанные по ним параметры фиксируют минеральные величины температур и давлений.

В ингилитах ультраосновные включения отсутствуют, за исключением редких ксенолитов ильменитовых ультрабазитов (ильменит-пироксеновые сростки). Несколько лет тому назад их генезис (особенно разностей с графической структурой) вызвал оживленную дискуссию в печати. В 1970 г. А. Рингвуд и Д. Ловеринг предположили, что графические пироксен-ильменитовые включения в кимберлитах являются наиболее глубинными из известных и образовались при распаде титанового граната на глубине около 300 км. К аналогичному выводу пришли также Дж. Даусон и А. Рейд. И.П. Илупин и др. [9] провели исследование таких включений из

трубки Мир, которое показало, что помимо графических и включений с сидеронитовой структурой между ними имеются взаимопереходы; при этом составы пироксенов и ильменитов из включений в кимберлитах Сибири, Южной Африки и Северной Америки близки между собой.

Наличие перехода графических структур в сидеронитовые при близости составов минералов, слагающих породы обоих типов, трудно объяснить распадом единой фазы. Поэтому нами было предположено, что образование пироксен-ильменитовых сростков является не следствием распада титанового граната (или пироксена), а происходило в результате кристаллизации остаточной эвтектики системы  $(\text{Mg, Fe})\text{O} - \text{SiO}_2 - \text{TiO}_2$ . Такое заключение было поддержано другими исследователями (Ф.Р. Бойд, А.И. Пономаренко и др.) и подтверждено экспериментально.

Как показали опыты И. Мак-Грегора, бинарная система  $\text{MgSiO}_3 - \text{TiO}_2$  является простой эвтектикой, точка которой при повышении давления в интервале 0,1–1,0 ГПа постепенно сдвигается вверх (от 1400 до 1650 °С) и в сторону  $\text{TiO}_2$ . Весьма интересно то обстоятельство, что при повышении давления больше 1,0–1,5 ГПа обогащение эвтектического расплава  $\text{TiO}_2$  незначительно. Поскольку реальные валовые составы пироксен-ильменитовых включений имеют относительные колебания содержания  $\text{TiO}_2$  до 20 %, можно предположить, что их кристаллизация происходила при давлениях ниже 1,0–1,5 ГПа, т.е. на глубинах, не превышающих 35–50 км, — в верхних частях верхней мантии.

Таким образом, ильменит-пироксеновые сростки не могут быть использованы для геотермобарометрии зарождения исходной магмы; большую информацию дают ксенолиты лерцолитов и гарцбургитов. Детальный анализ закономерностей их распределения в различных кимберлитовых трубках Якутии был выполнен А.Д. Харьковом в 1976 г. Им было установлено, что изменения содержания и состава ультраосновных ксенолитов по направлению от центральных кимберлитовых районов Якутии к северу отражают тенденцию уменьшения глубинности кимберлитов в этом направлении. В кимберлитах северных районов, относимых к пироповой субфации кимберлитов, содержание ксенолитов глубинных пород, область стабильности которых значительно выше границы перехода графит—алмаз, резко повышено за счет уменьшения более глубинных ксенолитов.

В.И. Ваганов выполнил расчеты термодинамических параметров формирования кимберлитов различных субфаций, используя метод Л.Л. Перчука для минеральных ассоциаций ультраосновных включений. Оказалось, что давление при формировании кимберлитов алмазной субфации находилось в интервале 3,5–9,0 ГПа, а для кимберлитов пироповой субфации — от 2,0–2,5 до 3,5–4,0, в редких случаях до 6,0 ГПа. Что касается ингилитов, то автором ранее качественно было показано, что их породообразующая ассоциация оливин + диопсид + флогопит устойчива при более низких давлениях, чем кимберлитовая ассоциация оливин + гранат + энстатит (+ флогопит).

В итоге можно заключить, что образование ингилитовой магмы происходило при давлениях порядка 3,0—3,5 ГПа, вне поля стабильного существования алмаза.

Содержания микроэлементов в ингилитах несколько отличны от содержаний тех же элементов в кимберлитах. Так, степень лантаноидного сжатия  $La/Yb = 96$  для ингилитов меньше, чем для кимберлитов ( $La/Yb = 120$ ). Рассчитанная по этим данным, согласно номограмме Р. Митчелла и А. Брунфельта, степень плавления пиролита при образовании ингилитовой магмы несколько больше (в среднем около 1%), и поэтому на диаграмме Д. Грина ингилиты занимают место выше и немного правее кимберлитов (см. рис. 35). Их положение в области устойчивости флогопита и моноклинного пироксена отвечает реальному парагенезису в крапленников.

Размещение разнофациальных кимберлитов и ингилитов в плане подчиняется концентрической зональности. В центре кимберлитовых провинций размещаются кимберлиты алмазной субфации. При движении от центра платформы они сменяются алмаз-пироповыми кимберлитами, затем — пироповыми неалмазоносными кимберлитами и, наконец, по периферии и обрамлению платформ развиты ингилиты, обычно ассоциирующие с щелочно-ультраосновными массивами центрального типа и карбонатитами. Этот критерий является одним из основных при региональном прогнозировании алмазоносных провинций.

Идея о зональности кимберлитовых провинций, выдвинутая впервые В.А. Милашевым в 1974 г., имеет две модификации. Согласно первой, наиболее полно развитой В.А. Милашевым, в пределах каждой из древних платформ может наблюдаться по несколько концентрически-зональных кимберлитовых провинций. Так, на Сибирской платформе В.А. Милашев выделяет три (Центрально-Сибирская, Южно-Сибирская и Западно-Якутская) разновозрастные провинции, развитие каждой из них происходило в течение определенного этапа.

Согласно представлениям автора данной работы, концентрическая зональность проявлений кимберлитовых и родственных им пород носит более общий характер и не зависит от их возраста [12]. В выделяемой В.А. Милашевым Центрально-Сибирской провинции имеются зоны проявления разновозрастных кимберлитов. Так в Мало-Ботуобинском, Далдынском, Алакитском и Верхне-Мунском полях внедрение кимберлитов произошло в силуре — карбоне (344—443 млн. лет), а окружающие их кимберлитовые поля Нижне-Оленекского и Куонамского районов образовались в юрскую и меловую эпохи (147—171 млн. лет). При этом смена палеозойских кимберлитов мезозойскими происходит по довольно резкой границе, пересекающей области развития разных субфаций кимберлитовых пород. Образование ингилитов, развитых по периферии Сибирской платформы, охватывает широкий возрастной диапазон: от позднего рифея (Ингилийский район) до мела (Чадобецкое и Тобукское поля).

О полигенезе алмазов. Вышеизложенные материалы показывают, что решающим фактором для наличия алмазов в кимберлитах явля-

ется зарождение исходной магмы на больших глубинах, обеспечивающих статическое давление, необходимое для стабильного существования алмазной фазы (4,0—5,0 ГПа и более, см. рис. 34 и 35). Кимберлиты пироповой субфации и ингилиты, образующиеся при меньших давлениях, неалмазоносны.

Где же образуется алмаз? Является ли он первичной фазой мантийного перидотита или кристаллизуется в кимберлитовой магме? По этому вопросу у исследователей нет общего мнения. Имеются крайние точки зрения: все алмазы являются продуктами дезинтеграции мантийного вещества, а кимберлитовая магма является лишь транспортером алмазов к поверхности (Т. Бонней, Н.Н. Сарсадских); образование всех алмазов происходило лишь в кимберлитовой магме, в промежуточных очагах (В.С. Трофимов) или при движении магмы к поверхности (Г.Н. Безруков).

Ю.Л. Орлов, анализируя морфологические особенности алмазов из кимберлитов, пришел к заключению, что "исключается возможность предположения образования каких-либо разновидностей кристаллов алмаза в кимберлитовом расплаве", а все разнообразие форм и других особенностей кристаллов алмаза объясняется их генетической связью с различными мантийными породами и постгенетическими изменениями алмазов.

Наличие ксенолитов алмазоносных перидотитов и эклогитов в трубках свидетельствует в пользу такого вывода, но, как справедливо указывает Н.В. Соболев [34], "... в настоящее время, по существу, нет однозначных доказательств для ответа на указанный вопрос, поскольку фактически не известны ранние стадии кристаллизации кимберлитовой магмы в очагах. Однако ряд особенностей... позволяет думать, что часть алмазов не захвачена из мантии, а кристаллизовалась непосредственно в глубинном очаге".

Одной из таких особенностей алмазов, по нашему мнению, является их изотопный состав. Как отмечалось выше (гл. см. II, § 3), преобладающая часть кимберлитовых алмазов (около 95 %) обладает  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-1$  до  $-11$  ‰ PDB, что характерно для подвижных форм ювенильного углерода: вулканической углекислоты, метана во включениях изверженных пород, карбонатитов, предполагаемой углестохондритовой составляющей углерода мантии, т.е. тех форм углерода, которые в схеме Э.М. Галимова относятся к первой линии эволюции углерода мантии. Эти алмазы, видимо, происходят из недифференцированных мантийных пород.

Обнаруженные в последние годы в кимберлитах алмазы "облегченного" изотопного состава имеют  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-11$  до  $-25$  ‰ PDB (см. рис. 3) и принадлежат к группам В и С принятой нами классификации. Диапазон, к которому относится группа В алмазов, характерен для некоторых графитов, например для графитов, встречающихся в щелочных изверженных породах, в богатых карбонатами метаморфизованных осадочных породах, в гидротермально-измененных породах. Диапазон, к которому относится группа С алмазов, характерен для восстановленной формы рассеянного углерода извер-

женных пород, в том числе основных и ультраосновных пород, т.е. углерода, относящегося ко второй линии эволюции углерода мантии.

Было бы преждевременно усматривать генетическую связь выделенных групп алмазов с перечисленными выше формами углерода, относящимися к соответствующим диапазонам значений  $\delta^{13}\text{C}$ , тем более, что области распространенности величин  $\delta^{13}\text{C}$ , характеризующих различные формы углерода, перекрываются, а к выделенным диапазонам  $\delta^{13}\text{C}$  можно отнести помимо перечисленных и другие формы нахождения углерода в природе. С другой стороны, возможность соответствующих генетических связей не кажется неправдоподобной и может быть рассмотрена как подлежащая дальнейшей проверке рабочая гипотеза. В этом случае единственным возможным объяснением наличия в кимберлитах алмазов с "облегченным" изотопным составом углерода является мобилизация соответствующих углеродистых соединений из вмещающих пород при движении магмы к поверхности.

Таким образом, мы приходим к выводу, что алмазы в кимберлитах, возможно, имеют различный генезис: часть их поступила в магму из разрушенных ксенолитов перидотитов и эклогитов, другая часть кристаллизовалась в самой кимберлитовой магме.

### § 3. Условия образования алмазов в некимберлитовых изверженных породах

Теперь мы можем приступить к решению вопроса о причинах и условиях появления алмазов в некимберлитовых изверженных породах, имея при этом следующие отправные положения.

1. Алмазоносная кимберлитовая магма является результатом селективного плавления в весьма малой степени (меньше 1 %) мантийного пиролита на глубине свыше 150—200 км.

2. Алмазы в кимберлитах образуются в условиях высоких (больше 4,5—5,0 ГПа) давлений, которые являются главным условием их кристаллизации при наличии пересыщения системы углеродом.

3. Алмазы в кимберлитах гетерогенны: часть их попала в исходную магму в результате дезинтеграции мантийных алмазоносных пород, другая часть кристаллизовалась в кимберлитовой магме.

Необходимо выяснить, являются ли причины наличия алмазов в некимберлитовых изверженных породах теми же, что и для кимберлитов, или здесь действуют иные закономерности.

**Щелочные базальтоиды.** Согласно принятым в настоящее время взглядам, обоснованным экспериментальными работами, первичные базальтоидные магмы зарождаются в верхней мантии в результате частичного плавления перидотита и образуются путем отделения от остаточных (нерастворившихся) кристаллов оливина и пироксенов на глубинах 100—150 км. При этом, по данным Д. Грина и А. Рингвуда, исходным материалом на глубинах 90—100 км и более является "гранатовый пиролит", а выше 70—80 км устойчива ассоциация оливин + глиноземистые пироксены + шпинель при любых возможных составах мантии в рамках "шпинелевого пиролита".

Состав базальтовых магм в целом определяется: 1) глубиной их зарождения и отделения из пиrolита; 2) степенью плавления исходного пиrolита; 3) глубиной и ходом последующего процесса кристаллизационной дифференциации; 4) степенью и характером контаминации вмещающих пород. Для образования щелочных базальтовых магм, согласно Д. Грину и А. Рингвуду, возможны два процесса: а) кристаллизационная дифференциация оливинового толеита на глубинах 40—60 км в результате выпадения и отсадки около 30 % кристаллов глиноземистого клинопироксена, б) прямое селективное плавление мантийного перидотита на глубинах 40—60 км при степени выплавления и отделения около 20 % ликвида.

Развивая эти представления, Д. Грин [6] предложил единую схему образования базальтоидных магм, которой мы воспользовались при рассмотрении генетических вопросов для кимберлитов и ингилитов (см. рис. 35). Согласно схеме Д.Х. Грина, состав первичных базальтоидных магм является функцией глубины селективного плавления и степени плавления пиrolита. Щелочно-базальтоидные магмы зарождаются в интервале давлений 1,5—3,5 ГПа при плавлении 3—25 % исходного пиrolита, содержащего 0,1 %  $H_2O$ .

Аналогичные взгляды развиваются советскими исследователями. Так, Л.Л. Перчук и Т.И. Фролова указывают, что главной причиной разнообразия базальтоидных серий является разная глубинность выплавок первичных магм, породивших эти серии. С возрастанием глубины зарождения магм (давления) повышается их щелочность; процесс ассимиляции является второстепенным. Это положение иллюстрируется многочисленными примерами. Один из наиболее наглядных приведен в работе Б.Н. Пискунова и др., посвященной исследованию соотношения состав — глубина зарождения базальтоидных магм Курильской островной дуги. Ими показано (с расчетом уравнения регрессии), что уменьшение кремнекислотности и увеличение содержания калия в исходных магмах происходит одновременно с увеличением глубины сейсмофоальной зоны, являющейся областью магмогенерации, до 230 км.

Калиевые щелочные базальтоиды, содержащие мегакристы и ультраосновные включения, известны во многих регионах.

Глубина образования исходных для них магм определяется давлениями порядка 2,0—3,0 ГПа, что является свидетельством их зарождения в верхней мантии, но все области стабильного существования алмаза.

Калиевые гранатовые щелочные базальтоиды с акцессорным алмазом (см. гл. IV, § 1) весьма редки, почти уникальны. В мире известно всего несколько проявлений гранатовых базальтоидов. Ксенолиты гранатовых перидотитов вместе с мегакристами гранатов найдены только в базальтоидах Новой Зеландии и Солсмоновых островов. Для последних наиболее глубинные равновесия включений характеризуются давлением 3,1 ГПа при 1150 °С, а образование мегакристов, по данным Делани и др., относится к интервалу 2,5—2,9 ГПа. Мегакристы санидина и клинопироксена являются продукта-

ми высокобарической кристаллизации в условиях давлений порядка 1,5–1,7 ГПа при температуре 900–1100 °С. Экспериментальные данные согласуются с полученными оценками давления и температуры. Выше (см. гл. IV, § 1) был установлен порядок кристаллизации протоматмических минералов в щелочных базальтоидах: гранат — клинопироксен — ортопироксен — оливин. Такая последовательность соответствует порядку выпадения минералов в ликвидусе щелочного базальта, согласно опытам Д. Грина и А. Рингвуда, при давлении свыше 2,0 ГПа. При этом в опытах Д. Грина и А. Рингвуда первая кристаллическая фаза — гранат при 1,8 ГПа имел в своем составе 59–60 % пиропового компонента, что близко к составу исследованных нами гранатов. Истинную величину давления для щелочных базальтоидов с аксессуарными алмазами, возможно, следует даже увеличить, так как в опытах Д. Грина и А. Рингвуда базальтовый состав имел меньшую щелочность. В опытах с природными базальтоидами А.Я. Салтыковский и Ю.С. Геншафт установили, что гранат является первой кристаллизующейся фазой при давлениях свыше 3,0 ГПа.

Мегакристы обладают гомогенным строением, кристаллографическими формами, свидетельствующими об их кристаллизации в магме, т.е. условия их образования фиксируют лишь какой-то промежуточный этап эволюции исходной магмы. Свидетелями более ранних, более глубоких стадий эволюции этой магмы являются ультраосновные включения, захваченные магмой при движении к поверхности.

В отношении природы ультраосновных включений как в щелочных базальтоидах, так и в кимберлитах имеются две точки зрения. Согласно одной из них, включения являются кумулятами, согласно другой — ксенолитами остаточного (реститового) происхождения. Петрографические данные свидетельствуют о возможности наличия и тех, и других. При наших исследованиях глубоких включений из калиевых щелочных базальтоидов мы использовали критерий Б. Майсена и А. Беттчера, согласно которому перидотитовые нодули-кумуляты характеризуются обратной корреляцией Fe и Cr в кристаллических фазах, тогда как реститы — прямой корреляцией этих элементов. На диаграмме соотношения железистости и хромистости клинопироксенов из этих включений (рис. 36) четко видна прямая корреляция: наиболее хромистые пироксены характеризуются высокой магнезиальностью. Следовательно, мы можем определенно говорить о реститовой природе включений и использовать термодинамические параметры их образования для построения глубинного разреза. Эти параметры, полученные по методам Л.Л. Перчука, приведены в табл. 39, 40 и на рис. 37.

Фигуративные точки ультраосновных включений в P — T координатах (см. рис. 37) занимают область 1,0–3,5 ГПа и 925–1220 °С. Их положение позволяет наметить палеогеотермы для двух районов, имеющие разные наклоны, что свидетельствует о различных величинах теплового потока в них. Наиболее глубокие включения, захваченные магмой во время ее движения и поверхности, образовались

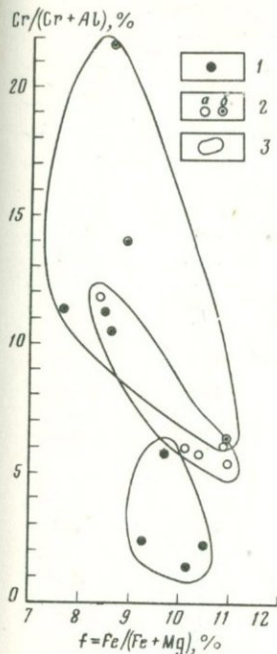


Рис. 36. Соотношение железистости и хромистости клинопироксена из глубинных включений в калиевых щелочных базальтоидах с акцессорными алмазами.

1 — гранатовые перидотиты тела № 1; 2 — шпинелевые перидотиты (а — тела № 1, б — второго района); 3 — поля клинопироксенов

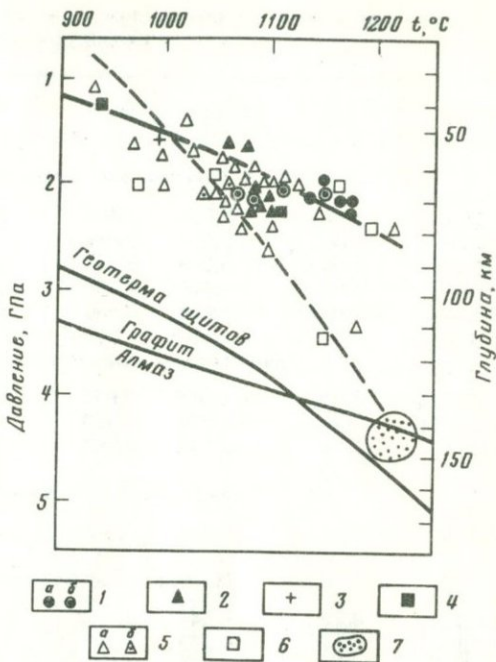


Рис. 37. Термодинамические условия образования ультраосновных включений в калиевых щелочных базальтоидах.

Тело № 1: 1 — гранатовые перидотиты (а — лерцолиты, б — оливиновые вебстериты); 2 — шпинелевые перидотиты, 3 — ильменитовый лерцолит, 4 — шпинелевые пироксениты; второй район: 5 — шпинелевые перидотиты (а — лерцолиты и гарцбургиты, б — оливиновые вебстериты), 6 — шпинелевые пироксениты; 7 — предполагаемая область образования щелочно-базальтоидной магмы. Линиями намечены палеогеотермы для районов тела № 1 (сплошная линия) и второго района (пунктирная линия)

при давлениях лишь на 0,5–0,6 ГПа меньших, чем граница фазового перехода графит — алмаз. Мы считаем возможным предположить, что область зарождения самой магмы достигала этой границы, чем и объясняется присутствие в породах алмазов.

Гранатовые перидотиты, тяготея к наиболее глубоким горизонтам, обладают параметрами образования, близким к параметрам шпин-

Таблица 39. Термодинамические параметры образования ультраосновных глубинных включений из тела № 1

№ обр.	$\bar{K}_{\text{FeO}}$	$\ln \bar{K}_{\text{FeO}}$	$\bar{X}_{\text{Mg}}$	$t, ^\circ\text{C}$	$\ln N_{\text{Al}_2\text{O}_3}^{\text{Opx}}$	$p, \text{ГПа}$
Гранатовые лерцолиты						
П-78/1	0,49	-0,713	0,902	1139	1,647	2,15
699-20	0,58	-0,545	0,884	1177	1,603	2,24
699-31	0,50	-0,689	0,387	1178	1,668	2,21
А-74	0,57	-0,565	0,884	1169	1,641	2,18
157-75	0,52	-0,654	0,899	1157	1,386	1,98
Гранатовые оливковые вебстериты						
Д-ГВ-24	0,42	-0,868	0,902	1083	1,406	2,14
Д-ГВ-25	0,42	-0,868	0,892	1069	1,396	2,10
Ч-6	0,48	-0,734	0,982	1117	1,737	2,08
Гранатовый вебстерит						
155-75	0,51	-0,673	0,902	1154	1,340	2,09
Шпинелевые перидотиты						
Д-ГВ-1	0,43	-0,844	0,900	1088	1,413	2,15
Д-ГВ-10	0,44	-0,821	0,895	1090	1,401	2,15
Д-ГВ-16	0,38	-0,968	0,911	1000	1,404	2,10
Д-К-6/2	0,43	-0,044	0,891	1076	1,348	1,71
Д-К-19/1	0,44	-0,821	0,891	1084	1,488	2,12
В-4	0,41	-0,892	0,899	1070	1,447	1,76
162а-75	0,43	-0,844	0,904	1094	1,528	2,12
Шпинелевый вебстерит						
1626-75	0,43	-0,844	0,905	1095	1,613	2,10
Клинопироксенит						
166-75	0,49	-0,713	0,685	942	1,335	1,26
Ильменитовый лерцолит						
Д-ГВ-26	0,47	-0,755	0,797	1003	1,227	1,65

нелевых перидотитов. Видимо, это отражает приуроченность захваченных включений к зоне перехода гранатовых перидотитов в шпинелевые. Подтверждением такому предположению является находка в теле № 1 шпирового ксенолита, часть которого сложена гранатовым лерцолитом, а другая часть — шпинелевым перидотитом.

Количественное определение глубины зарождения натриевой щелочной магмы не представляется возможным, поскольку здесь в алмазоносных брекчиях отсутствуют ультраосновные включения, позволяющие провести парагенетический анализ. С некоторой долей приближенности это можно восполнить использованием диаграммы

Таблица 40. Термодинамические параметры образования ультраосновных  
глубинных включений из второго района развития калиевых  
щелочных базальтоидов

№ обр.	$\bar{K}_{FeO}$	$\ln \bar{K}_{FeO}$	$\bar{X}_{Mg}$	$t, ^\circ C$	$\ln N_{Al_2O_3}^{OPX}$	$p, ГПа$
Шпинелевые лерцолиты						
209-70	0,35	-1,050	0,908	1029	1,261	1,60
210-70	0,60	-0,511	0,901	1218	1,433	2,45
212-70	0,33	-1,109	0,913	1017	1,356	1,46
214-70	0,32	-1,139	0,911	1005	1,406	2,02
163-70	0,27	-1,309	0,886	928	1,369	1,17
13-72	0,51	-0,673	0,899	1149	1,475	2,25
873	0,39	-0,942	0,910	1068	1,306	1,77
50-72	0,41	-0,892	0,910	1085	1,409	2,14
50-72	0,38	-0,968	0,914	1065	0,975	2,46
50-72	0,37	0,994	0,919	1063	1,115	2,15
50-72	0,39	-0,942	0,905	1061	1,396	2,10
50-72	0,44	-0,821	0,890	1083	1,306	1,83
76-72	0,29	-1,238	0,908	972	1,157	1,66
866	0,43	-0,844	0,908	1100	1,001	2,61
87-72	0,37	-0,994	0,915	1057	1,437	2,09
426/3а	0,47	-0,755	0,897	1116	1,311	1,97
98 <sup>2</sup> -72	0,46	-0,777	0,908	1124	1,297	2,04
418/6	0,41	-0,892	0,910	1085	1,244	1,98
75-52	0,42	-0,868	0,913	1098	1,154	2,25
18-72	0,37	-0,994	0,916	1058	1,085	2,19
Шпинелевые гарцбургиты						
11-72	0,46	-0,777	0,885	1092	1,233	2,04
426/35	0,52	-0,654	0,916	1181	0,944	3,28
418/6	0,32	-1,139	0,910	1004	1,212	1,69
Шпинелевые оливиновые вебстериты						
3	0,36	-1,022	0,913	1045	1,389	2,08
50-72	0,41	-0,892	0,914	1091	1,238	2,02
50 <sup>6</sup> -72	0,38	-0,968	0,916	1067	1,322	1,73
50 <sup>10</sup> -72	0,37	-0,994	0,913	1054	1,435	2,08
Шпинелевые вебстериты						
29-72	0,46	-0,777	0,927	1154	0,924	3,40
50 <sup>10A</sup> -72	0,48	-0,734	0,918	1156	1,340	2,10
50 <sup>11</sup> -72	0,41	-0,892	0,919	1090	1,401	2,15
98-72	0,70	-0,357	0,847	1198	1,409	2,41
19-72	0,38	-0,968	0,914	1065	1,404	2,11
Клинопироксенит						
48-72	0,43	-0,844	0,799	979	1,391	2,00

Ю.М. Быковой и др., составленной в 1976 г. и связывающей содержание кноррингитового компонента в граните с давлением. Среди гранатов в мончикитовых брекчиях имеются разности с 16 и 21 %

кноррингитового компонента (см. табл. 29), что соответствует давлениям 2,4 и 3,9 ГПа. Экспериментальные данные И.Ю. Малиновского и др., по которым маложелезистые гранаты с высоким содержанием кноррингита образуются при давлениях более 3,0 ГПа, дают еще более высокие величины давления: 3,5 и 4,7 ГПа соответственно.

Подтверждение полученным цифрам мы видим, в частности, в появившейся недавно работе С.Х. Эванса и В.П. Наша, посвященной нефелиновым базанитам Аризоны, США. Применяя иные, чем мы, методы геотермобарометрии, эти авторы получили следующие параметры зарождения неалмазоносных щелочно-базальтоидных магм: давление около 3,0 ГПа, температура 1320—1520 °С.

Образование нефелин-нормативных выплавов при небольших степенях плавления гранатового лерцолита и давления 2,5 ГПа экспериментально осуществлено С. Хауэлсом в 1978 г. В этих экспериментах существенную роль играет присутствие паровой фазы (11—23 %  $H_2O$ ). Вероятно, обогащенность системы водой имеет важное значение также в природном процессе.

Степень плавления исходного пиролита при образовании щелочно-базальтоидных магм не оказывает столь решающего влияния на их алмазоносность, как давление, однако для общих генетических построений попытаемся ее оценить. К сожалению, мы не располагаем данными о распределении в алмазоносных базальтоидах редкоземельных элементов, которые позволили бы решить задачу количественно. Поэтому прибегнем к другим данным.

Д. Грин [6] оценивает степень плавления пиролита при образовании базальтов и оливиновых нефелинитов в 2—17 % (см. рис. 35). По данным С. Эванса и В. Наша, эта величина уменьшается до 1—10 %. "Небольшая" степень плавления фигурирует также в экспериментах С. Хауэла.

В Австралии Ф. Фрей с соавторами, привлекая данные по РЗЭ,  $K_2O$  и  $P_2O_5$ , определили степень плавления оливиновых мелилититов в 4—6 %, оливиновых нефелинитов и базанитов — 5—7 %, щелочных оливиновых базальтов — 11—15 %. Щелочные базальтоиды тела № 1 весьма близки к базанитам, образовавшимся в результате 6—7 % плавления пиролита.

Щелочные базальтоиды рифтовых зон Африки характеризуются отношениями  $La/Yb$  от 42 для угандитов (к которым, по преобладанию оливина над пироксеном, близки щелочные базальтоиды района тела № 1) до 79 для катунгитов (Балашов, 1976). Согласно диаграммам Р. Митчелла и А. Брунфельта, такие отношения соответствуют 3—4 и 1,2—1,4 % плавления исходного пиролита.

С некоторой долей условности, учитывая аналогию вещественного состава щелочных базальтоидов, можно оценить степень плавления исходного пиролита 3—7 %.

Щелочные базальтоиды с аксессуарными алмазами занимают свое положение на диаграмме Д. Грина (см. рис. 35) правее и несколько выше кимберлитов.

В результате большей степени селективного плавления их исходная магма отличалась по составу от кимберлитовой и ингилитовой. Обладая химическим и минералогическим составом, сходным с составом базанитов, оливиновых нефелитов, щелочные базальтоиды с акцессорными алмазами отличаются от них более глубинным зарождением в поле стабильного существования алмаза.

Между обычными щелочными базальтоидами, гранатовыми щелочными базальтоидами и алмаз-гранатовыми щелочными базальтоидами, с одной стороны, и породами группы кимберлитов-ингилитов, с другой — можно видеть определенную аналогию. Выше (см. гл. III, § 2) мы показали, что главным различия между ингилитами и кимберлитами — фациальные. По мере возрастания глубинности исходных для них магм в породах появляется гранат (и включения гранатовых перидотитов), затем в гранате появляется все бóльшая примесь пиропового и кноррингитового компонентов и, наконец, появляется алмаз. Такую же последовательность можно наблюдать и для щелочных базальтоидов. Исходя из этих соображений среди них, возможно, также целесообразно выделение фаций глубинности: гранатовой и алмазной. По нашему мнению, выделение фаций глубинности среди щелочных базальтоидов вполне отвечает их генетическим особенностям и в дальнейшем, по мере накопления данных об этих породах, позволит избежать тех классификационных и терминологических сложностей, которые, как мы видели, исторически возникли при изучении кимберлитовых и родственных им пород.

**Ультрамафиты.** Альпинотипные ультрамафиты, к которым принадлежат известные алмазоносные разности, являются одним из главных членов офиолитовой триады. Согласно принимаемым представлениям, альпинотипные ультрамафиты являются основанием океанической коры и выводятся на поверхность в результате обдукции океанических плит. До становления в литосфере ультрамафиты претерпевают длительную и сложную эволюцию в процессе подъема под срединно-океаническими хребтами, сопровождающегося вылавками из мантийного пиролита базальтоидных магм и вторичными преобразованиями. В этом плане ультрамафиты можно считать остаточным, реститовым материалом мантийного перидотита.

В процессе эволюции, протекающей длительное время, в ультрамафитах устанавливаются минеральные равновесия, которые позволяют по составу сосуществующих минералов рассчитать давления и температуры различных стадий эволюции пород.

Первоначально такие расчеты были выполнены нами совместно с В.И. Вагановым и С.Б. Абовяном с помощью принципа фазового соответствия и появившейся в то время диаграммы И.Д. Мак-Грегора [1, 14]. Эта попытка привела к констатации весьма высоких величин параметров — до 6,5 ГПа и 1150–1300 °С. Сначала такие величины вызвали скептическую реакцию, поскольку раньше глубина образования ультрамафитов предполагалась от 1–6 до 30 км или, в крайнем случае 65 км. Г.В. Пинус и Л.В. Агафонов сочли причиной получения

нами для формирования ультрамафитов высоких давлений". . . методически неверный подход к определению температур равновесия полиминеральных агрегатов, заменяемых равновесием минерал-расплав, без учета особенностей состава минералов".

С мнением Г.В. Пинуса и Л.В. Агафонова мы не можем согласиться. Во-первых, принятый в 1976 г. [14] метод попарного сопоставления диаграмм, связывающих железистость минералов, температуру их образования и состав расплавов, из которых они кристаллизовались, теоретически обоснован и применен еще в 1970 г. Л.Л. Перчуком, который вывел диаграмму равновесия для пары нефелин — плагиоклаз по данным изучения равновесий минерал — хлоридный раствор. Именно поэтому нам удалось показать путем сравнения с никелевым геотермометром Хекли — Райта, что точность принятого метода составляет  $\pm 50$  °С.

Во-вторых, сейчас появилась возможность провести определения  $P$ — $T$  параметров по новым геотермометрам и геобарометрам, использующим растворимость глинозема в энстатите и кальция в оливине. Результаты определений температур и давлений для ультрамафитов Тихоокеанского пояса, полученные по методу Л.Л. Перчука, приведены в табл. 41 и на рис. 38. Можно видеть что температура и давления минеральных ассоциаций ультрамафитов из офиолитовых серий Тихоокеанского пояса охватывают весьма широкие интервалы: 950—1250 °С и 2,0—9,0 ГПа; т.е. почти в тех же диапазонах, что и вычисленные ранее.

Были проведены контрольные определения давлений равновесия тех же пород с помощью диаграммы Финнерти—Бойда, использующей растворимость кальция в оливине. Для ультрамафитов Корякского нагорья были получены цифры 3,5—6,5 ГПа, а для калифорнийского массива Бурро-Маунтин — 4,1—4,7 ГПа. Таким образом; полученные в табл. 40 величины давлений можно рассматривать как вполне реальные.

На рис. 38 также видно, что определенная часть фигуративных точек альпинотипных ультрамафитов находится в поле стабильного существования алмаза и, таким образом, наличие в них этого минерала вполне закономерно.

Диапазон температур и давлений для одних и тех же ультраосновных массивов может достигать сотен градусов и единиц гигапаскалей (см. рис. 38). Эти вариации отражают эволюцию соответствующих массивов. Следы начального (или близкого к начальному) фазового состава пород зафиксированы в таких парагенезисах породообразующих минералов и в реликтах аксессуарных минералов, какими являются гранаты и алмаз.

Может вызвать вопрос отсутствие в ультрамафитах большого количества гранатов, которыми обычно сопровождаются алмазы в кимберлитах. Но детальные исследования показали, что как в алмазоносных, так и в неалмазоносных ультрабазитах гранаты в действительности имеются. Однако небольшие содержания не позволяют фиксировать их в шлифах, а малые размеры (менее 1 мм) не давали

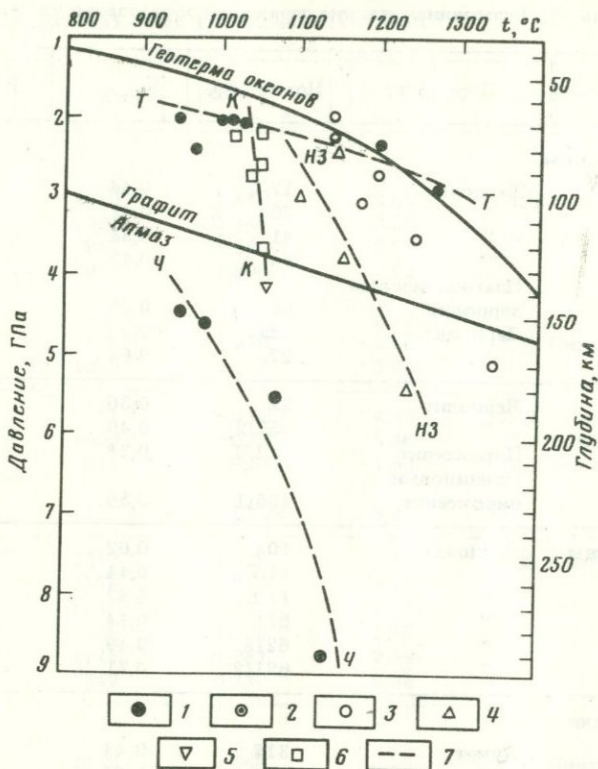


Рис. 38. Термодинамические условия образования ультрамафитов из офиолитовых серий Тихоокеанского пояса.

Массивы Корякского нагорья: 1 — первый, 2 — второй, 3 — прочие; 4 — массивы Новой Зеландии; 5 — массив Адамсфилд, Тасмания; 6 — массивы Калифорнии; 7 — тренды эволюции массивов первого (Т), второго (Ч), Новой Зеландии (НЗ) и Калифорнии (К)

раньше возможности находить гранаты в протолочных пробах (как, например, малые размеры зерен перовскита в кимберлитах долгое время являлись причиной занижения их содержания в этих породах). Выполнявшийся термохимический анализ с последующей фиксацией минеральных зерен размеров до сотых долей миллиметра позволил установить наличие гранатов в ультрамафитах различных регионов. Выше (см. гл. III) были приведены данные о наличии гранатов в алмазоносных ультрамафитах Малого Кавказа, Корякского нагорья, Камчатки и об их составе (см. гл. IV, § 2). Аналогичные данные были получены также для Урала [15]. Здесь наличие акцессорной примеси альмандинов отмечались раньше С.Ф. Соболевым для перидотитов массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинского, принадлежащих кальпинотипной (дунит-гарцбургитовой) формации. Кроме того, в 1965 г. С.В. Москалева установила присутствие гранатов пироп-

Таблица 41. Термодинамические параметры образования ультраосновных

Массив	Порода	Номер обр.	$\bar{K}_{FeO}$	$\ln \bar{K}_{FeO}$
<b>Кордильское нагорье</b>				
Первый	Лерцолит	17/1	0,44	-0,82
	"	26	0,41	-0,89
	"	41	0,34	-1,08
	"	64	0,43	-0,84
	Плагиоклазовый лерцолит	50	0,38	-0,97
	Лерцолит	12a	0,54	-0,62
	"	27	0,64	-0,45
Второй	Лерцолит	82	0,36	-1,02
	"	557/2	0,40	-0,90
	Пироксенит	112/3	0,39	-0,94
	Оливиновый пироксенит	105/1	0,58	-0,54
Другие массивы	Лерцолит	104	0,62	-0,48
	"	110	0,44	-0,82
	"	113	0,47	-0,76
	"	621	0,54	-0,62
	"	621a	0,49	-0,71
	"	821/2	0,71	-0,34
<b>Новая Зеландия</b>				
г. Дун	Дунит	316	0,48	-0,73
Ред-Хиллз	"	264	0,48	-0,73
"	Гарцбургит	270	0,41	-0,89
Ред-Маунтин	Дунито-гарцбургит	329	0,66	-0,42
<b>Тасмания</b>				
Адамсфилд	Оливиновый ортопироксенит	588	0,35	-1,05
<b>Калифорния</b>				
Бурро-Маунтин	Гарцбургит	1	0,34	-1,08
	"	10	0,34	-1,08
	"	13	0,33	-1,11
	"	16	0,34	-1,08
	"	66-20	0,32	-1,14

альмандинового состава в четырех пробах дунитов Каменушинского массива, относящегося к дунит-клинопироксенит-габбровой формации. В этом массиве розовые ( $n = 1,746$ ) и малиновых дихроичные ( $n = 1,738-1,754$  и  $n = 1,754-1,756$ ) гранаты приурочены к центральной части, характеризующейся сильной рассланцованностью пород.

В 1976-1978 гг. было опробовано 20 массивов, принадлежащих к различным формациям. В результате термохимического разложе-

пород из офиолитовых серий Тихоокеанского пояса

$\bar{X}_{Mg}$	$t, ^\circ C$	$\ln N_{Al_2O_3}^{Opx}$	$p, ГПа$	Источник данных
0,835	1019	1,482	2,03	Л.Д. Лаврова
0,845	1004	1,449	2,02	"
0,840	947	1,690	2,00	"
0,835	1013	1,590	2,02	"
0,825	965	0,690	2,42	"
0,915	1196	1,470	2,36	Г.В. Пинус и др.
0,915	1270	1,253	2,98	"
0,825	951	-0,600	4,44	Л.Д. Лаврова
0,900	1069	-0,400	5,46	Г.В. Пинус и др.
0,830	978	-0,510	4,59	Л.Д. Лаврова
0,850	1131	-1,430	8,73	"
0,910	1247	1,026	3,51	Г.В. Пинус и др.
0,950	1176	1,030	3,02	"
0,915	1141	1,351	2,00	"
0,915	1196	1,194	2,70	"
0,905	1145	1,281	2,19	"
0,925	1342	0,770	5,08	"
0,915	1152	0,688	3,73	Г.В. Пинус и др.
0,910	1145	1,409	2,27	"
0,920	1100	0,850	2,96	"
0,890	1238	0,358	5,40	"
0,930	1059	0,182	4,10	Varne, Brown,
0,928	1046	1,099	2,10	Loney a, o.,
0,920	10,35	0,742	2,76	"
0,930	1039	0,788	2,69	"
0,930	1049	0,336	3,69	"
0,923	1020	1,030	2,10	Himmelberg, Coleman

ния в ультрамафитах шести массивов альпинотипной формации (Алапаевском, Амамбайском, Атлянском, Восточно-Тагильском, Ключевском, Намазкинском) были обнаружены единичные зерна гранатов.

Гранаты представлены небольшими зернами (0,1-0,5 мм), совместно с которыми в пробах присутствуют муассанит, графит, корунд, розовый циркон. По физическим свойствам среди гранатов четко

Таблица 42. Химический состав железистых гранатов из ультрамафитов Урала

Компоненты	Алапаевский массив	Намазкинский массив	
	Гарцбургиты	Серпентиниты	
SiO <sub>2</sub>	39,16	39,67	39,82
TiO <sub>2</sub>	0,10	He опр.	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,20	21,89	21,65
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,08	0,16
FeO	29,00	29,02	28,00
MnO	0,74	0,54	0,56
MgO	7,10	8,73	9,72
CaO	2,50	0,91	1,00
Сумма	99,84	100,84	100,94
Si	3,060	3,047	3,039
Ti	0,006	—	0,002
Al	1,952	1,980	1,945
Cr	0,002	0,005	0,010
Fe	1,895	1,860	1,783
Mn	0,049	0,035	0,036
Mg	0,827	0,998	1,104
Ca	0,209	0,075	0,081
100Fe/(Fe + Mg)	69,63	65,08	61,75
Mg компонент	27,7	33,3	36,8
Ca компонент	7,0	2,3	2,7
Cr компонент	0,1	0,4	0,7

выделяются две группы: железистые и магнезиальные (с 30—47 и 61—73 % пиропового компонента соответственно). О составе железистых гранатов более определенно можно судить по результатам микрозондового анализа (табл. 42). В проанализированных зернах пироповый компонент составляет 30—40 %, альмандиновый — около 60 %. Содержание окиси хрома в них близко к порогу чувствительности анализа (0,04—0,16 %). Эти гранаты в целом более магнезиальны, чем обнаруженные в альпинотипных ультрамафитах Мало-го Кавказа, которые содержат 20—21 % пиропового компонента.

Таким образом, наличие гранатов не только в алмазоносных, но и в ряде случаев в неалмазоносных ультрамафитах является установленным фактором. Небольшие содержания гранатов в ультрамафитах являются, вероятно, следствием их неустойчивости при низких давлениях в ходе реакции  $Cr + Ol \rightarrow En + Sp$ . Как показали экспериментальные исследования Б.Дж. Вуда, эта реакция протекает

при температуре 1000 °С в интервале давлений 2,2–2,3, а при 1100 °С — в интервале 2,35–2,4 ГПа.

Следует отметить, что и в кимберлитах алмазы не всегда сопровождаются гранатами. Так, в алмазоносных кимберлитовых дайках Лесной Гвинеи (район Тобабуко), где содержания алмазов в кимберлитах достигает величин 4–6 кар/т, гранаты практически отсутствуют (Б.М. Владимиров, устное сообщение). В кимберлитовой трубке Прери-Крик района Мерфрисборо (шт. Арканзас, США) гранаты, по данным Г.О.А. Мейера, встречаются значительно реже, чем алмазы.

Помимо гранатов, спутниками аксессуарных алмазов в ультрамафитах являются высокохромистые хромшпинелиды, аналогичные таковым из кимберлитов. Хромиты из алмазоносных ультрамафитов Малого Кавказа содержат 60–70 % хромового компонента (см. табл. 9). Из 94 анализов хромшпинелидов Кемпирсайского плутона, по данным Н.В. Павлова и др., 11 показывают наличие в минералах окиси хрома больше 62 % при 7–9 %  $Al_2O_3$ . Хромиты аналогичного состава, по данным Г.Н. Савельевой, имеются в гарцбургитах Войкаро-Сыннинского массива. Высокохромистые (68 %  $Cr_2O_3$  при 2,8 %  $Al_2O_3$ ) хромиты описаны Г.Н. Нервом также в ультраосновных породах Хиджаза, Саудовская Аравия.

В итоге можно, вероятно, считать доказанным протекание начальных стадий эволюции альпинотипных ультрамафитов при высоких давлениях, в ряде случаев в области стабильного существования алмаза.

Механизм этой эволюции, как отмечалось выше, большинством исследователей принимается в виде селективного плавления. Это плавление могло затрагивать первичный мантийный пиролит неоднократно на различных уровнях глубинности. Подавляющий объем базальтоидных выплавов происходил на глубинах от 15 до 40 км при температурах 1250–1320 °С и представлен толеитовыми базальтами.

В последние годы в океанах обнаружены породы, являющиеся, по всей видимости, продуктами более глубоких магм. Так, при драгировании в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия были подняты оливиновые пикриты. В экваториальной части Срединно-Атлантического хребта были драгированы базаниты, содержащие мегакристы и ксенолиты дунитов, гарцбургитов, лерцолитов, т.е. породы, аналогичные континентальным щелочным базальтоидам, образовавшимся при давлениях 2,0–3,0 ГПа. Кстати, в этих породах зафиксирован ильменит с содержанием  $MgO = 6,07\%$ , т.е. пикроильменит, аналогичный встречающимся в кимберлитах, а вне них найденный только в глубоких алмазоносных мончикитах. Вероятно, дальнейшие исследования приведут к находкам в океане новых представителей эффузивных пород глубинного генезиса (в частности, П. Никсон предполагает даже наличие кимберлитов в юго-западной части Тихого океана).

Отражением хода плавления мантийного пиролита при трансфор-

Таблица 43. Содержание щелочей в ультраосновных породах Корякского нагорья

№ проб	Порода	Содержание, г/т				K/Rb
		Na	K	Li	Rb	
<b>Первый массив</b>						
1	Лерцолит серпентитизированный	110	15	1	0,12	125
11	Лерцолит	400	250	2,3	0,25	1000
12	Лерцолит слабокатаклазированный (в зоне надвига)	200	50	1,7	0,25	200
14-В	Лерцолит	110	28	1,7	0,15	187
14-Д	"	50	21	6	0,16	131
21	Лерцолит катаклазированный	340	98	1,7	0,6	163
24	"	120	40	3,3	0,2	200
27	"	480	440	1	0,17	2588
48	Лерцолит	100	70	0,5	0,27	259
50	"	160	85	2,8	0,22	386
9	Гарцбургит	170	150	1,5	0,5	300
34	"	100	100	0,8	0,16	625
46/3	Габбро	7800	850	1	1	850
—	Лерцолиты, ср. из 8 (без № 11 и 27)	149	51	2,34	0,25	204
—	Гарцбургиты, ср. из 2	135	125	1,15	0,33	379
<b>Второй массив</b>						
65	Гарцбургит крупнозернистый	—	17	0,8	0,1	170
66	Гарцбургит неравномернозернистый	60	61	1	0,26	235
76	Гарцбургит с хромитом	—	28	0,3	0,2	140
78/1	"	100	100	0,8	0,15	667
100	Гарцбургит	—	24	0,9	0,1	240
113	Гарцбургит с хромитом	140	80	0,8	0,2	400
69	Дунит с хромитом	44	55	0,7	0,28	196
70	Дунит	—	23	0,8	0,14	164
82	Лерцолит крупнозернистый	100	31	0,7	0,1	310
94	Лерцолит массивный	180	180	0,5	0,2	900
116/1	Габбро метасоматическое	2100	89	1,2	0,37	241
—	Гарцбургиты, ср. из 6	(50)	52	0,78	0,17	306
—	Дуниты, ср. из 2	(22)	39	0,75	0,21	186
—	Лерцолиты, ср. из 2	140	106	0,6	0,15	707

Примечание. Пробы Л.Д. Лавровой.

мации его в альпинотипные ультрамафиты является распределение в последних микроэлементов. В табл. 43, а также на рис. 34 и 39 видно, что в противоположность кимберлитам и щелочным базальтоидам альпинотипные ультрамафиты обнаруживают крайнюю

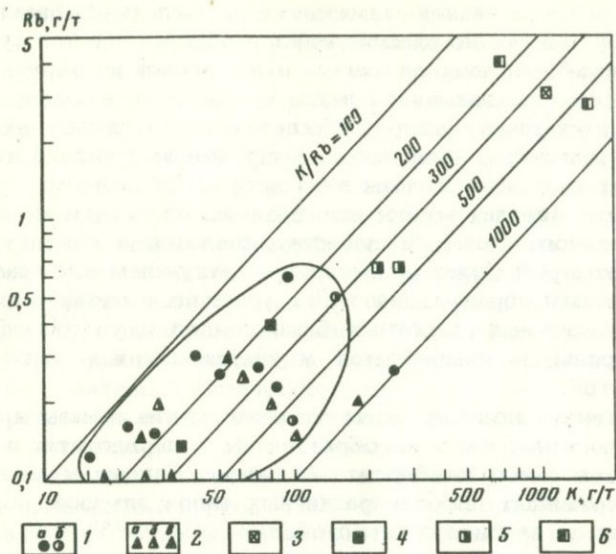


Рис. 39. Содержания калия и рубидия в ультрамафитах Корякского нагорья. 1 — первый массив (а — лерцолиты, б — гарцбургиты); 2 — второй массив (а — лерцолиты, б — гарцбургиты, в — дуниты); 3 — хондриты; 4 — альпинотипные дуниты и перидотиты Урала, Сибири и других регионов; 5 — перидотиты океанического дна (Индийский и Атлантический океаны); 6 — ксенолиты гранатовых перидотитов в кимберлитовых трубках Сибири и Африки

обедненность щелочными элементами. Наиболее обеднены щелочами, особенно литием и рубидием, породы первого массива Корякского нагорья. Среди ультрамафитов второго массива Корякского нагорья к ним наиболее близки свежие и некатаклазированные лерцолиты. В целом же породы обоих массивов образуют на диаграмме K—Rb (см. рис. 39) довольно компактное поле с вариациями отношения K/Rb от 100 до 400 и со средними содержаниями (в г/т): Na = 104, K = 63; Li = 1,42; Rb = 0,22; K/Rb = 286. Эти содержания аналогичны таковым в альпинотипных ультрамафитах Урала, Сибири и других регионов и на порядок меньше содержаний соответствующих элементов в хондритах, гранатовых и шпинелевых перидотитах, встречающихся в виде ксенолитов в кимберлитовых трубках Сибири и Африки. Такое явление можно рассматривать как подтверждение модели селективного плавления мантии и реститового генезиса альпинотипных ультрамафитов.

В итоге можно констатировать, что ультрамафиты с аксессуарными алмазами образуются из мантийного пиrolита в результате сложной трансформации последнего, сопровождающейся выплавками из него базальтоидных магм. Ранние стадии этой трансформации протекают на глубинах 200—300 км с давлениями, обеспечивающими стабильное существование алмаза.

Процессы образования алмазоносных щелочных базальтоидов и ультрамафитов можно рассматривать в общем виде как сопряженные. Щелочно-базальтоидная магма, выплавляясь из пиролита и отделяясь от него, захватывает алмазы из мантии и выносит их к поверхности достаточно быстро, обеспечивая тем самым их сохранность. Ультрамафиты, являющиеся реститами мантийного вещества, продолжают содержать алмазы в области стабильного их существования. В этих породах вопрос наличия алмазов на уровне современного эрозионного среза, по существу, сводится к вопросу их сохранности, который будет рассмотрен в следующем параграфе. Наблюдается, таким образом, аналогия в условиях и механизме образования алмазоносных щелочных базальтоидов и ультрамафитов, с одной стороны, и кимберлитов и ультраосновных включений в них — с другой.

**О полигенезе алмазов.** Выше отмечалось, что алмазы в кимберлитах гетерогенны: часть их образовалась в перидотитах и эклогитах, часть — в самой кимберлитовой магме. Наличие в некимберлитовых изверженных породах различных типов алмазов, образовавшихся, судя по их физическим свойствам (см. гл. V, § 1), при различных термодинамических параметрах, дает основание ожидать аналогичный процесс и в некимберлитовых породах.

Как известно, пересыщение системы определяется уравнением  $\Delta\mu = \Delta\mu_{\text{ж}} - \Delta\mu_{\text{т}}$ ; где  $\Delta\mu$  — пересыщение в данном растворе;  $\Delta\mu_{\text{ж}}$  — потенциал данной среды;  $\Delta\mu_{\text{т}}$  — потенциал твердой фазы.

Вероятность кристаллизации фазы (алмаза), связанная с необходимостью накопления энергии активации для преодоления энергетического барьера, и скорость его роста возрастает с увеличением пересыщения. Это возможно либо при понижении температуры, либо при введении в систему дополнительных количеств углерода. Во время пребывания магматического расплава в лабильной области, где кристаллизация алмаза возможна при любых параметрах, такой процесс может происходить при понижении давления, создающем пересыщение системы углеродом. При переходе системы из области лабильной в метастабильную образование алмазов становится возможным только при введении в систему затравок и при достаточно высоких пересыщениях углеродом.

Видимо, именно в метастабильной области происходит образование кубических кристаллов алмаза II разновидности, по классификации Ю.Л. Орлова, и поликристаллических агрегатов алмаза, обладающих "облегченным" изотопным составом углерода. Кубические кристаллы обладают, как известно, неравновесными гранями и характеризуются не тангенциальным, а нормальным их ростом. Они могли образовываться на алмазных затравках, появившихся в расплаве при более высоких термодинамических параметрах, а поликристаллические агрегаты — в участках с сильными пересыщениями системы углеродом. Легкий изотопный состав этих разновидностей алмаза указывает на возможность мобилизации углерода из вмещающих пород, к которым успел подойти магматический расплав к этому времени.

Упомянув о поликристаллических агрегатах алмаза, мы должны признать, что в настоящее время не можем найти удовлетворительного объяснения тому факту, что они встречаются только в некимберлитовых изверженных породах и связанных с ними россыпях и не содержатся в кимберлитах. В промышленности сейчас реализуется только один способ получения поликристаллических агрегатов алмаза — прямой переход графит—алмаз в условиях кратковременных чрезвычайно высоких давлений. В природе такой процесс реализуется только в ударно-метаморфизованных породах.

Может быть, в некимберлитовых расплавах в силу их относительно повышенной вязкости могут появляться участки локальных взрывов с участием газовой фазы? Такое предположение умозрительно, но других объяснений образования поликристаллических агрегатов алмаза мы сейчас найти не можем.

Теоретически не исключен также другой вариант — образование поликристаллических агрегатов алмаза в наиболее высокопараметрических условиях максимальных глубин. Как указывает Г.Н. Безруков, в начальный период работ по искусственному получению алмазов применялись давления 7,0—8,0 ГПа и температуры порядка 2000 °С. "В этих условиях образование центров кристаллизации происходит настолько интенсивно, а скорость роста так велика, что практически невозможно получение монокристаллов алмаза". Однако против предположений о столь глубинном генезисе поликристаллов алмаза свидетельствует как отсутствие их в кимберлитах, так и легкий изотопный состав углерода.

Помимо высоких давлений, необходимых для образования алмазов в ультраосновных породах и выплавляющихся из них щелочно-базальтоидных магмах, должны существовать восстановительные условия, исключающие возможность окисления. Признаками таких восстановительных условий являются находки муассанита (SiC) во всех алмазоносных щелочных базальтоидах и ультрамафитах. Муассанит известен также в ультрамафитах Урала, Кольского полуострова, Малого Кавказа. Как установлено исследованиями А.А. Маракушева и А.Д. Генкина, наличие муассанита в породах является свидетельством не только сильновосстановительных условий среды, но и высоких давлений (как парциальных CO, так и литостатических). Небезынтересно отметить, что муассанит сопутствует алмазу во многих кимберлитовых трубках.

Другими свидетельствами наличия восстановительных условий является преобладание  $Fe^{2+}$  над  $Fe^{3+}$  в хромшпинелидах (см. гл. IV, § 3); присутствие в мончикитовых брекчиях пикроильменита с  $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO) = 1,3\%$ ; наличие в оливинах признака незначительного парциального давления кислорода в лунных породах и характерна для вclusions оливина в алмазах.

Главным фактором сохранения кристаллов алмаза в алмазоносной породе является достаточно быстрый выход магматического материала в "закалочные" метастабильные условия поверхности Земли, способствующий сохранности алмазов и не доводящий их до полного окисления. В частности, для кимберлитов этот фактор оказывается решающим. Как указывал в 1962 г. В.С. Соболев, "магма очень быстро поднималась по глубоким трещинам . . . Сохранение алмазов от полного растворения, а также от графитизации, по видимому, связано с быстрым подъемом магмы . . .".

Первая количественная оценка скорости "быстрого подъема" кимберлитовой магмы была выполнена А.В. Ухановым и Т.В. Малышевой. С помощью метода ядерной гамма-резонансной спектроскопии (ЯГР) ими было определено структурное положение  $Fe^{2+}$  в ортопироксенах из различных участков лерцолитового включения в трубке Обнаженная. Благодаря этому удалось определить температуры ортопироксенов в центре включения и в зоне закалки. Вычисленное по этим данным время прогревания ксенолита, в первом приближении принимаемое за время подъема кимберлитовой магмы, находится в интервале 5—35 мин.

При движении с глубины 60 км (из зоны гранатизации шпинелевого лерцолита) это время соответствует скорости подъема кимберлитовой магмы 200—30 м/с. Такая скорость представляется несколько завышенной, о чем свидетельствуют более поздние расчеты С.И. Костровицкого, Е.В. Артюшкова и С.В. Соболева. Согласно их данным, скорость подъема кимберлитовой магмы около 1 м/с.

Попытаемся оценить возможность сохранности алмазов в некимберлитовых изверженных породах.

Экспериментальные данные по окислению алмаза. При движении алмазоносных расплавов и пород к поверхности они попадают из лабильной для алмаза области в метастабильную, где сначала преобладают восстановительные условия и могут сохраняться пересыщения системы углеродом. При дальнейшем подъеме алмазоносного материала он оказывается в условиях с высоким окислительным потенциалом, где может идти окисление алмаза согласно реакции со стехиометрическим уравнением  $C_{алм} + O_2 = CO_2$  при избытке кислорода либо по уравнению  $C_{алм} + CO_2 = 2CO$  при его недостатке.

Экспериментально протекание таких реакций было проверено в ряде опытов.

1. В 1892 г. В. Люзи произвел травление алмаза в расплаве кимберлита при атмосферном давлении. В результате наблюдалась коррозия граней кристалла.

2. А.А. Кухаренко и В.М. Титова в 1957 г. подвергли плоскогранные октаэдрические кристаллы алмаза окислению на воздухе (при температурах 650—600 и 800—850 °С в течение 8 ч) и в расплаве (700—850 °С, 744 ч). В последнем случае алмаз потерял 43,6 % мас-

сы. Додекаэдронд, находившийся при атмосферном давлении в расплаве дунита при температуре 1100 °С за полтора часа потерял 22,6 % массы. Продолжая эксперименты, В.М. Титова в 1962 г. получила аналогичные результаты при окислении алмаза в расплаве кимберлита с борной кислотой в соотношении 1:1,2 при температуре 950 °С в течение 304 ч. Алмаз потерял 4,9 % массы.

3. Ф. Франк и К. Путтик в 1958 г. провели опыты по окислению алмаза в газах и в расплаве кимберлита при более высокой температуре (1450 °С), но при небольшом периоде нагревания (до 10 мин). В итоге они достигли лишь коррозии граней с образованием скульптур растворения.

4. Подвергая алмазы травлению в расплаве кимберлита (как сухого, так и с добавкой 15 вес. %  $H_2O$ ) при 1050 °С и давлении 0,1 ГПа, а также в вакууме, начиная с 160 ГПа, в течение 20 ч и 30 мин соответственно, такие же фигуры растворения на гранях октаэдра получили Д.В. Харрис и Е.Р. Вэнс в 1974 г.

5. К аналогичному результату пришли Х. Канда и др. в 1977 г., наблюдавшие тригоны травления на гранях алмазов, подвергавшихся воздействию  $H_2O$  при температурах 1100, 1300 и 1500 °С в течение 5–30 мин.

6. В 1979 г. опыты по каталитическому окислению алмазов при температурах 600–850 °С и атмосферном давлении выполнялись в МГУ А.П. Руденко и др. Они показали, что так называемое "растворение алмаза" является химическим процессом и происходит только в результате его окисления при действии воды и окиси углерода. Этот процесс — каталитический, на его течение оказывают большое влияние ионы металлов. Максимальную каталитическую активность проявляют ионы элементов, образующие промежуточные каталитические комплексы с функциональными группами на поверхности алмаза (Sr, K, Ni, CO и др.).

Перечисленные эксперименты производились при давлении, не превышающем 0,1 ГПа. Представляет интерес поведение алмаза при давлениях, приближающихся к действующим на больших глубинах. Для этого нами совместно с Ю.С. Геншафтом и С.А. Якубовой была сделана попытка смоделировать природные условия растворения алмазов в условиях повышенных температур и давлений. Эксперименты проводились в камере типа "чечевица", состоящей из корпуса — литографского камня, графитного нагревателя и шайбы, которые способствуют понижению температурного градиента в реакционном объеме. Внутри помещался природный калиевый щелочной базальт; в центре реакционной камеры вводился алмаз. Температура ликвидуса этих щелочных базальтов, определенная экспериментально, равна приблизительно 1150 °С.

Для создания более активной окислительной среды в опытах в камеру вводились дополнительные реагенты: 1) гексафторкремнеат калия ( $K_2SiO_6$ ), диссоциирующий при нагревании с образованием ионов  $K^+$  и  $F^-$ ; расчетное количество ионов  $K^+$  в опытах состав-

Таблица 44. Условия опытов по окислению алмазов в щелочных силикатных средах (щелочной базальт) при давлении  $1,2 \pm 0,2$  ГПа

№ опыта	Характеристика алмаза	Реагент	$t, ^\circ\text{C}$	Время опыта, мин
1	Гладкогранный октаэдр, слабослоистый	$\text{K}_2\text{SiF}_6$	1300—1570	10
2	Слоистый октаэдр, удлиненный по $L_2$	$\text{K}_2\text{SiF}_6$	1100—1350	40
3	Грубослоистый октаэдр, слабоудлиненный по $L_2$	$\text{C}_2\text{H}_2\text{O}_4$	1200—1340	60
4	Октаэдр, переходный к октаэдриду с четкой сноповидной штриховкой	$\text{C}_2\text{H}_2\text{O}_4$	1200—1500	50

ляло 2 %; 2) щавелевую кислоту ( $\text{C}_2\text{H}_2\text{O}_4$ ), дающую при нагревании  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ .

Давление во всех опытах составляло  $1,2 \pm 0,2$  ГПа, что соответствует статическому давлению на глубине 35—40 км. Температура в реакционной камере, измерявшаяся термопарой ВР 5/20, возрастала в интервале 1100—1500  $^\circ\text{C}$ ; т.е. области ликвидуса щелочного базальта. Время опытов варьировало от 10 до 60 мин, определяясь устойчивостью графитного нагревателя. Всего было проведено четыре серии экспериментов, условия каждой из которых приведены в табл. 44.

Во всех опытах алмазы полностью сохранили свой габитус и морфологические особенности; даже скульптура граней совершенно не изменилась. Алмазы не претерпели изменения в массе (с точностью взвешивания 0,01 мг, что составляет 0,1 отн. %). Таким образом, заметного окисления алмазов в условиях открытой системы с введением дополнительных окислителей не произошло.

Химическая среда, в которой находились алмазы во время опытов, вполне соответствовала условиям окисления. Температура была выше ликвидусной, давление — вне поля устойчивого состояния алмаза. Остается предположить, что в принятых условиях опытов с давлениями около 1,2 ГПа время пребывания алмазов в силикатных расплавах было недостаточным для их окисления.

**Кинетические условия сохранности алмазов в некимберлитовых изверженных породах.** Щелочно-базальтоидные породы: И. Куширо и др. на основании экспериментального определения вязкости базальтовых расплавов по скорости осаждения в них хромдиоксида с плотностью  $3,33 \text{ г/см}^3$  вычислили, что магма, несущая перидотитовые ксенолиты диаметром более 10 см, может подняться с глубины 50 км к поверхности менее чем за 58 ч. В этом случае скорость подъема магматического материала составляет около 0,24 м/с, т.е. на 2—3 порядка меньше, чем предполагают А.В. Уханов и Т.В. Малышева для кимберлитовой магмы. Еще более медленная скорость

подъема (3—4 см/с) была определена С.А. Федотовым по сейсмологическим данным для современных извержений вулкана Плоский Толбачик в июне — июле 1975 г. с глубины 20—30 км.

Столь значительный разброс данных объясняется тем, что И. Кусиро и др. вели расчеты без учета влияния водной фазы в расплаве, которая значительно понижает его вязкость. Кроме того, они исследовали расплав оливинового толеита с вязкостью 170 Па·с, а вязкость камчатских лав составляла  $2 \cdot 10^8$  —  $6 \cdot 10^5$  Па·с. Поэтому главный фактор, который надо учитывать при расчете скорости движения магмы к поверхности, — ее вязкость.

К сожалению, в настоящее время отсутствуют экспериментальные данные по вязкости щелочно-базальтоидных магм. Попробуем оценить этот параметр косвенно, используя известные закономерности явления давления и летучих на вязкость.

Наличие летучих в расплаве значительно понижает его вязкость. По данным И. Кусиро и др., введение в расплав андезита 4 %  $H_2O$  снижает его вязкость в 40 раз. Алмазоносные щелочно-базальтоидные магмы при плавлении 3—7 % пиролита с исходным содержанием воды 0,1 % содержат около 2 %  $H_2O$  (см. рис. 35). В соответствии с этим их вязкость должна быть меньше вязкости "сухих" щелочно-базальтоидных расплавов в 10—20 раз и при атмосферном давлении составлять около 1,0 Па·с.

Влияние давления на вязкость андезита из Кратер-Лейк (Орегон, США), содержащего около 2,9 %  $H_2O$ , было исследовано И. Кусиро в 1978 г. Оказалось, что вязкость с давлением несколько возрастает: от 18,0 Па·с при 0,75 ГПа до 26,0 Па·с при 1,0 ГПа для 1175 °С, и от 23,0 Па·с при 1,2 ГПа до 27,0 Па·с при 1,5 ГПа для 1200 °С. К противоположному результату пришли Э.С. Персигов и М.Б. Эпельбаум. В их опытах глиноземистый камчатский базальт, содержащий 2,55 %  $H_2O$ , при 1100 °С показал уменьшение вязкости при повышении давления от 0,1 до 0,4 ГПа, — от 1,65 до 1,1 Па·с (значения сняты с графика). Данные Э.С. Персикова и М.Б. Эпельбаума противоречат известным теоретическим предпосылкам о зависимости вязкости жидкостей от давления, поэтому мы считаем правомерным при расчетах увеличить величину вязкости щелочно-базальтовой магмы, полученную для 0,1 МПа, в полтора раза и принять ее равной 1,5 Па·с.

Это значит, что скорость подъема алмазоносных щелочно-базальтоидных магм должна на порядок превышать скорость, рассчитанную И. Кусиро для расплава с вязкостью 17,0 Па·с, и составлять 2—3 м/с. Такая величина близка к оценке скорости подъема кимберлитовой магмы, по данным С.И. Костровицкого. Следовательно, кинетическое условие сохранности алмазов в щелочно-базальтоидной магме реализуется в той же степени, что и в кимберлитовой магме.

Ультрамафиты. Рассчитать скорость вывода на поверхность алмазоносных ультрамафитов, как это сделано для щелочных базальтоидов, не представляется возможным, так как этот процесс контролируется не физико-химическими, а геотектоническими закономерностями. Ограничимся приближенным расчетом времени, необходи-

мого для выхода ультраосновных масс от 150 км (граница стабильного существования алмаза) до 75 км (подошва новообразованной океанической литосферы близ срединно-океанического хребта, совпадающая с изотермой, соответствующей солидусу).

Скорость спрединга океанического дна и соответствующая ей скорость субдукции океанических плит в различных регионах колеблется от 1 до 11 см/год. Принимая для расчетов среднюю величину 6 см/год, можно приблизительно считать эту же величину скоростью подъема ультраосновных масс из астеносферы в зонах срединно-океанических хребтов. В таком случае время подъема ультраосновного материала определяется путем простого арифметического расчета:  $75 \text{ км} : 6 \text{ см/год} = 1,25 \text{ млн. лет}$ . Крайние значения для быстро и медленно растущих срединно-океанических хребтов составят соответственно 7,5 и 0,68 млн. лет.

Полученные значения достаточно велики для того, чтобы в процессе подъема ультраосновных масс к поверхности содержащиеся в них алмазы претерпели значительное окисление. Степень этого окисления не может быть в настоящее время оценена количественно, так как скорость окисления зависит от многих факторов. Даже при наличии сильных окислителей, но при отсутствии катализаторов она может приближаться к нулю.

В процессе подъема мелкие алмазы в ультрабазитах могли полностью окислиться, а крупные — потерять значительную часть своей массы. Одновременно с потерей массы алмазы изменяли свой габитус, и здесь получает свое геологическое объяснение вопрос о происхождении округлых алмазов в россыпях орогенных зон "с неустановленными первоисточниками".

История вопроса об округлых алмазах насчитывает уже около 200 лет. После того, как в 1783 г. Р.Р. Делиль, а за ним — Р. Гаюи путем умозрительных построений пришли к выводу о происхождении округлых алмазов в результате нарастания новых площадок октаэдра, эта точка зрения была поддержана Г. Розе и А. Задебekom, Н.И. Кокшаровым и вошла в 1901 г. в "Курс кристаллографии" Е.С. Федорова. Десять лет спустя рассмотрение этого вопроса стало темой докторской диссертации А.Е. Ферсмана, опубликовавшего в 1911 г. итоговую работу совместно с В.М. Гольдшмидтом. В этой работе на основании детального гониометрического исследования 125 кристаллов алмаза А.Е. Ферсман и В.М. Гольдшмидт пришли к заключению, что образование округлых граней алмаза связано с процессами растворения. Такое заключение было подтверждено результатами опытов по травлению алмазов в расплаве калиевой селитры при 800—900 °С.

Еще более детальные минералогические работы, базирующиеся на гониометрическом исследовании многих сотен уральских алмазов, привели А.А. Кухаренко к аналогичному выводу. При этом алмазы рассматривались А.А. Кухаренко не чисто кристаллографически, а в неотрывной связи с условиями их кристаллизации. Это позволило ему дифференцировать округлые алмазы и показать, что октаэдр-

роиды возникали в результате медленного растворения в условиях слабонедосыщенной углеродом системы, а додекаэдриды — в результате длительного растворения в условиях почти равновесных недосыщенных систем; при этом обращалось внимание на то, что процессы растворения алмазов скорее всего происходили в медленно застывавших глубинных интрузиях. Наряду с появлением округлых форм алмаза в результате растворения А.А. Кухаренко допуская возможность появления октаэдридов в процессе кристаллизации при медленно понижающихся температуре и давлении.

Несмотря на такие, казалось бы, убедительные результаты, именно с середины 50-х годов началась оживленная дискуссия, продолжающаяся и сейчас. Сначала О.М. Аншелес на основании теоретических построений поставил вопрос об образовании округлых форм алмаза в процессе роста. Затем Ю.Л. Орлов в дискуссии с М.А. Гневушевым и др. нашел новые подтверждения гипотезе растворения алмазов. С течением времени дискуссия стала принимать менее творческий характер, поскольку зачастую одни и те же факты морфологии кристаллов алмаза не только стали трактоваться по-разному, но и даже начали привлекаться в качестве аргументов противоположных точек зрения. Видимо, это можно рассматривать как наглядную иллюстрацию того, что привлечение лишь одного метода исследований не в состоянии однозначно решить сложной задачи. В данном случае изучение внешних особенностей алмазов, видимо, исчерпало свои возможности.

В 1974 г. М. Мур и А. Ланг применили для решения вопроса о генезисе округлых форм алмаза разработанный одним из них метод рентгенотопографии. Показав с помощью этого метода, что внутреннее строение округлых кристаллов алмаза противоречит гипотезе роста, они примкнули к альтернативным взглядам А.Е. Ферсмана, А.А. Кухаренко, Ю.Л. Орлова. Но и в применении данного метода другие исследователи (М.Н. Годлевский, Г.А. Гуркина), используя рентгенотопограммы алмазов, приходят к противоположному выводу о возникновении округлых форм алмаза в результате роста кристаллов.

К сожалению, в дискуссии о генезисе округлых форм алмаза до сих пор не принимали участия специалисты-физики, лишь Ю.А. Ключев и др. в 1973 г. привели данные о том, что не существует принципиальных зависимостей между физическими особенностями алмазов и наличием округлых додекаэдрических поверхностей. Этот факт, как они указывают, "неопровержимо свидетельствует о вторичном происхождении округлых форм". Однако, эти данные являются, насколько нам известно, единственными.

По нашему мнению, вопрос о происхождении округлых форм алмаза может быть решен на основании общей термодинамической теории роста кристаллов и экспериментальных данных.

Созданная П. Гиббсом и П. Кюри в конце XIX в. общая теория роста кристаллов базируется на том, что в состоянии равновесия с окружающей средой кристалл стремится принять ту форму, кото-

рая при данном объеме характеризуется минимумом поверхностной энергии ( $U$ ). Согласно П. Гиббсу,  $U = \sum S_i \sigma_i = \min(V = \text{const}; T = \text{const})$ , где  $S_i$  — площадь  $i$ -й грани кристаллического многогранника;  $\sigma_i$  — удельная поверхность грани;  $V$  — объем кристалла;  $T$  — абсолютная температура.

Г.В. Вульф, развивая идеи П. Гиббса и П. Кюри пришел к выводу, что в состоянии равновесия удельные поверхностные энергии  $\sigma$  различных граней пропорциональны длинам нормалей  $r$ , проведенных к этим граням из центра кристаллов:

$$\frac{\sigma_1}{r_1} = \frac{\sigma_2}{r_2} = \dots = \text{const.}$$

Полагая, что рост идет через ряд последовательных состояний равновесия (т.е. в каждый определенный момент вся поверхностная энергия кристалла имеет наименьшее значение), Г.В. Вульф обобщил принцип Гиббса—Кюри на случай роста кристаллов, сформулировав правило: скорости роста граней кристаллов пропорциональны их удельным поверхностным энергиям.

Для алмаза значения  $\sigma$  основных форм рассчитаны с учетом взаимодействия частиц в первой и второй координационных сферах, по Б. Хонигману:

$$\sigma_{111} = \left[ \frac{2}{3} \sqrt{3} (1 + 6\alpha) \right] \frac{d^2}{\varphi_1};$$

$$\sigma_{100} = (2 + 8\alpha) \frac{d^2}{\varphi_1};$$

$$\sigma_{110} = [\sqrt{2} (1 + 6\alpha)] \frac{d^2}{\varphi_1};$$

$$\sigma_{311} = \left[ \frac{2\sqrt{11}}{11} (3 + 14\alpha) \right] \frac{d^2}{\varphi_1};$$

где  $\alpha$  — коэффициент, равный отношению сил взаимодействия в первой и второй координационной сферах;  $d = 0,125$  нм — расстояние между двумя ближайшими атомами;  $\varphi_1$  — энергия взаимодействия между двумя атомами в первой координационной сфере.

Построения показывают, что равновесной формой алмаза без учета сил взаимодействия во второй координационной сфере является октаэдр, а с учетом этих сил — октаэдр с вершинами, притупленными небольшими гранями куба. Эти выводы согласуются с реально наблюдаемыми формами кристаллов алмаза.

Округлые формы кристаллов алмаза не могут быть теоретически выведены с позиций термодинамической теории роста кристаллов. Это подтверждается экспериментальными данными: за 25 лет промышленного синтеза алмазов не были получены алмазы округло-ромбододекаэдрического габитуса. Основными типами алмазов при синтезе являются, согласно данным Ю.А. Литвина, Г.Н. Безрукова

и др., кубы, кристаллизующиеся при относительно низких температурах; октаэдры, образующиеся при повышенных температурах; кубооктаэдры, являющиеся промежуточными температурными формами. И, с другой стороны, во всех опытах по растворению алмазов плоскогранные кристаллы алмаза трансформируются в кривогранные.

1. А.А. Кухаренко и В.М. Титова в упоминавшихся выше опытах из плоскогранного октаэдра, потерявшего в результате окисления 43,6 % массы, получили додекаэдрон. В аналогичных условиях опыта додекаэдрон сохраняли свои очертания. Такого же результата добилась В.М. Титова в 1962 г. при окислении алмаза в расплаве кимберлита и борной кислоты: кристалл переходного габитуса от октаэдра к додекаэдру, потеряв 4,9 % массы, превратился в округлый додекаэдрон.

2. Ю.А. Литвин в 1969 г. подверг синтетические плоскогранные алмазы (октаэдры, кубы) растворению в расплаве никеля при давлениях, соответствующих условиям термодинамической устойчивости алмаза, а также в поле устойчивости графита, вблизи кривой равновесия графит — алмаз в течение нескольких минут. В результате первоначально гладкие грани кристаллов и их прямые ребра преобразовались в неровные, бугорчатые, грубо- и сложноскульптурированные поверхности. Гладкие округлые поверхности и ребра получались, когда создавались такие условия, при которых расплав становился в незначительной степени ненасыщенным к метастабильному алмазу. Эти эксперименты подтвердили, что округлые поверхности на природных кристаллах алмаза появляются в результате тонкого растворения первоначально плоскогранных и прямореберных кристаллов.

3. В опытах А.П. Руденко и др. в 1979 г. при каталитическом окислении алмазов плоскогранные октаэдры в процессе окисления приобрели округло-ромбододекаэдрический габитус.

Вероятно, приведенных данных достаточно, чтобы прийти к заключению об обоснованности взглядов на происхождение округло-додекаэдрических алмазов в результате окисления. Именно такие алмазы, как было отмечено выше (см. гл. II), характерны для россыпей "с неустановленными первоисточниками", которые пространственно ассоциируют с массивами ультрамафитов.

Как известно, некоторая часть алмазов в кимберлитовых трубках также представлена додекаэдронами. Это свидетельствует о том, что некоторые алмазы при выплавлении кимберлитовой магмы из мантийного вещества также подвергались процессу окисления.

#### § 5. О возможности образования алмазов в метастабильной области

Выше мы исходили из общепринятого положения о кристаллизации алмаза в области высоких и сверхвысоких давлений. Теоретически обоснованное несколько десятков лет тому назад в работах О.И. Лейпунского, Р. Бермана и Ф. Саймона и подтвержденное много-

численными экспериментальными работами, это положение между тем не может считаться единственно возможным. Прежде всего, еще в 1939 г. О.И. Лейпунский указывал, что в области метастабильного существования алмаза при некотором пересыщении раствора углеродом также может происходить алмазообразование, но с весьма незначительной скоростью. "В области, где графит более устойчив, чем алмаз, получение алмаза не является невозможным, так как, во всяком случае, алмаз термодинамически более устойчив, чем жидкий или газообразный углерод (при  $P > P_{\text{насыщ}}$ ). Здесь решающую роль должна играть кинетика образования зародышей и роста кристаллов алмаза и графита".

Кроме того, диаграммы О.И. Лейпунского и Р. Бермана — Ф. Саймона были рассчитаны для кристаллизации алмаза под влиянием переходных металлов. В иной же химической среде, как показали теоретические исследования Я.И. Калашникова, кристаллизация алмаза может происходить в метастабильной области, так как катализатор смещает линию термодинамического равновесия.

Имеется ряд экспериментальных работ, свидетельствующих в пользу таких предположений. К ним, по данным Б.В. Дерягина и Д.В. Федосеева, в первую очередь следует отнести синтез нитевидных (а в последнее время и изометричных) кристаллов алмаза из газа. Однако этот синтез осуществляется на затравках и пока не имеет аналогов в природе.

Известны также данные других экспериментов, когда алмазы образовались в "метастабильной" области при относительно низких давлениях из расплавов.

1. Г.Н. Безруков и В.П. Бутузов в 1974 г. провели эксперименты по синтезу алмазов при статических давлениях порядка 1,2–1,6 ГПа. К сожалению, эти эксперименты не обладают достаточной воспроизводимостью, что говорит о решающей роли при их проведении какого-то еще неучитываемого фактора.

2. Во Франции, США, Англии, Швейцарии получено несколько патентов на синтез алмазов при атмосферном давлении.

Так в 1959 г. М. Дюшен подал заявку о получении алмаза из пятиоксида ванадия в печи при температуре 500–1000 °С и атмосферном давлении. Правда, при этом М. Дюшен считает алмаз не чистым углеродом, а карбидом ванадия. Несколько позже во Франции был выдан патент американскому исследователю Е. Фулмену по видоизмененному способу М. Дюшена. В способе Е. Фулмена помимо ванадия для синтеза алмаза используются переходные металлы IV, V и VI групп таблицы Д.И. Менделеева, а также осмий, иридий, платина, т.е. почти все металлы-катализаторы, способствующие превращению графита в алмаз при высоких давлениях.

Согласно патентам, полученным в США Дж. Бринкменом с соавторами, синтез алмаза при атмосферном давлении можно осуществлять как из расплава, так и из газа с помощью затравки, которая рассматривается как источник катализаторов. Синтез осуществлялся путем конвекции раствора в расплаве свинца, обеспечиваемой соответствующим температурным градиентом.

В 1971 г. в Англии и в 1970 г. в Швейцарии были опубликованы сходные патенты. При этих способах в условиях комнатной температуры и атмосферного давления используется метод электролиза среды, содержащей свободные сольватированные электроны и гадогенизированные производственные углеводородов.

3. О выращивании кристаллов алмаза при атмосферном давлении в отечественной литературе имеется несколько работ В.С. Петрова; однако результаты В.С. Петрова в других лабораториях до сих пор не смогли быть воспроизведены.

4. Имеется также авторское свидетельство В.В. Дигонского с соавторами, согласно которому получение алмаза может быть осуществлено на затравке из комплексных соединений типа карбониллов переходных металлов IV—VIII групп периодической системы элементов и их производных (карбонилгидридов, карбонилфторидов и т.п.). Опыты проводились в вакууме (13,3—1,3 Па) при температуре 800—1600 °С в течение 8—10 ч.

5. А. Пател и К. Шериан в 1979 г. сообщили о нарастании мелких кристаллов алмаза (от нескольких микрон до десятков микрон) на поверхности спайности крупных алмазов, помещенных в щелочной раствор в присутствии никеля. Процесс осуществляется при атмосферном давлении и "при некоторых экспериментальных условиях". К сожалению, каковы эти условия, в публикации не сообщается.

Все эти способы (за исключением метода В.В. Дигонского) обладают однойстораживающей особенностью: несмотря на свою относительную (судя по описаниям) простоту, попытки их использования в промышленных масштабах пока безуспешны. Более того, в большинстве случаев они не смогли быть воспроизведены другими исследователями. Тем не менее, как указывает Г.Н. Безруков, экспериментальный материал ". . . дает возможность допустить, что кристаллизация алмазов может происходить как в условиях высоких давлений (свыше 4,0 ГПа) и температур (свыше 1000 °С), так и при более низких". Поэтому ряд геологов (А.А. Менйлов, А.И. Боткунов, В.И. Михеенко) считает вероятным, что природное алмазообразование в кимберлитах протекало при низких температурах и давлениях в приповерхностных условиях.

В последние годы начала оформляться теория минералообразования кимберлитовых ассоциаций не при столь высоких давлениях, как это предполагалось ранее. Так, недавно появились работы Б.В. Олейникова с соавторами, в которых анализируются находки хромсодержащих пиропов не только в кимберлитах, но и в других породах (интрузивных и эффузивных траппах, туфах, базальтах, ультрамафитах и др.). Они приходят к выводу, что образование этих гранатов необязательно должно быть связано с теми высокими давлениями (3,0—5,0 ГПа), которые определяются получением соответствующих составов при искусственном синтезе. Возможно, фактор восстановительной обстановки приводил к кристаллизации хромсодержащих пиропов при умеренном давлении (поряд-

ка 1,5 ГПа). Такие исследования теоретически расширяют круг потенциально алмазоносных горных пород. Сейчас они находятся в стадии разработки.

Наконец, В.В. Ковальский достаточно детально разработал еще одну гипотезу происхождения алмазов, согласно которой они образуются в кимберлитовых трубках в близповерхностных условиях с небольшими статическими давлениями. Как считает В.В. Ковальский, при накоплении вулканических газов и кимберлитовой магмы в промежуточных очагах под влиянием высокой температуры происходит диссоциация углеводорода с выделением водорода, образующего с другими газами взрывчатые смеси. В результате взрывов создаются локальные участки с высокими термодинамическими параметрами, где происходит образование алмазов. Источником углерода при этом являются битумы и другие углеродистые соединения осадочного чехла. Такой механизм алмазообразования может быть применен для объяснения алмазоносных некимберлитовых пород.

## § 6. Выводы

Кимберлитовые и родственные им ингилиты образовались в результате весьма малой (порядка 1 %) степени плавления мантийного пиролита. Среди указанных пород выделяются фации глубинности (сверху вниз): ингилиты, кимберлиты, пироповой, алмаз-пироповой и алмазной субфаций. Алмазоносные кимберлиты образовались на максимальных глубинах (более 130–150 км), где давление свыше 3,7–4,5 ГПа определяет, согласно теоретическим и экспериментальным данным, стабильное существование алмаза. При этом алмазы в кимберлитах гетерогенные: часть их попала в исходную магму в результате дезинтеграции мантийных алмазоносных пород, другая часть кристаллизовалась непосредственно в кимберлитовой магме.

Щелочно-базальтоидные магмы образовались в результате большей степени плавления мантийного перидотита, которая оценивается в 3–7 %. Как и для группы кимберлитов-ингилитов, среди щелочных базальтоидов выделяются представители различных фаций глубинности: шпинелевой, гранатовой и алмазной. Щелочные базальтоиды алмазной фации являются наиболее глубинными и чрезвычайно редкими породами, в которых помимо акцессорных алмазов имеются другие барофильные минералы: кнорринговые гранаты, пикроильменит. Акцессорные алмазы в щелочно-базальтоидных породах, как и в кимберлитах, гетерогенны. Их сохранность определяется высокой скоростью выхода пород на поверхность (порядка 2–3 м/с).

Алмазоносные ультрамафиты являются остаточным (реститовым) материалом плавления мантийного вещества, содержащего на глубинах свыше 130–150 км и более алмазы. Их можно рассматривать (в первом приближении, не принимая во внимание возможных различий мантий под континентами и под океанами) в качестве аналогов алмазоносных ультрамафитов, встречающихся в виде ксенолитов в кимберлитовых трубках. Однако последние, вероятно,

благодаря быстрому выходу к поверхности, более близки по фазовому и химическому составу к материалу верхней мантии, а альпинотипные ультрамафиты в результате длительной эволюции претерпели значительные изменения. Длительность выхода ультрамафитов к литосфере составляет сотни тысяч или первые миллионы лет, за это время в них происходят минеральные новообразования, а реликты первичных парагенезисов и минеральных фаз (алмаз, гранат) весьма редки. В течение этого времени происходит полное окисление мелких алмазов, более крупные алмазы теряют значительную часть массы и приобретают округлые формы. Благодаря этому процессу содержания алмазов в альпинотипных ультрамафитах весьма малы (вплоть до нулевых), а реликтовые кристаллы обладают специфической морфологией, свойственной алмазам из "россыпей с неустановленными первоисточниками".

В результате рассмотрения имеющегося материала и проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

1. По комплексу признаков по крайней мере значительная часть алмазов из россыпей орогенных зон имеет своими источниками не кимберлиты, а иные породы. Кристаллы алмаза в россыпях, хотя в основном аналогичны алмазам из кимберлитов, характеризуются наличием специфических особенностей эпигенетического характера: следами радиационного облучения, напряженными оболочками, бурными пятнами пигментации, деформациями и т.п. Они обладают преимущественно округло-додекаэдрическим габитусом и сопровождаются в россыпях минералами, нехарактерными для кимберлитов: малохромистыми гранатами и шпинелидами, ильменитом, корундом, платиноидами и др. Кроме того, среди алмазов россыпей имеются поликристаллические агрегаты типа карбонадо, не встречающиеся в кимберлитах.

2. Алмазоносность ультраосновных и щелочно-базальтоидных (некимберлитовых) пород является закономерным природным явлением. При этом в щелочных базальтоидах спутниками алмазов являются те же минералы, что и в кимберлитах (кноррингитовые гранаты, пикроильменит и др.), а в ультрамафитах алмазы сопровождаются гранатами альмандин-пирропового ряда и другими минералами, несвойственными кимберлитам. Среди алмазов в щелочных базальтоидах и ультрамафитах встречены поликристаллические агрегаты, которые по комплексу признаков аналогичны карбонадо, встречавшимся до сих пор только в россыпях с неустановленными первоисточниками.

3. Образование алмазов в щелочно-базальтоидных и ультраосновных породах связано с теми же факторами, что и образование алмазов в кимберлитах, в первую очередь с высокими величинами давления при формировании выплавляющихся из пиролита магм (больше 3,7—4,5 ГПа. Сохранность алмазов и минералов-спутников в щелочных базальтоидах достигается, как и в кимберлитах, быстрой скоростью их вывода на поверхность (2—3 м/с). В противоположность этим породам ультраосновные массы продвигаются в литосферу весьма длительно — сотни тысяч → миллионы лет, в течение которых значительная часть кристаллов окисляется, а оставшиеся приобретают округлые формы и следы эпигенетических воздействий.

Этими выводами не исчерпывается значение проблемы алмазоносности некимберлитовых изверженных пород, поскольку систематическое исследование этой проблемы находится на ранней стадии и данная работа — первая попытка систематизации, обобщения и интерпретации имеющихся данных. Получение нового материала позволит приступить к выявлению геолого-тектонических закономерностей

стей размещения алмазоносных некимберлитовых пород. В последнее время появились данные о наличии алмазов не только в альпитипных ультрамафитах, но и в стратиформных телах ультраосновного — основного состава. Для объяснения этого явления В.В. Слудкевич предлагает механизм "автоклавного эффекта" — повышение давления в остаточном ликвиде в процессе кристаллизации пород, т.е. представление о полигенезе алмазов еще больше расширяется. Дальнейшие исследования, вероятно, позволят выяснить как эти построения, так и другие аспекты рассмотренной проблемы.

1. Абовян С.Б., Каминский Ф.В. О глубинности формирования ультрамафитов Армянской ССР. — Докл. Ан АрмССР, 1977, т. 65, № 4, с. 227—232.
2. Вегуни А.Т., Геворкян Р.Г., Паланджян С.А. Некоторые геолого-тектонические предпосылки алмазоносности альпинотипных гипербазитов Армении. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 3, с. 103—106.
3. Галимов Э.М., Каминский Ф.В., Ивановская И.Н. Исследования изотопного состава углерода алмазов Урала, Тимана, Саян, Украины и других районов. — Геохимия, 1978, № 3, с. 340—349.
4. Геворкян Р.Г. Об алмазоносности территории Армении. — В кн.: Тез. докл. республиканской научно-техн. конференции молодых научных сотр. Армении 17—18 декабря 1973 г. Ереван, 1973, с. 22—23.
5. Геворкян Р.Г., Гуркина Г.А., Каминский Ф.В. Новый политип муассанита, обнаруженный в Армении. — В кн.: Магматизм и металлогения Армянской ССР. Ереван, 1974, с. 106—110.
6. Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме. — В кн. Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., 1973, с. 242—261.
7. Гуркина Г.А., Ивановская И.Н., Каминский Ф.В., Галимов Э.М. О распределении изотопов углерода внутри кристаллов алмаза. — Геохимия, 1979, № 12, с. 1879—1905.
8. Изотопный состав углерода мелких алмазов Украины / Ф.В. Каминский, Э.М. Галимов, И.Н. Ивановская, С.И. Кирикилица, Ю.А. Полканов. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 5, с. 1207—1208.
9. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. М., Недра, 1978, 352 с.
10. К вопросу об алмазоносности гипербазитовых поясов Армении / А.С. Павленко, Р.Г. Геворкян, А.Т. Асланян, Э.Х. Гулян, С.А. Паланджян, О.С. Егоров. — Геохимия, 1974, № 3, с. 366—379.
11. Каминский Ф.В. Кимберлитоподобные породы — ингилиты. — В кн.: Мат-ль IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, сентябрь, 1969 г. Баку, 1969, с. 258—260.
12. Каминский Ф.В. Закономерности размещения кимберлитовых (разнофациальных) и родственных им пород на Сибирской платформе. — Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 5, с. 1187—1190.
13. Каминский Ф.В. Условия образования ультрамафитов из офиолитовых серий Тихоокеанского пояса. — Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 4, с. 398—941.
14. Каминский Ф.В., Ваганов В.И. Петрологические предпосылки алмазоносности альпинотипных ультрабазитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 6, с. 35—47.

2806

15. Каминский Ф.В., Лаврова Л.Д., Шепелева К.А. О гранатах в альпинотипных ультрабазитах Урала. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 5, с. 1179—1181.
16. Каминский Ф.В., Патока М.Г., Шеймович В.С. О геолого-тектоническом положении алмазоносных базальтов Камчатки. — Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 3, с. 679—682.
17. Кутыев Ф.Ш., Кутыева Г.В. Алмазы в базальтоидах Камчатки. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 1, с. 183—186.
18. Михайлов Н.П., Полякова Е.Д. Об одном ошибочно выделенном типе коренных месторождений алмаза. — Сов. геология, 1959, № 6, с. 134—135.
19. Находки карбида кремния в естественных условиях и их генетическое значение / Ф.В. Каминский, В.И. Букин, С.В. Потапов, Н.Г. Аркус, В.Г. Иванова. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 6, с. 57—66.
20. Новые данные о бразильских карбонадо / Ф.В. Каминский, С.И. Кирикилица, Г.К. Еременко, Ю.А. Полканов, В.Я. Хренов. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 2, с. 443—445.
21. Новые находки алмазов в породах офиолитового пояса / Б.С. Лунев, Н.А. Косицына, Б.М. Осовецкий, Г.М. Арсенян, Г.А. Плужян, Пермь, 1979, 7 с. Деп. ВИНТИ 13.05.80, № 1838—80.
22. Новые находки алмазов в ультрамафитах Армении / Р.Г. Геворкян, Ф.В. Каминский, Б.С. Лунев, Б.М. Осовецкий, Н.Д. Хачатрян. — Докл. АН АрмССР, 1976, т. 63, № 3, с. 176—181.
23. О находках алмазов в пикритах Урала / Л.И. Лукьянова, Ю.Д. Смирнов, А.М. Зильберман, Б.М. Чернышева, Л.Н. Михайловская. — Записки ВМО, 1978, ч. 107, в. 5, с. 580—585.
24. О находке и исследовании кристаллов алмаза в Армении / Р.Г. Геворкян, Ю.А. Дуденков, Ю.А. Клюев, В.И. Непша, А.С. Павленко, Г.Л. Платонов, В.С. Шмаков. — Докл. АН АрмССР, 1975, т. 61, № 3, с. 160—163.
25. Орлов Ю.Л. Морфология алмаза. — М., Изд. АН СССР, 1963, 235 с.
26. Орлов Ю.Л., Каминский Ф.В. "Карбонадо" с лонсдейлитом — новая (XI) разновидность поликристаллических агрегатов алмаза. — Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 2, с. 459—461.
27. Первая находка алмаза в ультрамафитах Камчатки / Н.А. Шило, Ф.В. Каминский, Л.Д. Лаврова, Б.К. Долматов, А.Н. Плешаков, Л.А. Ткаченко. — Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 5, с. 1211—1214.
28. Первые находки алмазов в альпинотипных ультрабазитах Северо-Востока СССР / Н.А. Шило, Ф.В. Каминский, С.А. Паланджян, С.М. Тильман, Л.А. Ткаченко, Л.Д. Лаврова, К.А. Шепелева. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, с. 935—936.
29. Перчук Л.Л. Усовершенствование дупироксенного геотермометра для глубинных перидотитов. — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 3, с. 456—459.
30. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и "пироксеновые геотермы". — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1196—1199.
31. Слодкевич В.В. Поликристаллические агрегаты графита октаэдрической формы. — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 3, с. 697—700.
32. Соболев В.С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, острова Борнео и Северной Америки, М., Госгеолиздат, 1951, 127 с.

33. *Соболев В.С.* Условия образования месторождений алмазов. — Геология и геофизика, 1960, № 1, с. 7—22.
34. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974. 264 с.
35. *Шестопалов М.Ф.* Ультраосновной массив Китайских Альп Восточного Саяна и связанные с ним месторождения. — Тр. ЦНИЛ камней самоцветов, вып. 4. М. — Л., 1936, с. 84—100.
36. *Ball S.H.* Diamond sources, other than kimberlites. — Congr. Mines, Metallurgie e. Geologie applique. VI Sess. Liege, 22—28 Juin 1930. Rapp. 2. Sect. Geologie. Liege, 1930, p. 13—15.
37. *Camsell Ch.* Part of the Similkameen and Tulameen districts. — Summ. Rept. Geol. Surv. Branch Dept. Mines (Canada) for 1910. Sess. Pap. n 26. Ottawa, 1911, p. 111—119.
38. *David T.W.E.* Occurrence of diamonds in matrix of Pike and O'Donnells claim, Oakey Creek near Inwerell, New South Wales. — Comptes Rendus X Sess. Congr. Intern., Mexique, 1906, fasc. 11. Mexico, 1907, p. 1201—1210.
39. *Eggler D.H., Wendlandt R.F.* Experimental studies on the relationship between kimberlite magmas and partial melting of peridotite. — Kimberlites, Diatremes a. Diamonds. 2<sup>nd</sup> Int. Kimberlite Conf., Vol. I. Washington, D.C., 1979. p. 330—338.
40. *Fields D.S.M.* The question of diamonds in Canada. — Journ. Gemmol., 1949, v. 2, p. 103—111.
41. *Gibson T.W.* Ontario, Bur. Mines, Annu. Rept., 1914, v. 23, p. 47.
42. *Götsolf W.F.* On the occurrence of diamond as an accessory mineral in olivine and anorthite bearing bombs, occurring in basaltic lava, ejected by the volcano Gunung Ruang (Sangir—Archipelago north of Celebes). — Proc. Koninklijke Akademie van Wetenschappen the Amsterdam, 1923, v. 26, N 7—8, p. 510—512.
43. *Graham R.P.D.* Origin of massive serpentine and chrysotile—asbestos. — Quebec Econ. Geol., 1917, N 123, p. 154—174.
44. *Harger H.S.* The occurrence of diamonds in Dwyka conglomerate and amygdaloidal lavas and the origin of the Vaal river diamonds. — Trans. Geol. Soc. South. Afr., 1910, v. 12, p. 139—158.
45. *Johnston R.A.A.* Section of mineraloga. — Summ. Rept. Geol. Surv. Branch Dept. Mines (Canada) for 1910. Sess. Pap. n 26. Ottawa, 1911, p. 256—268.
46. *Lang A.H.* Prospecting in Canada. (Third edition). — Geol. Surv. Canada, Econ. Geol. Ser., N 7. Ottawa, 1956.
47. *Mertie J.B., Jr.* Platinum deposits of the Goodnews Bay district, Alaska. — (US) Geol. Surv. Profess. Paper, 1976, N 938, Washington, 42 p.
48. *Mitchell R.H., Brunfelt A.O.* Rare Earth element geochemistry of kimberlite. — Phys. a. Chem. Earth, 1975, v. 9. Oxford e.a., p. 671—686.

49. *Rubio E.* La zona diamantifera de Carratraca (Malaga). — Geol. Minería de España, 1927, t. 19, 3-e Ser., p. 3-18.

50. *Thomson J.A.* The diamond matrix in Australia. — Geol. Magazine, 1909, v. 6, N 5, p. 492-497.

Предисловие . . . . .	3
Глава I. История вопроса . . . . .	5
§ 1. Находки алмазов в ультрамафитах . . . . .	5
§ 2. Находки алмазов в базальтоидах . . . . .	9
§ 3. Теоретическое состояние проблемы . . . . .	11
Глава II. Россыпи с неустановленными первоисточниками алмазов . . . . .	12
§ 1. Общая характеристика россыпей . . . . .	12
§ 2. Особенности строения алмазов . . . . .	19
§ 3. Изотопный состав углерода алмазов . . . . .	22
§ 4. О поликристаллических агрегатах алмаза . . . . .	29
§ 5. Выводы . . . . .	38
Глава III. Ультрамафиты и щелочные базальтоиды . . . . .	40
§ 1. Ультрамафиты . . . . .	40
§ 2. Щелочные базальтоиды . . . . .	54
§ 3. Другие породы с аксессуарным алмазом . . . . .	92
§ 4. Выводы . . . . .	96
Глава IV. Алмазы и сопутствующие им минералы ультраосновных и щелочно-базальтоидных пород . . . . .	97
§ 1. Алмазы . . . . .	97
§ 2. Гранаты . . . . .	102
§ 3. Шпинелиды . . . . .	104
§ 4. Муассанит . . . . .	104
§ 5. Графит . . . . .	108
§ 6. Санидин . . . . .	111
§ 7. Выводы . . . . .	112

§ 1. Теоретические и экспериментальные данные по условиям образования алмазов . . . . . 113

§ 2. Условия образования алмазов в кимберлитах . . . . . 114

§ 3. Условия образования алмазов в некимберлитовых изверженных породах . . . . . 136

§ 4. Условия сохранности алмазов . . . . . 154

§ 5. О возможности образования алмазов в метастабильной области . . . . 161

§ 6. Выводы . . . . . 164

Заключение. . . . . 166

Список литературы . . . . . 168

ФЕЛИКС ВИТОЛЬДОВИЧ КАМИНСКИЙ

АЛМАЗОНОСНОСТЬ НЕКИМБЕРЛИТОВЫХ  
ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Редактор издательства В.И. Макеев  
Обложка художника И.Ф. Гинно  
Художественный редактор Е.Л. Юрковская  
Технический редактор О.Ю. Цишевская  
Корректор И.Н. Таранева  
Оператор Л.А. Миронова

ИБ № 5012

---

Подписано в печать 16.05.84. Т-11418. Формат 60x90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная № 1.  
Набор выполнен на наборно-пишущей машине типа ИБМ "Композер". Гарнитура  
"Сенчури". Печать офсетная. Усл. печ. л. 11,0. Усл. кр.-отт. 11,13. Уч.-изд. л. 12,0.  
Тираж 830 экз. Заказ 2806 /8983-1. Цена 1 р. 80 к.

---

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра" 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография №9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
Москва Ж-33, Волочаевская, 40

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НЕДРА" ГОТОВИТ К ПЕЧАТИ —  
НОВЫЕ КНИГИ

**ЕФРЕМОВА С.В., СТАФЕЕВ К.Г.** Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. 40 л., 2 р. 40 к.

Рассмотрены составные части горных пород, выражаемые в виде окислов, общие особенности химизма магматических, осадочных и метаморфических горных пород, их средние составы, способы пересчетов, а также изображения химических составов горных пород на диаграммах (бинарные, фигурные, точечные, треугольные, прямоугольные, столбчатые, четверные, парагенетические и др.) и значение различных диаграмм для петрологического анализа горных пород. Приведены новые методы с использованием математического аппарата и ЭВМ. Пособие в таком полном объеме выпускается впервые.

Для геологов и петрографов, занимающихся исследованием горных пород, специалистов ряда смежных наук. Может быть использовано преподавателями и студентами геологических специальностей вузов и университетов.

**КЛАССИФИКАЦИЯ** лунных магматических пород / Богатиков О.А., Гоньшаква В.И., Фрих-Хар Д.И. и др. 7 л. 35 к.

Впервые осуществлена классификация лунных магматических пород на основе принципов, апробированных при систематике земных образований и с применением методов математической статистики. Подобный унифицированный подход не только подчеркивает общность магматизма Земли и Луны, но и позволяет корректировать на основании опыта излучения земных пород выделение таксономических подразделений лунных пород и сравнивать их с одноименными земными. Как и для земных пород классификация лунных магматических пород дается на химико-минералогической основе и является многоступенчатой.

Для геологов различных специальностей: петрологов, петрографов, планетологов.

КОВАЛЕВ А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. — 2-е изд., перераб. и доп. 19 л. 3 р. 30 к.

Обобщены достижения теории тектоники литосферных плит в части создания геодинамических моделей основных типов структурных элементов земной коры и применения этих моделей для понимания условий формирования и закономерностей размещения полезных ископаемых. Приводятся новые региональные и локальные поисковые геологические критерии для месторождений нефти, бокситов, меди и полиметаллов, золота, олова, хромитов и других полезных ископаемых. Во втором издании (1-е изд. — 1978) уточнены геодинамические модели окраинных морей и активных окраин континентов, переработаны и дополнены геотектонические классификации геологических формаций и месторождений полезных ископаемых, рассмотрен комплекс новых поисковых геологических критериев.

Для геологов различных специальностей; может быть полезна студентам геологических факультетов вузов и университетов.

ПАТАЛАХА Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя: (обоснование, методика приложение). 14 л., 70 к.

Дано геологическое обоснование метода тектонофациального анализа. Раскрыта характерная для земной коры складчатых областей фанерозоя вертикальная термодинамическая зональность, выделяются эпи-, мезо-, и катазона. Рассмотрены методика, техника и приложение тектонофациального анализа к условиям мезозоны. Дано определение тектонофаций, обоснована диагностическая десятибальная шкала, построенная на корреляции структурно-парагенетического и кинематического начал, пригодная для реального структурного прогноза. Изложена методика и техника полевых и камеральных тектонофациальных исследований, обсуждены результаты тектонофациального анализа ряда палеозойских складчатых систем Казахстана.

Для геологов, изучающих тектонику, геодинамику и металлогению складчатых областей.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел "Книга-почтой" магазинов:

№ 17 — 199178, Ленинград, В.О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

Издательство "Недра"

1 р. 80 к.



4835

НЕДРА