

АМАЗЫ



СИБИРИ



ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ

H. Tracy



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ
И ОХРАНЫ НЕДР СССР



АЛМАЗЫ СИБИРИ



*Государственное научно-техническое издательство
литературы по геологии и охране недр*

1957

В составлении данной работы участвовали сотрудники Ама-
кинской экспедиции Главуралсибгеологии Министерства геоло-
гии и охраны недр СССР в составе: *А. П. Бобриевич, М. Н. Бон-
даренко, М. А. Гневушев, Н. В. Кинд, Б. Я. Корешков, Н. А. Ку-
рылева, З. Д. Нефедова, Л. А. Попугаева, Е. Э. Попова,
В. Д. Скульский, Г. И. Смирнов, Р. К. Юркевич, Г. Х. Файн-
штейн и В. Н. Щукин.* Научные редакторы: *А. П. Буров и
В. С. Соболев*



ПРЕДИСЛОВИЕ

Алмаз является самым твердым из всех известных минералов и искусственных сплавов. Непревзойденная твердость алмазов и стойкость их к действию химических реагентов и изнашиванию обусловили широкое применение алмазов в технике. Алмаз относится к драгоценным камням первого класса и используется в ювелирном деле.

В настоящее время трудно найти такую отрасль промышленности, в которой в той или иной мере не применялись бы алмазы. Особенно широко они используются в металлообрабатывающей, камнерезной и абразивной отраслях промышленности, а также при бурении твердых пород. Применение алмазов во много раз ускоряет производственные процессы, повышает качество продукции и точность изделий. Поэтому, несмотря на большие успехи, достигнутые в изготовлении твердых и сверхтвердых сплавов, потребность промышленности в алмазах возрастает из года в год.

В связи с увеличением спроса на технические алмазы растет и мировая добыча их, достигшая к началу второй мировой войны (1940 г.) свыше 14,4 млн. каратов. Во время войны добыча алмазов снизилась до 9—11 млн. каратов, но в 1949 г. вновь достигла довоенного уровня. Особенно быстрый рост добычи алмазов наблюдался за последние пять лет. В 1954 г. мировая добыча алмазов достигла 20,4 млн. каратов, из которых 16,8 млн. каратов, т. е. около 82 %, пришлось на долю технических алмазов.

Приведенные цифры достаточно наглядно показывают, какое большое значение приобрели в последние годы технические алмазы. Острую нужду в них испытывает и наша отечественная промышленность.

Подготовленная на Урале сырьевая база алмазов ввиду низкого содержания алмазов в россыпях не может обеспечить развертывания крупной алмазодобывающей промышленности. Добыча алмазов, организованная на месторождениях западных склонов Среднего Урала в 1941—1944 гг., до сих пор ведется в небольших размерах и не обеспечивает потребности отечественной промышленности в технических алмазах. Получение же алмазов из-за границы сильно затруднено из-за препятствий, чинимых капиталистическими странами, контролирующими мировой алмазный рынок. Ввиду этого применение технических алмазов в СССР ограничено. Многие отрасли нашей промышленности совсем не получают алмазов и работают на заменителях. В частности, все буровые работы практически переведены на заменители.

По предварительным расчетам, переход на алмазное разведочное бурение только Министерства геологии и охраны недр СССР и Министерства цветной металлургии СССР может давать ежегодную экономию в несколько сот миллионов рублей. Еще больший эффект даст переход на алмазы в металлообрабатывающей, станкостроительной, приборостроительной и абразивной отраслях промышленности.

В связи с огромными задачами по дальнейшему развитию народного хозяйства и повышению производительности труда, которые поставлены XX съездом КПСС по шестому пятилетнему плану, обеспечение промышленности отечественными алмазами становится важнейшей проблемой общегосударственного значения.

В 1954—1955 гг. в Якутской АССР открыты богатые алмазоносные россыпи и коренные месторождения алмазов, которые по содержанию алмазов могут быть поставлены в один ряд с эксплуатируемыми месторождениями алмазов зарубежных стран, в том числе и месторождениями Южной Африки.

Широкие перспективы алмазоносности Сибирской платформы, выявленные в результате работ последних лет и особенно 1955—1956 гг., обеспечивают возможность организации в Якутской АССР алмазодобывающей промышленности в масштабах, полностью удовлетворяющих потребность СССР в технических алмазах.

Работа коллектива геологов Амакинской экспедиции Главуралсибгеологии Министерства геологии и охраны недр СССР «Алмазы Сибири» подготовлена на основании новейших материалов по изучению алмазоносности Сибирской платформы, включая материалы исследований 1955 г. В ней впервые дается описание открытых на территории Якутской АССР коренных месторождений алмазов, подробно рассматриваются петрография и минералогия кимберлитов, а также кристаллография и минералогия алмазов. В работе приводится также характеристика алмазоносных россыпей Вилюйского бассейна и дается описание методики геолого-разведочных работ на алмазы в условиях Сибирской платформы.

Ввиду обилия и новизны содержащегося в ней фактического материала, а также благодаря большой актуальности проблемы обеспечения народного хозяйства отечественными алмазами данная работа представляет большой интерес для широкого круга советских геологов, несмотря на неполноту материалов по коренным месторождениям алмазов и недоработанность отдельных вопросов.

К. Коришонов



І. ГЕОЛОГИЯ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ БАСЕЙНА р. ВИЛЮЙ

Вилуйский алмазonoсный район (рис. 1 и 2 — вклейка) расположен в северо-западной части Якутской АССР и охватывает бассейн р. Вилуй и его крупных притоков: рр. Марха, Тюнг, Ыгыатта, Ахтаранда, Большая и Малая Батуобии *. Общая площадь алмазonoсного района превышает 300 тыс. км².

В последнее время границы района значительно расширяются на север. Промышленная алмазonoсность обнаружена в бассейнах рр. Муна и Оленек.

Вилуйский алмазonoсный бассейн в структурном отношении расположен в центральной части Сибирской платформы в месте сопряжения нескольких крупных разновозрастных структур: Анабарской нижнепалеозойской антеклизы, Ангара-Ленского нижнепалеозойского прогиба, верхнепалеозойской Тунгусской синеклизы и мезозойской Вилуйской синеклизы **. Это определяет пространственное размещение развитых на описываемой территории пород палеозоя и мезозоя.

Вся северная часть района, относящаяся к южному склону Анабарской антеклизы, складывается преимущественно осадочными породами верхнего кембрия и нижнего ордовика, очень полого падающими на юго-запад, в сторону Тунгусской синеклизы, где они постепенно сменяются отложениями среднего и верхнего ордовика и нижнего силура.

К северу от описываемого района по направлению к центру Анабарского массива выходят более древние осадочные породы среднего и нижнего кембрия и рифея (верхний протерозой).

Указанные выше осадочные, почти не дислоцированные породы нижнего палеозоя и верхнего протерозоя с большим перерывом и угловым несогласием залегают на складчатых породах древнего докембрия, составляющих фундамент платформы. Суммарная мощность верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений (от рифея до силура включительно), или—что то же — глубина залегания кристаллического фундамента, определяется по данным Н. С. Зайцева, цифрами порядка 1500—2000 м.

К югу поле развития нижнепалеозойских пород анабарского склона, сужаясь, переходит в северо-восточную часть Ангара-Ленского нижнепалеозойского прогиба, в пределах которого отмечается ряд крупных положительных и более мелких отрицательных структур и куполовидных образований.

* На геологической карте (рис. 2) названия последних двух рек даны по-якутски: р. Большая Батуобия-Улахан-Ботубуйа, р. Малая Батуобия-Уччугуй-Ботубуйа.

** Названия структур даны по Н. С. Шатскому и Н. С. Зайцеву (1954).

С запада и северо-запада указанный прогиб ограничивается бортом Тунгусской синеклизы, сложенным маломощными осадочными и туфогенными породами верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, интродуцированными пластовыми и секущими телами траппов. В восточном и юго-восточном направлениях породы нижнего палеозоя постепенно погружаются под кон-

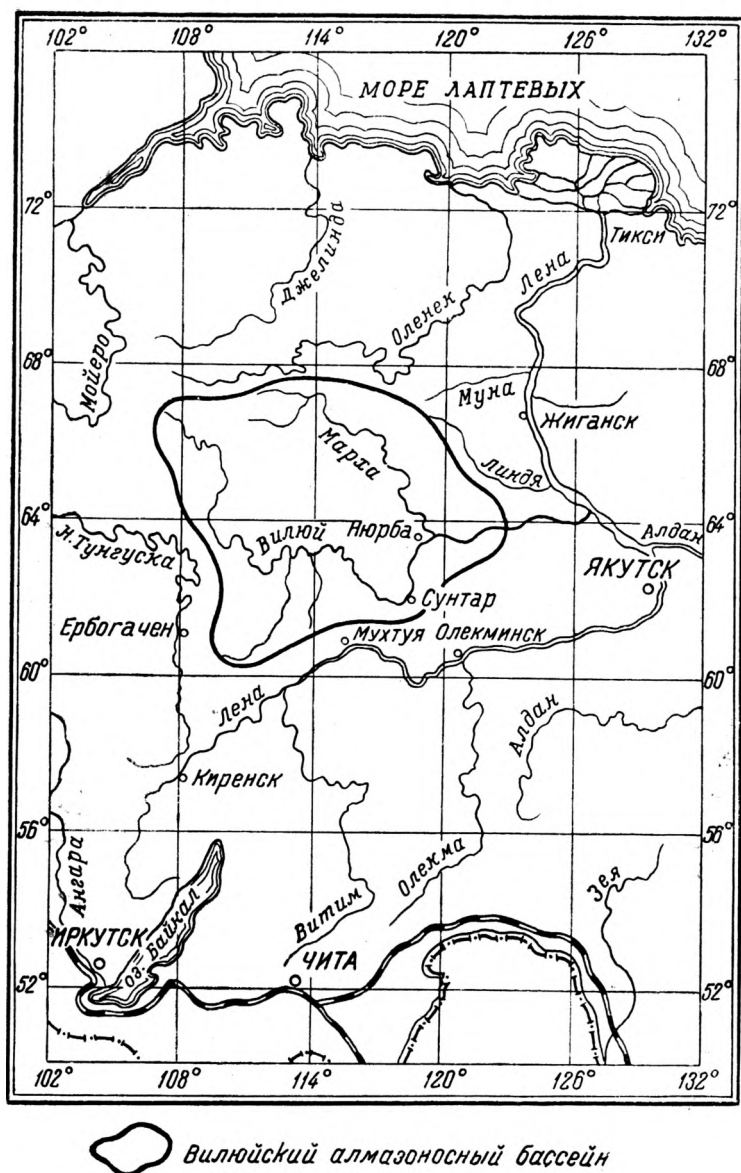


Рис. 1. Обзорная карта центральной части Якутской АССР

тинентальные и морские отложения нижней юры, слагающие прибортовую часть Вилюйской синеклизы и пологий, наложенный Тунгусско-Вилюйский мезозойский прогиб. Мощность нижнеюрских отложений здесь не превышает 100 м. По направлению к востоку, т. е. к центру Вилюйской синеклизы, породы нижней юры сменяются все более и более молодыми отложениями мезозоя, мощность их постепенно возрастает в этом направлении. Центральная часть Вилюйской синеклизы сложена уже меловыми осадками. По последним данным суммарная мощность всех мезозойских отложений превышает 3 км.

Основные изверженные породы траппового комплекса тяготеют к борту Тунгусской синеклизы и приурочены к зоне глубинных разломов, возникших в местах растяжения земной коры на границах Тунгусской синеклизы и окружающих ее нижнепалеозойских структур. Основная фаза траппового вулканизма относится к триасу.

Имеется возрастная аналогия между сибирскими траппами и долеритами Карру Южной Африки, что подчеркивает сходство в геологическом развитии этих двух крупных докембрийских платформ и приуроченных к ним алмазоносных провинций.

Сходство усугубляется присутствием на Сибирской платформе своеобразных щелочных базальтоидов, сходных с базальтоидами, сопровождающими кимберлиты Южной Африки, что и послужило основанием для соответствующих прогнозов.

В настоящее время на Сибирской платформе установлены уже вполне достоверные кимберлиты, совершенно аналогичные по своим петрографическим особенностям и залеганию кимберлитам Южной Африки.

Эти породы приурочены к локальным структурам, вертикально уходящим на глубину и известным под названием «трубок взрыва». Кимберлиты, выполняющие трубки, являются материнской породой как южноафриканских, так и сибирских алмазов.

Кимберлитовые трубки в Вилюйском алмазоносном бассейне открыты в двух районах, отстоящих друг от друга на расстоянии нескольких сотен километров: на юге — в Мало-Батуобинском районе и на севере — в Дадалдынском районе. Оба района располагаются на борту Тунгусской синеклизы в поле почти сплошного развития карбонатных пород ордовика, непосредственно примыкающего к зоне максимального распространения траппов.

Ниже дается описание геологического строения указанных районов и геологии самих кимберлитовых трубок.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК МАЛО-БАТУОБИНСКОГО РАЙОНА

В административном отношении данная территория входит в Сунтарский район Якутской АССР.

Описываемый район расположен в бассейне р. Малая Батуобия крупного правого притока р. Вилюй, в пределах Средне-Сибирской плоской возвышенности, на границе ее с Лено-Вилюйской низменностью.

Бассейн р. Малая Батуобия располагается на стыке двух крупных разновозрастных структурных областей: верхнепалеозойской Тунгусской синеклизы и мезозойской Вилюйской впадины, что определяет неоднородность и сложность геологического строения этой территории (рис. 3).

Основание разреза слагают гипсоносные пестроцветные мергели, относимые к верхоленской свите верхнего кембрия. Они имеют ничтожно малое распространение и выходят на дневную поверхность лишь в нескольких пунктах в ядрах крутых брахиантиклинальных складок. Отложения верхоленской свиты постепенно переходят в мощную (до 200 м) толщу песчано-карбонатных и глинисто-карбонатных пород, относимых большинством геологов к усть-кутской свите нижнего ордовика. Эти породы имеют очень широкое распространение и являются основными в геологическом разрезе данного района. Для низов свиты характерно переслаивание массивных и плитчатых доломитов и известняков с пестрыми мергелями. В верхней части разреза преобладают песчано-карбонатные породы. На размытой поверхности нижнепалеозойских пород залегают песчаные отложения предположительно каменноугольного возраста (эмяксинская свита), обнаруженные только в одном пункте, и континентальные песчано-глинистые отложения продуктивной свиты нижней перми, которые также сохранились в виде небольших пятен на северо-западе территории.

Мощность последних не превышает нескольких десятков метров. На некоторых участках породы продуктивной свиты перекрываются маломощными (10—20 м) туфогенными образованиями (туфами, туфопесчаниками, туфоконгломератами), относящимися к туфогенной свите верхнепермско-нижнетриасового возраста. Характер контакта их с нижнепермскими отложениями не ясен.

Отложения нижнего и среднего палеозоя интродуцированы основными изверженными породами траппового комплекса, представленными однообразными по составу, мелко- и среднекристаллическими оливиновыми диабазами. Наиболее распространены пластовые интрузии, достигающие на северо-западе мощности около 100 м. В юго-восточном направлении мощность их убывает; в верхнем течении р. Малая Батуобия они вообще не прослеживаются. Из секущих тел наиболее часто встречаются дайки, реже интрузии неправильной формы. Дайки распространены как в зоне наибольшего сгущения траппов на северо-западе территории, так и вне ее, где они прослеживаются в породах ордовика. Внедрение основной массы диабазов произошло, повидимому, в триасе, поскольку они интродуцируют как породы нижнего палеозоя, так и продуктивную (P_1) и туфогенную (P_2-T) свиты.

Мезозойские отложения представлены песчаниками и конгломератами нижнего лейаса (укугутская свита), которые залегают на размытой поверхности всех указанных выше более древних осадочных и изверженных пород. Наиболее широко нижнеюрские отложения распространены на юге района, где они выполняют пологий прогиб, протягивающийся почти в широтном направлении от р. Нижняя Тунгуска в сторону бассейна р. Вилюй, где он сливается с краевой частью Вилюйской впадины. Мощность песчано-конгломератовых отложений укугутской свиты постепенно увеличивается к осевой части прогиба, достигая здесь 100 м. В прибрежной части прогиба юрские отложения размыты и сохранились в виде отдельных изолированных пятен. Мощность их здесь не превышает 20—25 м.

На континентальных отложениях нижнего лейаса согласно залегают прибрежно-морские глинисто-известкисто-песчанистые отложения среднего лейаса, которые сохранились от размыва на очень ограниченных площадях. Мощность их не более 10—12 м.

К кайнозою (?) относятся древние аллювиальные песчано-гравийно-галечные отложения и каолиновые глины предположительно третичного возраста. Они были обнаружены в 1955 г. только в бассейне среднего течения р. Иирэлээх, где сохранились в виде небольшого пятна на плоском междуречье, сложенном карбонатными породами усть-кутской свиты ордовика. Вопрос о возможности более широкого распространения этих отложений должен быть решен при дальнейших исследованиях.

В районе широко развиты четвертичные элювиальные, делювиально-солифлюкционные и озерно-болотные отложения междуречий и верховий рек, а также песчано-галечные современные (русловые) и древние (террасовые) аллювиальные накопления долин наиболее крупных рек.

Породы нижнего палеозоя, среднего палеозоя и мезозоя, а также магматические породы траппового комплекса распространены неравномерно и приурочены к определенным областям или зонам, вытянутым в северо-восточном направлении и подчиненным общему простиранию структур этой части Сибирской платформы.

В строении северо-западной части бассейна р. Малая Батуобия основную роль играют траппы, внедрившиеся в породы нижнего и верхнего палеозоя. К юго-востоку от полосы распространения траппов лежит область, характеризующаяся развитием пород ордовика с отдельными участками, несогласно перекрытыми более молодыми нижнепермскими и нижнеюрскими отложениями. Наконец вся южная и юго-восточная части бассейна слагаются континентальными отложениями нижней юры с не-

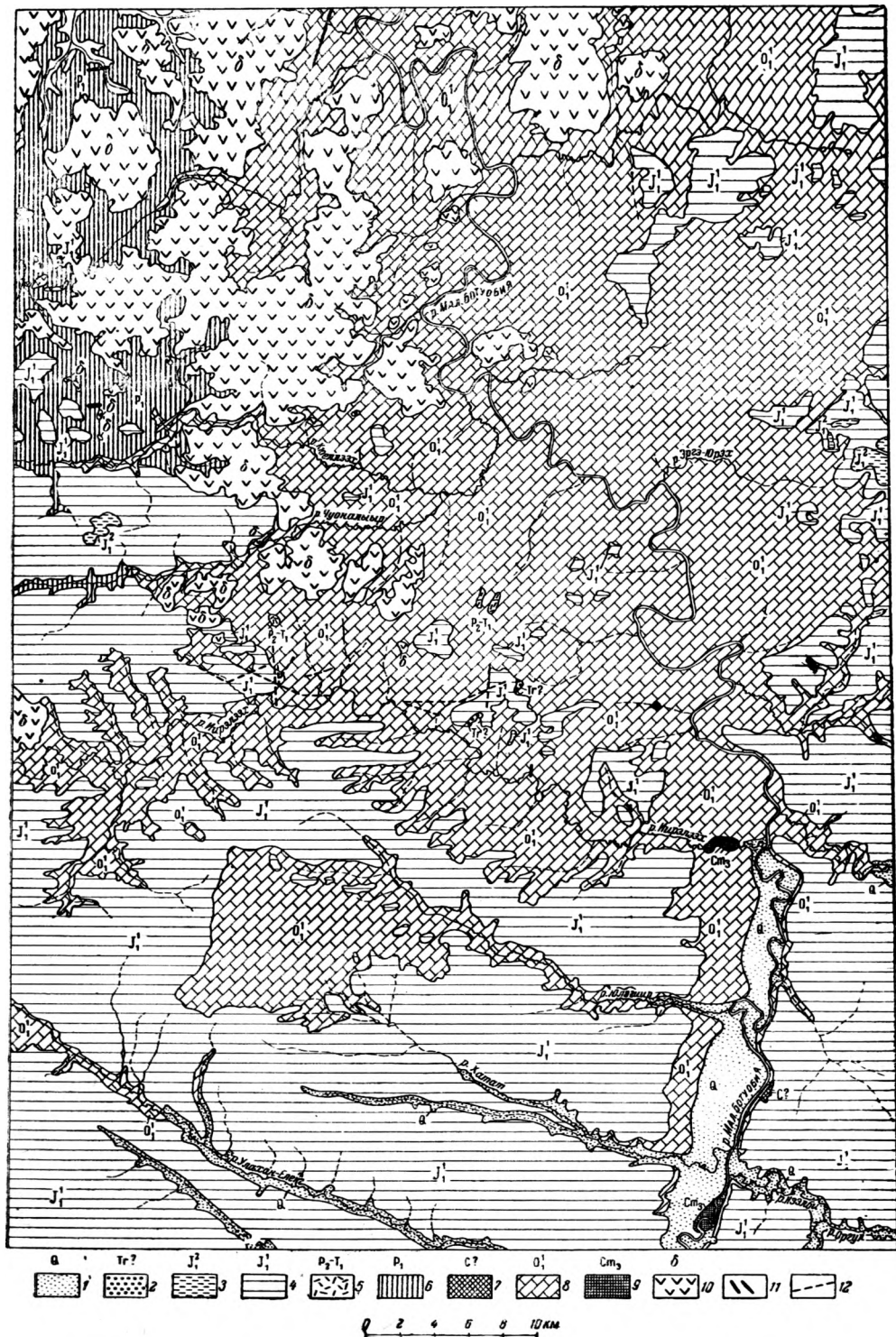


Рис. 3. Геологическая карта бассейна среднего течения р. Малая Батуобия. Составлена Н. В. Кинд, М. П. Метелкиной, Ю. И. Хабардиным и др.

1—аллювиальные отложения четвертичного возраста; 2—песчано-гравийно-галечные отложения и каолиновые глыбы предположительно третичного возраста; 3—морские глинисто-известково-песчаные отложения с фауной среднего лейаса; 4—континентальные песчано-конгломератные отложения нижнего лейаса (укугутская свита); 5—туфогенные отложения верхнепермского—нижнетриасового возраста (туфогенная свита); 6—континентальные песчано-глинистые отложения нижнепермского возраста (продуктивная свита); 7—песчаные отложения предположительно каменноугольного возраста (эмяксинская свита); 8—песчано-кабанатные и глинисто-кабанатные отложения нижнего ордовика (усть-кутская свита); 9—красноцветные гипсоносные отложения верхнего кембрия (верхоленская свита). 10—пластовые интрузии траппов; 11—дайки траппов; 12—тектонические линии

большими участками, покрытыми прибрежно-морскими юрскими осадками.

Такая четкая зональность геологического строения определяется в первую очередь тектоникой района. Описываемая территория располагается в пределах трех структур северо-восточного простирания (рис. 4): 1) юго-

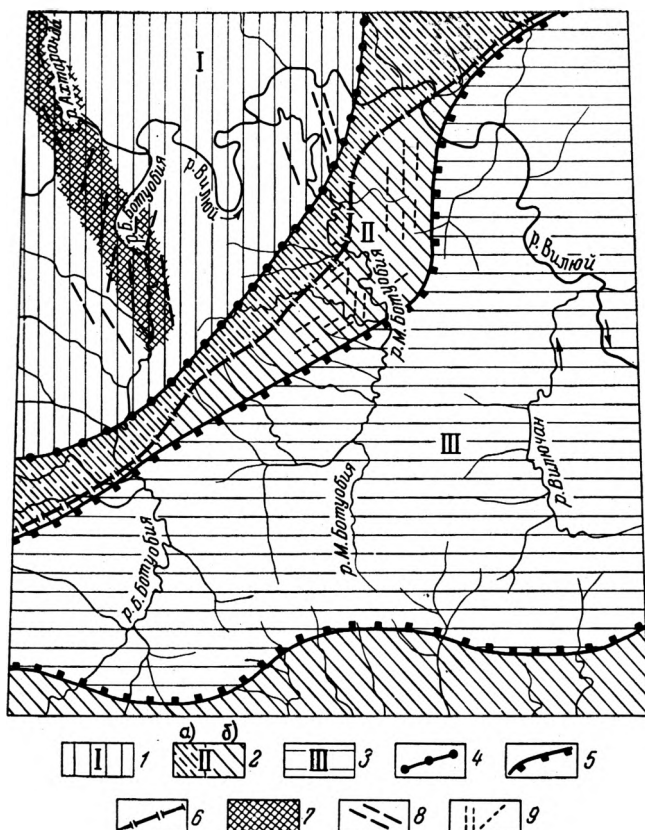


Рис. 4. Тектоническая схема правобережья р. Вилюй на участке р. Ахтаранда—р. Вилючан. Составлена Н. В. Кинд

1—юго-восточный борт Тунгусской синеклизы, совпадающий с областью максимального распространения пород продуктивной свиты нижней перми (I); 2—область относительно приподнятого залегания пород нижнего палеозоя на борту Вилюйской синеклизы и Тунгусско-Вилюйского мезозойского прогиба (II); а) прорванного многочисленными интрузиями траппов; б) почти без интрузий траппов; 3—Тунгусско-Вилюйский мезозойский прогиб и прибортовая часть Вилюйской синеклизы (III); 4—граница Тунгусской синеклизы в верхнем палеозое; 5—современные границы Вилюйской синеклизы и Тунгусско-Вилюйского мезозойского прогиба, совпадающие с границами относительно более резкого погружения нижнего палеозоя; 6—внешняя граница максимального распространения траппов; 7—площади максимальной сгущения интрузивных диабазов с интенсивным проявлением постмагматической минерализации (продолжение зоны глубинных разломов, протягивающейся вдоль борта Тунгусской синеклизы); 8—древние (верхнепалеозойские) глубинные разломы, послужившие основными каналами для внедрения траппов; 9—линии более молодых (преимущественно мезозойско-кайнозойских) мелких разломов, рвов и трещин разрывов и отседания

восточного борта Тунгусской синеклизы, совпадающего с областью максимального распространения пород продуктивной свиты, 2) области относительно приподнятого залегания пород нижнего палеозоя на борту Вилюйской синеклизы и Тунгусско-Вилюйского мезозойского прогиба и 3) Тунгусско-Вилюйского мезозойского прогиба.

Перечисленные структуры в целом отвечают трем структурным ярусам. Породы нижнего палеозоя, слагающие нижний структурный ярус, залегают почти горизонтально со слабым погружением на восток.

На фоне общего моноклинального падения пород наблюдается несколько пологих антиклинальных структур, фиксируемых появлением на дневную поверхность наиболее древних верхнекембрийских отложений и отложений нижних горизонтов усть-кутской свиты. Возможно, что эти структуры связаны с соляной тектоникой. С ней же связывается и широко распространенная в породах нижнего палеозоя мелкая брахискладчатость.

Породы верхнего палеозоя, слагающие средний структурный урус, залегают горизонтально на размытой поверхности нижнепалеозойских отложений.

В южном и юго-восточном направлениях породы нижнего палеозоя уходят под нижнеюрские отложения верхнего структурного уруса, выполняющие пологий Тунгусско-Вилуйский мезозойский прогиб. Довольно резкое погружение нижнепалеозойских пород на борту прогиба является, повидимому, следствием молодых тектонических подвижек — относительного опускания центральной части прогиба и поднятия прибортовой. С этими же движениями предположительно связываются широко наблюдающиеся в районе мелкие разломы, рвы и трещины разрывов, хорошо прослеживающиеся на аэрофотоснимках и имеющие два строго выдержанных направления: меридиональное и северо-восточное, отвечающие в основном современным контурам Тунгусско-Вилуйского прогиба. Более древние глубинные разломы, использованные трапповой магмой при ее внедрении, имеют в основном меридиональное и северо-западное направления.

Большое количество дизъюнктивных нарушений наблюдалось западнее описываемой территории, в бассейне среднего течения р. Большая Батуобия, расположенном в области максимального распространения интрузий траппов. Эта область интенсивных разрывов и блоковых подвижек является юго-восточным продолжением зоны разломов, в которую попадает бассейн р. Ахтаранда и прилегающая к нему часть бассейна р. Вилуй. К востоку, по направлению к р. Малая Батуобия интенсивность дизъюнктивных нарушений заметно ослабевает, хотя отдельные разломы имеют место, повидимому, и здесь, что доказывается наличием резких тектонических несогласий между породами усть-кутской свиты и более молодыми породами нижней перми и нижней юры, а также присутствием отдельных даек траппов в полосе развития осадочных толщ нижнего палеозоя.

Еще до открытия коренных месторождений алмазов в бассейне р. Малая Батуобия, исследованиями 1954 г. определилась пространственная связь ореола рассеяния пиропов, а следовательно, и района предполагаемого распространения кимберлитовых трубок с определенной тектонической структурой, а именно с областью относительно приподнятого залегания пород нижнего палеозоя, непосредственно примыкающей с юго-востока к полю массового развития траппов. Именно эта переходная, тектонически неустойчивая зона, расположенная на борту мезозойского прогиба, рассматривалась, как наиболее перспективная для поисков коренных месторождений алмазов. На юго-запад, по направлению к р. Большая Батуобия, эта переходная зона выклинивается и граница максимального распространения траппов здесь непосредственно примыкает к Тунгусско-Вилуйскому прогибу, что позволило высказать предположение о малой перспективности бассейна р. Большая Батуобия в отношении коренной алмазоносности.

Исследования 1955 г., проведенные поисково-съемочными и поисково-разведочными партиями Амакинской экспедиции, подтвердили правильность этого прогноза. Открытая в бассейне р. Малая Батуобия кимберлитовая трубка располагается именно в пределах указанной структуры, а широкая повсеместная «зараженность» ее пиропами дает основание предполагать наличие здесь других кимберлитовых трубок, открытие ко-

торых является делом будущих поисковых работ *. Данные поисковых и съемочных работ, проведенных западнее, в бассейне р. Большая Батуобия, подтвердили малую перспективность ее в отношении коренной и россыпной алмазности.

ГЕОЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ „МИР“

В июне 1955 г. партией № 132 Амакинской экспедиции в бассейне р. Малая Батуобия была открыта первая кимберлитовая трубка, получившая название «Мир».

Геологическое строение участка, примыкающего к трубке «Мир», довольно простое (рис. 5). Самыми древними являются здесь карбонатные породы усть-кутской свиты, представленные преимущественно толсто- и тонкоплитчатыми доломитами и известковистыми доломитами, переслаивающимися с серыми и реже красноватыми мергелями. Отложения усть-кутской свиты залегают почти горизонтально, но осложнены мелкой брахискладчатостью.

На породы усть-кутской свиты с резким размывом ложатся континентальные песчано-глинистые отложения, относящиеся, по данным спорово-пыльцевого анализа, к нижней юре. Эти отложения на описываемом участке представлены несколько необычными для нижней континентальной толщи юры мелкообломочными угленосными фациями. Основную часть разреза составляют слоистые, серые и желтые, неравномерно окрашенные, рыхлые и плотные глины, глинистые пески, тонкослоистые полосчатые аргиллиты и алевролиты с растительными остатками. В них заключены невыдержанные по простираанию и мощности прослои и линзы сажи-стых глин и бурых углей, мощностью от нескольких сантиметров до 0,5—0,8 м, а возможно и больше, так как некоторые мелкие шурфы не вскрыли подошвы слоя углей.

В основании видимой части разреза встречаются светло-серые аркозовые пески и песчаники, а также ржаво-бурые ожелезненные плотные разнотерристые пески.

Самые верхние горизонты нижнеюрских отложений сложены рыхлыми и плотными средне- и крупнозернистыми полимиктовыми песками, желтого и серовато-желтого цветов с прослоями галечников и гравийных песков. Верхняя часть разреза литологически ничем не отличается от широко распространенных типичных нижнеюрских континентальных отложений (укугутская свита).

Нижнеюрские отложения наиболее полно представлены непосредственно к северо-востоку от трубки «Мир» на плоской междуречной поверхности, где они образуют в плане неправильное овальное пятно и размываются с северо-востока и юго-востока верховьями небольших ручьев.

На северо-западе отложения нижней юры находятся в резком тектоническом несогласии с породами усть-кутской свиты и контактируют с ними по линии предполагаемого сброса, протягивающегося в северо-восточном направлении вдоль ручья Хабардина. Трубка «Мир» располагается на продолжении линии этого предполагаемого сброса.

К востоку и юго-востоку от трубки нижнеюрские отложения залегают нормально на породах нижнего палеозоя. Контакт их проходит на абсолютной высоте 330—340 м и относительной высоте 60—70 м.

Мощность нижнеюрских отложений от 1—3 до 15 м и, возможно, больше—вблизи линии сброса у его северо-западного опущенного крыла.

* Обнаруженная в 1956 г. еще одна кимберлитовая трубка, получившая название «Коллективная», располагается также в пределах указанной структуры. Кроме того, на этой же площади геофизическими работами выявлено несколько крупных магнитных аномалий.

Восточнее и южнее описанного участка верхние песчано-гравийно-галечные горизонты нижнеюрских отложений в виде отдельных пятен ложатся непосредственно на карбонатные породы ордовика. Угленосные фации здесь отсутствуют.

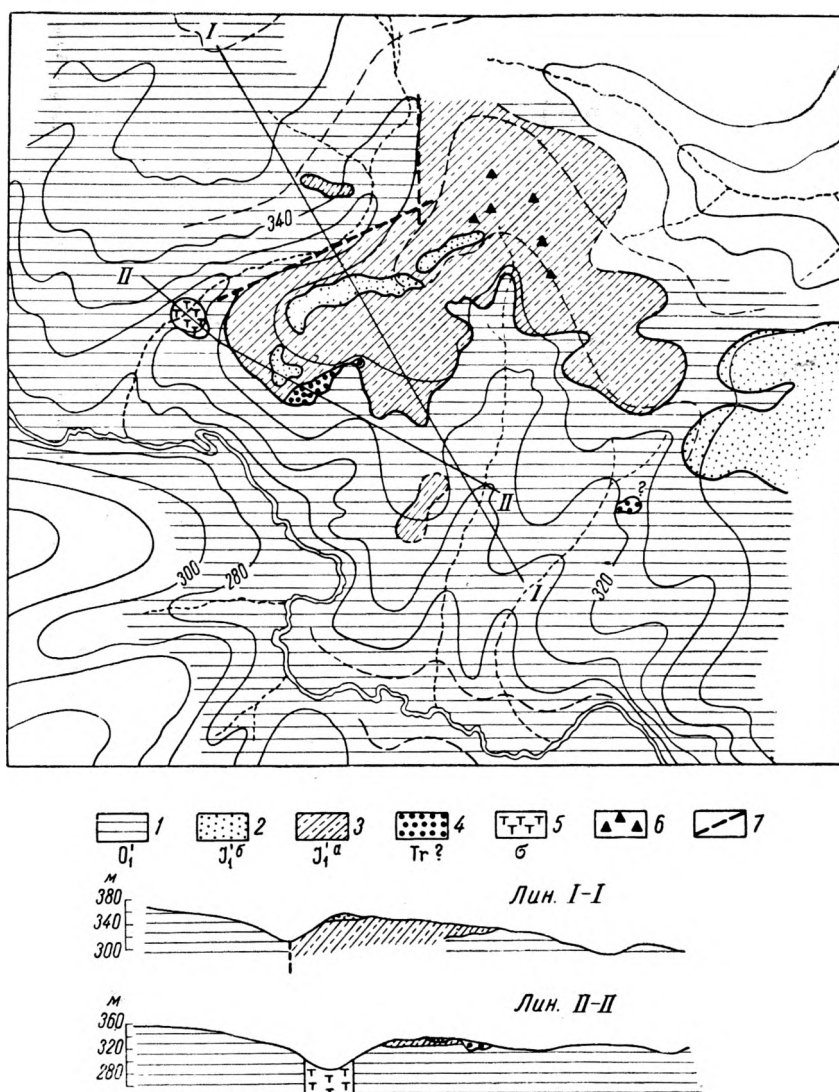


Рис. 5. Схематическая геологическая карта левобережья р. Ирэлэеж в районе трубки «Мир». Составлена Н. В. Кинд, П. Ф. Потаповым и Е. Н. Елагиной по материалам партий № 132 и № 200

1—доломиты, известняки, мергели нижнего ордовика (усть-кутская свита); 2—глины, глинистые пески, алевролиты и угли нижней юры (нижняя толща укугутской свиты); 3—песчаные, песчано-гравийные и песчано-галечные отложения нижней юры (верхняя толща укугутской свиты); 4—песчано-гравийно-галечные отложения, каолиновые глины предположительно третичного возраста; 5—кимберлиты; 6—угли в отложениях нижней юры, вскрытые горными выработками; 7—предполагаемые линии сбросов

Наиболее молодыми образованиями (не считая четвертичных) являются, повидимому, открытые в 1955 г. партией № 200 своеобразные глинистые и песчано-гравийные алмазоносные отложения, сохранившиеся от размыва на очень небольшой площади (200 × 400 м) вблизи трубки «Мир». Характерной особенностью этих отложений, резко отличающихся от окружающих пород, является однообразный состав крупнообломочного материала, представленного галькой и гравием кварца, кварцита, кремня

и других устойчивых пород с небольшой примесью сильно разрушенной гальки каолинизированных пород неясного состава. В основании толщи залегают плотные и тяжелые каолиновые глины, яркой и пестрой окраски (серые, голубовато-серые, желтые, малиновые и др.).

Литологические особенности этой толщи свидетельствуют об ее озерно-аллювиальном генезисе и образовании за счет переотложения продуктов химического выветривания окружающих пород в условиях слабо расчлененного рельефа.

Этим хорошо объясняется высокая концентрация в ней алмазов, в несколько раз превосходящая концентрацию алмазов в самих кимберлитах. Мощность описываемых отложений очень невелика — от 1 до 5 м. Довольно резкие колебания мощностей на очень небольшом пространстве, возможно, объясняются закарстованностью подстилающих карбонатных пород палеозоя, что способствовало сохранению их от размыва.

Возраст этих отложений условно принимается как дочетвертичный, по всей вероятности, третичный, исходя из общих соображений и аналогии с другими районами Сибирской платформы, для которых отмечалось присутствие каолиновой коры выветривания на породах верхнего мела.

Взаимоотношение кимберлитовой трубки «Мир» с описанными породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя хорошо иллюстрируются картой и профилями (рис. 5). Трубка рвет породы усть-кутской свиты, непосредственных контактов с более молодыми отложениями в настоящее время не наблюдается. В плане трубка «Мир» имеет форму неправильного овала, вытянутого с северо-запада на юго-восток. Размеры ее 490×320 м (рис. 6).

Горные выработки вскрыли в основном верхнюю, разрушенную выветриванием часть кимберлитового тела до глубины 3,5—4 м и лишь некоторые из них достигли плотных неизмененных пород. Независимо от глубины эрозионного среза строение верхней части трубки следующее*.

Сверху до глубины 0,5—1,2 м прослеживается делювиально-элювиальный слой, представляющий собой мелкозернистый, слегка глинистый песок или дресву кимберлита с чешуйками сине-зеленого хлорита, зернами пиропы и ильменита. Он включает редкую щебенку твердых кимберлитов, а также остроугольные и округлые обломки вмещающих пород. Делювиальные отложения окрашены в зеленовато-серые и зеленовато-желтые цвета. Местами в делювии отмечается слоистость, направление которой обычно соответствует уклону местности. В периферийных частях трубки строение делювия несколько иное. Здесь резко преобладают крупные обломки и глыбы карбонатных пород усть-кутской свиты, которые иногда образуют сплошной слой делювия мощностью до 1—1,5 м, погребаящий под собой элювий кимберлита.

Далее до глубины 2—3 м залегает сильно разрушенный выветриванием кимберлит. Он представлен рыхлой, реже распадающейся на щебень и дресву породой зеленовато-серого, желто-зеленого, темно-зеленого и иногда голубого цветов, богатой сине-зеленым хлоритом, пиропом и, в меньшей степени, ильменитом. Крупность обломков с глубиной увеличивается. Порода пронизана сетью тонких (до 0,5 см) прожилков, выполненных кальцитом. В менее разрушенных выветриванием участках наблюдается серия вертикальных, реже слабо наклонных трещин, среди которых преобладают трещины юго-восточного (110—120°) и юго-западного (210—230°) направления. По трещинам нередко наблюдается ожелезнение и кимберлит около них окрашивается в оранжевые и бурые цвета. С глубиной кимберлит становится более массивным и постепенно переходит в плотную монолитную породу.

В поперечном сечении кимберлитовое тело имеет неоднородное строение. По структурным признакам довольно отчетливо выделяются два

* Описание трубки приводится по данным горных выработок.

типа пород: мелкообломочный кимберлитовый туф и грубообломочная кимберлитовая брекчия.

Первый тип кимберлита — мелкообломочный кимберлитовый туф составляет почти всю трубку, за исключением ее крайней юго-восточной

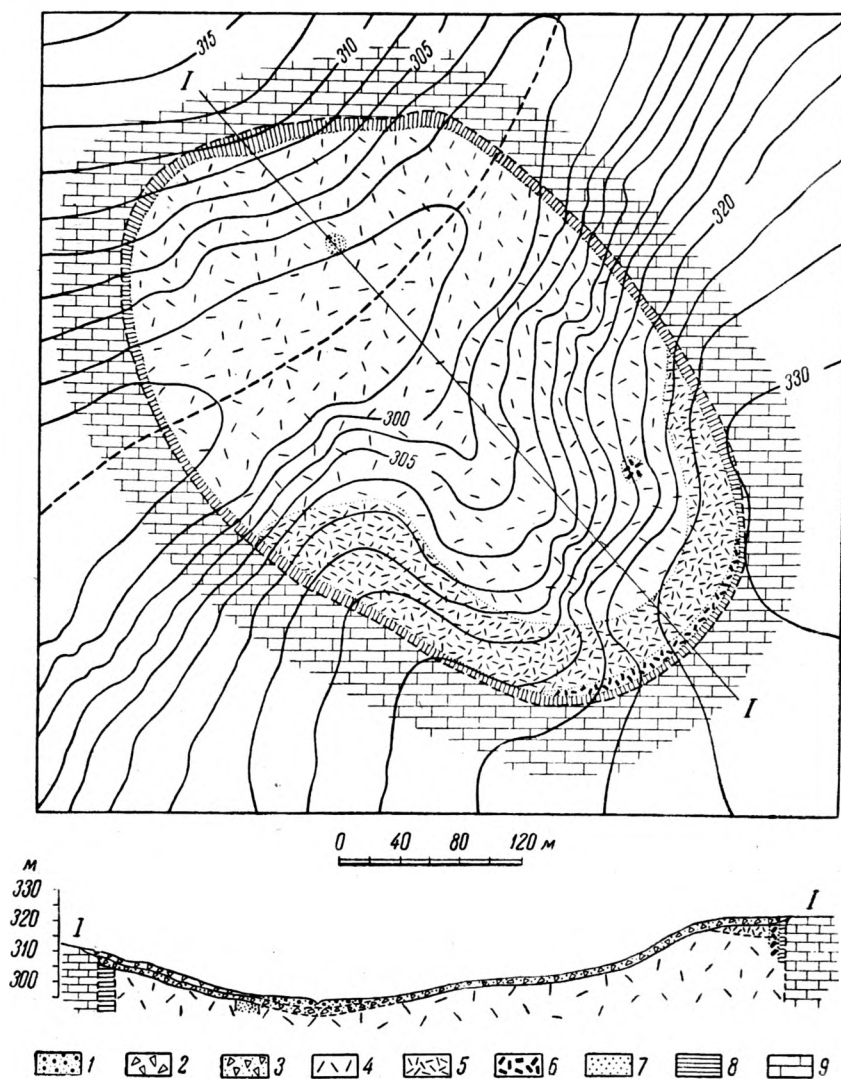


Рис. 6. Схематическая геологическая карта кимберлитовой трубки „Мир“. Составлена Н. В. Кинд, М. П. Метелкиной и Ю. И. Хабардиным по материалам Амакинской экспедиции

1—ложковый аллювий; 2—щебнисто-глыбовый делювий вмещающих карбонатных пород; 3—делювиально-элювиальные отложения кимберлитов; 4—мелкообломочный кимберлитовый туф серовато-зеленого и темно-зеленого цветов; 5—измененный мелкообломочный кимберлитовый туф светло-желтого цвета; 6—грубообломочная кимберлитовая брекчия; 7—окварцованная грубообломочная кимберлитовая брекчия; 8—измененный на контакте кимберлит оранжевого цвета; 9—карбонатные породы усть-кутской свиты нижнего ордовика. На профиле показаны покрывающие кимберлиты четвертичные образования

части. Выделяется несколько разновидностей туфа, отличающихся по цвету и некоторым особенностям минералогического состава.

Первая разновидность представляет собой серовато-зеленую массивную породу, сложенную беспорядочно расположенными округлыми зернами оливково-зеленого и светло-зеленого серпентина, часто образующего хорошо сохранившиеся псевдоморфозы по оливину. В ней заключены отдельные таблитчатые кристаллы сине-зеленого хлорита разме-

ром до 5—7 мм и округлые зерна пироба винно-красного и лилового цветов. Размеры последних варьируют от 1 до 5 мм. Зерна пироба обычно трещиноваты и легко распадаются на мелкие кусочки. Снаружи они заключены в тонкую келифитовую оболочку зеленоватого цвета. Реже встречаются включения мелких (до 0,5 см) округлых и угловатых зерен ильменита с неровным изломом и характерным смоляным блеском. В породе наблюдаются многочисленные обломки мелкозернистого кимберлита размером от 0,5 до 3 см. В меньшем количестве присутствуют обломки вмещающих пород. Местами отмечается полосчатость, обусловленная чередованием более крупнозернистых и мелкозернистых разностей туфа.

Вторая разновидность отличается от вышеописанной более темным цветом основной массы и буровато-зеленой окраской серпентина. Вся порода пронизана тончайшими серпентин-карбонатными прожилками, отдельные минералы заключены в оболочки из серпентин-карбонатного агрегата.

Обе разновидности серовато-зеленого и темно-зеленого кимберлита слагают всю центральную и северо-западную части трубки, соответствующие более глубокому эрозионному срезу.

Третья разновидность представляет собой светлую зеленовато-желтую пористую и ноздреватую породу. По структуре она очень близка к описанным выше разностям, но отличается более светлой окраской основной массы и меньшими размерами оливковых зерен (псевдоморфоз). Кроме того, бросается в глаза почти полное отсутствие среди включений сине-зеленого хлорита. Можно также отметить присутствие несколько большего количества обломков вмещающих пород по сравнению с предыдущими разностями. Отдельные участки светлого кимберлита заметно ожелезнены и окрашены в желтовато-бурые тона. Эта разновидность кимберлита в плане образует полукольцо шириной около 50 м, окаймляющее трубку с юго-востока в ее наиболее высокой части. По всей вероятности, описанные светлые кимберлиты слагают измененную верхнюю часть трубки, которая в центральной и северо-западной ее частях была уничтожена эрозией.

Второй тип кимберлита — грубообломочная туфобрекчия — представлен двумя разновидностями.

Первая разновидность встречена в юго-восточной части трубки вблизи контакта. Светло-серая сильно измененная основная масса породы содержит многочисленные беспорядочно рассеянные зерна и обломки серпентинизированного оливина, таблички сине-зеленого хлорита, округлые зерна пироба и ильменита. Количество хлорита здесь значительно выше, чем в первом типе кимберлита. Характерной особенностью также является присутствие большого (до 30%) количества остроугольных и округлых обломков вмещающих пород.

Вторая разновидность встречена в средней части трубки, близ русла ручья Хабардина. Порода носит следы ясно выраженного брекчирования, местами интенсивно окварцована и даже превращена во вторичный кварцит.

Среди включений в кимберлите выделяются родственные ультраосновные породы, кристаллические сланцы (эклогиты, эклогитоподобные породы, кристаллические сланцы архея), осадочные породы нижнего палеозоя и траппы.

Из родственных включений, которые вообще мало распространены в сибирских кимберлитах (если не считать включений самого кимберлита), на отдельных участках в трубке «Мир» встречаются своеобразные, сильно измененные включения с порфириовидными кристаллами пироба, повидимому, происшедшие за счет ультраосновных пород (см. раздел II). Включения эклогитоподобных пород и кристаллических сланцев архея,

столь распространенные в кимберлитах Даалдынского района, здесь встречаются очень редко.

Среди посторонних включений резко преобладают карбонатные породы усть-кутской свиты и диабазы. Реже встречаются включения кварцита и других измененных пород, неопределимых в полевых условиях. Количество их относительно невелико и составляет в среднем не более 5—10% по отношению к вмещающему кимберлиту.

Включения осадочных пород представлены доломитами и мергелями. Обломки их обычно округлой формы, реже угловатые. Размеры их варьируют в пределах от нескольких миллиметров до 10—16 см. Встречаются слабо или почти неизменные осадочные породы, сохранившие свою первоначальную структуру (мелкооолитовую, строматолитовую и т. п.). Иногда вокруг таких обломков наблюдается тонкая сине-зеленая кайма измененной породы. Кроме того, отмечаются ороговикованные разности. Однако настоящие контактовые роговики при петрографическом изучении не обнаружены.

Интересна находка в центральной части трубки ксенолита песчано-глинистой породы с включениями остроугольных обломков аргиллитов, то разрушенных до глины, то очень плотных, ороговикованных. По внешнему виду эта порода очень напоминает отложения нижнеюрского возраста, залегающие в непосредственной близости от трубки. Размеры видимой части ксенолита $1,5 \times 1,3$ м.

Обломки диабазов представлены обычно афанитовыми и мелкозернистыми разностями. Они имеют угловатую, реже округлую форму. Размеры обломков достигают 20—25 см в поперечнике. Были встречены крупные глыбы диабаза размером $1,5 \times 0,35$ м. Эти породы почти не изменены действием кимберлитовой магмы. Сам кимберлит вокруг включений несколько уплотнен и как бы «припаян» к последним.

Посторонние включения распределены в массе кимберлита неравномерно. Можно отметить, что в целом наибольшее количество вмещающих карбонатных пород наблюдается в периферических частях трубки. Скопления обломков диабаза встречаются как в приконтактной, так и в средней части трубки.

Как уже отмечалось, кимберлитовая трубка «Мир» прорывает осадочные породы усть-кутской свиты, представленные мелкооолитовыми глинистыми и песчанистыми доломитами. Контакт кимберлита с вмещающими породами резкий. Сам кимберлит близ контакта в зоне мощностью 3—5 м превращен в рыхлую глинистую массу, окрашенную окислами железа в оранжевый цвет. О строении этой зоны на глубине судить трудно, так как она вскрыта горными выработками лишь до глубины 2 м. Осадочные породы близ контакта несколько изменены в полосе шириной 2—3 м; по мере приближения к кимберлиту они приобретают зеленовато-желтую окраску, а возле самого контакта становятся резко осветленными. Оолитовые разности доломитов теряют свою структуру и становятся более плотными.

Трубка «Мир» в настоящее время является наиболее богатой по содержанию алмазов. Уже при проходке поисково-разведочных выработок были обнаружены алмазы непосредственно в коренной породе — кимберлите (рис. 7 и 8).

Вопрос о возрасте кимберлитовой трубки «Мир» не может быть решен, если исходить только из соотношений кимберлита с окружающими осадочными породами, так как при этом можно говорить только о посленижнеордовикском возрасте. Однако присутствие в кимберлите большого количества обломков траппов может служить указанием на послепермский и даже послетриасовый возраст трубки, так как внедрение траппов на этой территории произошло в основном в триасе, — поскольку они рвут отложения продуктивной (P_1) и туфогенной (P_2-T) свит.

Точное установление верхней возрастной границы кимберлитовой трубки «Мир» не представляется возможным, так как отсутствуют ее непосредственные контакты с юрскими отложениями. В то же время следует отметить, что соотношение пород нижней юры с кимберлитами



Рис. 7. Алмаз в кимберлите из трубки «Мир». $\times 10$

трубки «Коллективная», открытой в 1956 г. в том же районе, как-будто бы говорит о донизинеюрском возрасте кимберлитов.

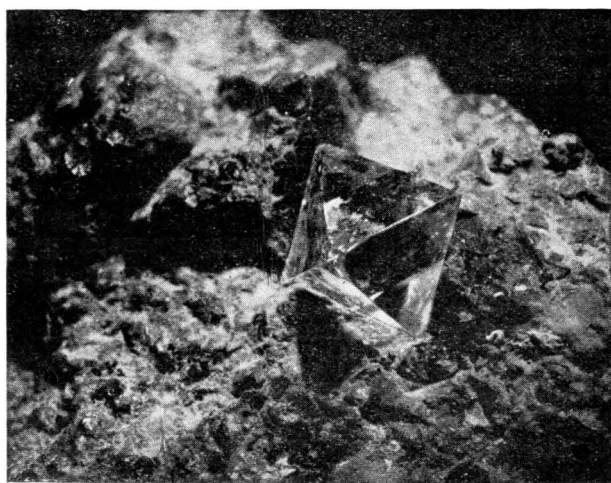


Рис. 8. Алмаз в кимберлите из трубки «Мир». $\times 6$

Интересно, что выявленные геологические взаимоотношения палеозойских и мезозойских пород, развитых в районе трубки «Мир», позволяют сделать важный вывод, касающийся глубины ее эрозионного среза.

Если исходить из доюрского, но послепермского возраста кимберлитов, то глубина среза окажется сравнительно небольшой, так как мощности отложений продуктивной и туфогенной свит на данной территории, расположенной на краю юго-восточного борта Тунгусской синеклизы, весьма невелики и вряд ли превышали в доюрское время 100—150 м.

Таким образом, уже на основании имеющихся данных можно сказать, что глубина эрозионного среза трубки «Мир» исчисляется первыми сотнями метров, а может быть даже и десятками метров.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ДААЛДЫНСКОГО РАЙОНА

Даалдынский алмазодобывающий район расположен в бассейне р. Даалдын, левого притока р. Марха, на территории Оленекского административного района Якутской АССР.

В физико-географическом отношении район расположен в пределах Средне-Сибирской возвышенности и граничит на севере с областью Вилюйско-Оленекского водораздела. Характерен полого-волнистый рельеф с многочисленными мелкими уступами на склонах сопок, обусловленными литологическими особенностями пород, слагающих бассейн р. Даалдын, и лишь в западной части района в бассейнах рр. Сытыкан и Аллы—Урех наблюдаются небольшие плосковерхние останцовые возвышенности, сложенные траппами.

В структурном отношении Даалдынский район расположен на северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы, граничит на севере с южным склоном Анабарского массива и приурочен к Вилюйско-Тунгусской зоне разломов.

Геологическое строение Даалдынского алмазодобывающего района сравнительно простое (рис. 9). Наибольшим распространением пользуются карбонатные породы нижнего палеозоя, занимающие в основном всю площадь района. В ряде мест эти отложения прорваны пластовыми интрузиями и дайками траппов, а также кимберлитовыми трубками.

Нижнепалеозойские отложения, относимые к нижнему ордовика, разделяются на три толщи.

Толща битуминозных известняков сложена коричневыми и темно-серыми толсто- и тонкослоистыми породами с несколькими горизондами известняковых конгломератов. В нижней части толщи присутствует фауна трилобитов. В средней части толщи отмечается своеобразный горизонт комковатых зелено-коричневых глинистых известняков (мергелей). Несколько ниже по разрезу залегают пятнистые темно-коричневые известняки с обильной фауной трилобитов. Видимая мощность отложений около 40 м.

Известняковая толща согласно перекрывает нижележащие породы и пользуется наибольшим развитием. В низах ее залегают переслаивающиеся желтоватые и серые известняки, песчанистые известняки, конгломераты и оолитовые известняки. Часто эта пачка фациально замещается пестроцветным горизонтом, представленным мелкозернистыми красно-бурыми глинистыми известняками, серыми известняками, аргиллитами и конгломератами.

Выше по разрезу залегают мелкозернистые белые и желтоватые ноздреватые известняки, образующие на поверхности склонов характерные глыбовые развалы типа «могильников». Выше они переходят в пятнистые известняки, переслаивающиеся с грубослоистыми известняками и светлыми доломитизированными водорослевыми известняками. Еще выше залегают два горизонта пятнистых известняков, нижний из которых содержит обильную фауну трилобитов. Общая мощность известняковой толщи 150—160 м.

В верхней части разреза нижнепалеозойских отложений преобладающее развитие получают мелкозернистые плотные доломиты, зеленоватые глинистые доломиты, мелкозернистые желтоватые известняки и оолитовые доломитовые известняки. Эти породы слагают маломощные слои, перемежающиеся друг с другом и включающие прослои внутриформационных конгломератов и водорослевых доломитов. Все эти породы

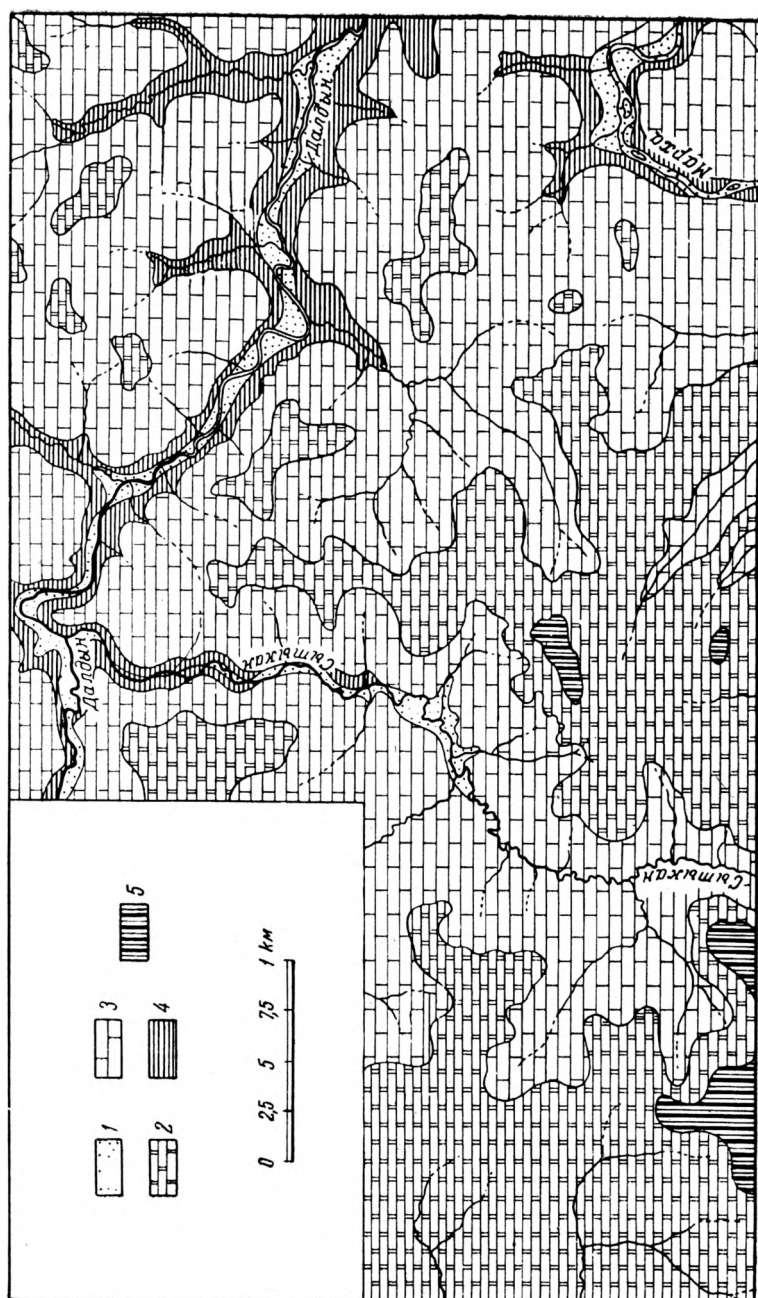


Рис. 9. Геологическая карта Даалдынского алмазного района. Составлена М. Н. Васильевой, Ф. Ф. Ильиным, В. Н. Шуклиным и др.
1 — четвертичные отложения; 2 — известково-доломитовая толща; 3 — известняковая толща; 4 — толща битуминозных известняков; 5 — пластовые интрузии траппов

объединяются в доломитово-известняковую толщу. Мощность толщи колеблется от 30 до 110 м.

Отложения нижнего палеозоя по своему характеру являются типичными прибрежноморскими, отчасти лагунными осадками, отлагавшимися в мелководном бассейне, который подвергался дифференцированным колебательным движениям, обусловившим здесь незначительные мощности отдельных слоев, местные перерывы в осадконакоплении и фаціальную изменчивость пород.

Породы траппового комплекса представлены среднезернистыми, мелкозернистыми и афанитовыми оливиновыми диабазами. Наибольшее развитие они получают в юго-западной и западной частях района и занимают

обширные площади вне описываемого района в бассейне р. Сытыкан и верховьях р. Марха. По условиям залегания преобладают пластовые интрузии, дайки занимают подчиненное положение.

Пластовые интрузии слагают три яруса: на отметке 360 м — мощностью 10 м, на отметках 380—490 м — мощностью 120 м и на отметках 550—650 м — мощностью 80—100 м. Дайки траппов обычно незначительной мощности и фиксируются с трудом из-за плохой обнаженности района.

Возраст трапповых интрузий по аналогии с другими районами Сибирской платформы определяется как пермо-триасовый. Следует, однако, отметить, что район распространения кимберлитовых трубок находится за пределами полосы максимального распространения траппов.

Залегание карбонатных отложений нижнего палеозоя обычно близко к горизонтальному с незначительным наклоном к юго-западу в сторону центральной части Тунгусской синеклизы.

Более детальное изучение тектоники показывает, что вся нижняя толща битуминозных известняков и низы известняковой толщи смяты в мелкие брахискладки шириной от 2—3 до 150—200 м. Наклон крыльев колеблется от 2—5° до 80°. Оси складок вытянуты обычно в северо-западном и север-северо-западном, реже в северо-восточном направлениях. В верхней части доломитово-известняковой толщи отмечаются более крупные и пологие складки, обуславливающие выходы маркирующих горизонтов на разных гипсометрических уровнях.

В районе отмечен ряд крупных тектонических трещин, в основном северо-западного направления. С этими трещинами связаны некоторые кимберлитовые трубки («Крошка», «Ленинградская», «Геофизическая» и др.).

В ряде точек на водоразделах в породах ордовика отмечаются системы мелких трещин северо-восточного и северо-западного направлений, связанных, очевидно, с проявлениями молодой тектоники.

ГЕОЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК

Алмазоносные кимберлиты образуют трубчатые тела (трубки), которые прорывают карбонатные толщи нижнего палеозоя. Эти породы в 1954 г. были найдены лишь в одной точке (трубка «Зарница»).

Летом 1955 г. партиями № 167 и 204 Амакинской экспедиции, а также работниками Восточной геофизической экспедиции в Даалдынском районе кимберлиты были обнаружены во многих точках и на значительной территории.

В структурном отношении выделенные кимберлитовые поля приурочены, вероятно, к глубинным разломам, сопровождающим крупную северо-западную Мархинскую зону максимальных нарушений и проявления магматизма. Край этой зоны по правобережью р. Даалдын ограничен серией мелких разломов в толще ордовика, в пределах обнаруженных в районе кимберлитовых тел. Разломы фиксируются при дешифрировании аэрофотоснимков и при проведении съемочных и магнитометрических работ.

Всего в Даалдынском районе обнаружено 22 кимберлитовых трубки. Из них 7 трубок, обнаруженных магнитной съемкой, еще не вскрыты горными работами.

Изучение кимберлитовых трубок велось по мере их обнаружения в процессе полевых работ, поэтому естественно, что степень изученности их различна. К настоящему времени наиболее детально исследована кимберлитовая трубка «Зарница», вскрытая горными выработками на глубину 10—12 м. Некоторый материал собран по трубкам «Удачная», «Ленинградская», «Молодежная», «Долгоджанная» и «Дальняя», вскрытым сеткой

шурфов и канав на глубину до 2,5—3 м. Трубки же «Полярная», «Малютка», «Соседняя», «Осенняя», «Сытыкам», «Загадочная» и «Невидимка» изучены очень слабо и вскрыты только отдельными горными выработками на глубину до 1—2 м.

Перечисленные кимберлитовые трубки разбросаны на значительной площади (порядка $25 \times 60 \text{ км}^2$) с намечающимися контурами кимберлитовых полей.

Кимберлитовые трубки имеют различные размеры. Диаметры их от 40—50 м (трубка «Малютка») до 600 м (трубка «Зарница»). Форма трубок обычно округлая или несколько удлиненная, часто с причудливыми очертаниями.

Известные в настоящее время трубки расположены на водоразделах, склонах и в самом русле рек. Они в современном рельефе почти совершенно не отражаются. Обнаружить трубки при существующей методике дешифрирования аэрофотоснимков не представляется возможным и лишь в некоторых случаях намечаются их контуры. При поисках кимберлитовых трубок полностью себя оправдали геофизические работы, проводившиеся в 1955 г. в Даалдынском алмазоносном районе.

Ниже приводится краткое описание кимберлитовых трубок района.

Трубка „Зарница“

«Зарница» — первая трубка, открытая в августе 1954 г. в Даалдынском районе при проведении шлиховой съемки на пиропах. Она расположена на плоской задернованной поверхности водораздела двух небольших ручьев, впадающих в р. Даалдын.

Размеры трубки $573 \times 532 \text{ м}$. Форма кимберлитового тела в плане приближается к изометрической (рис. 10). В рельефе трубка совершенно не выражена и повторяет выпуклый поперечный профиль водораздела.

Благодаря суровым климатическим условиям поверхностные изменения кимберлитов весьма незначительны и здесь не наблюдается характерных зон выветривания типа «желтой и синей земли», свойственных трубкам Южной Африки.

Основным эрозионным фактором служит морозное (физическое) выветривание, способствующее дезинтеграции плотного материала трубки. Мощность элювиальной зоны 4—5 м, под ней залегает плотный, монолитный кимберлит.

В элювии выделяется несколько горизонтов. Непосредственно под почвенно-моховым покровом с примесью иловато-дресвяного элювиального материала кимберлита расположен верхний иловато-дресвяный слой мощностью до 0,5 м. Он сменяется дресвяно-щебенчатыми образованиями мощностью до 1 м. Ниже идет мелкоглыбовый горизонт, сменяющийся крупноглыбовым элювием с величиной отдельных глыб до 0,5 м и постепенно переходящий в монолитный кимберлит. Элювиальный материал плотно сцементирован льдом.

Кимберлит трубки «Зарница» представляет собой довольно плотную зеленоватую или голубовато-серую карбонатизированную породу. Встречаются многочисленные посторонние включения различной формы и размеров, составляющие местами более 50% объема породы, так что кимберлит напоминает вулканическую туфобрекцию.

По внешнему виду кимберлит можно разделить на 5 разновидностей.

Первая преобладающая разновидность — наиболее измененный очень светлый, зеленовато-серый, слабо ожелезненный кимберлит, в котором посторонних обломков не более 50% (рис. 11).

Вторая разновидность — очень плотный «сливной» кимберлит с большим количеством желтовато-зеленых зерен псевдоморфоз серпен-

тина по оливину, большим количеством зерен ильменита, пироба и листочков слюды. Цвет кимберлита зеленовато-серый, содержание обломочного материала около 60%.

Третья разновидность — плотный, грубо брекчированный, в свежем изломе темно-серый, сравнительно слабо карбонатизированный кимберлит, количество обломков достигает 60—70%.

Четвертая разновидность — очень плотный, «сливной» голубовато-зеленый кимберлит с мелкими обломками (до 30%) других пород.

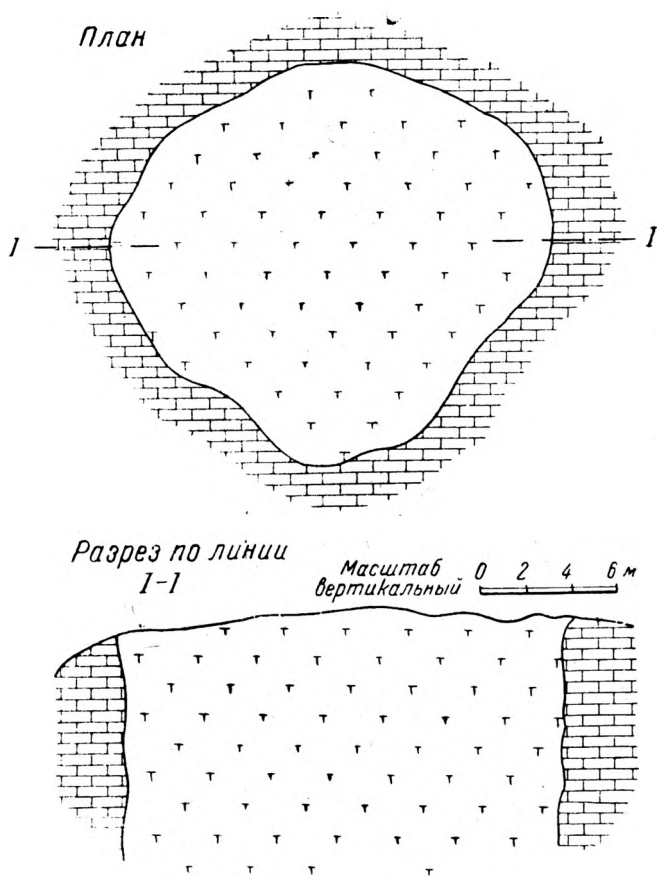


Рис. 10. План кимберлитовой трубки „Зарница“

Пятая разновидность — плотный мелкообломочный кимберлит, пропитанный окислами железа, желтовато-бурой окраски.

Главную массу трубки выполняет кимберлит первой и второй разновидностей, причем каких-либо закономерностей в их соотношении друг с другом пока установить не удалось. Кимберлит третьей разновидности приурочен к окраинным частям трубки и оконтуривает ее полукольцом с севера, северо-востока и юго-востока. Четвертая разновидность кимберлита образует локализованный участок у восточного края трубки. Пятая разновидность кимберлита встречена лишь в шурфе 15 на глубине от 6 до 10 м. Она образует жилородное тело мощностью 30 см, пересекающее плотный зеленовато-голубой кимберлит четвертой разновидности. Простирание жилы северо-восток 50—60°, падение — юго-восток 80°.

В теле кимберлита, выполняющего трубку, наблюдается грубая трещиноватость, разделяющая монолитную породу на крупные угловатые

глыбы. Среди беспорядочно ориентированных трещин в кимберлите наблюдаются две системы. Первая система имеет северо-западное падение $320\text{—}328^\circ$ под углом $70\text{—}74^\circ$; вторая система менее выражена, чем первая, падение северо-восток 70° , угол около 50° .

Вдоль трещин отдельности наблюдаются хорошо выраженные зеркала скольжения, сопровождающиеся брекчией трения и рассланцеванием породы. Наиболее часто зеркала скольжения наблюдаются в приконтактных зонах трубки и встречаются как в кимберлите, так и во вмещающих



Рис. 11. Зеленовато-серый кимберлит из трубки
„Зарница“

карбонатных породах. Часто встречается также своеобразная шаровая отдельность, свойственная отдельным разновидностям кимберлита. Диаметр шарообразных образований достигает $1\text{—}1,5\text{ м}$, при ударе они хорошо раскалываются на крупные куски, имеющие сферическую поверхность скола.

Для кимберлита характерна микротрещиноватость, благодаря которой порода при оттаивании легко распадается на мелкие части.

Наблюдения показали, что с внутритрубочными блоковыми подвижками, фиксирующимися зеркалами скольжения, связана, повидимому, и основная трещиноватость, которая послужила прекрасными подводными каналами для гидротермальных растворов. Вероятно, с этими рас-

творами связано сильное изменение кимберлитов, выразившееся в интенсивной карбонатизации, полной серпентинизации оливина и отчасти основной массы. Местами встречены мелкие друзы кристаллов кальцита и скопления магнетита. Наблюдения на контактах с вмещающими породами показали, что кое-где падение плоскости контакта направлено к центру трубки под углом $50-70^\circ$, иногда отмечается некоторая приподнятость пластов вмещающих пород.

Обычно в зоне контакта порода сильно разрушена и мощность сильно измененного кимберлита достигает 1—1,5 м. К зоне контакта приурочено обильное выделение бурых окислов железа и интенсивная карбонатизация кимберлита. Известняки и глинистые сланцы на контакте с кимберлитом несколько уплотнены и, повидимому, частично перекристаллизованы.

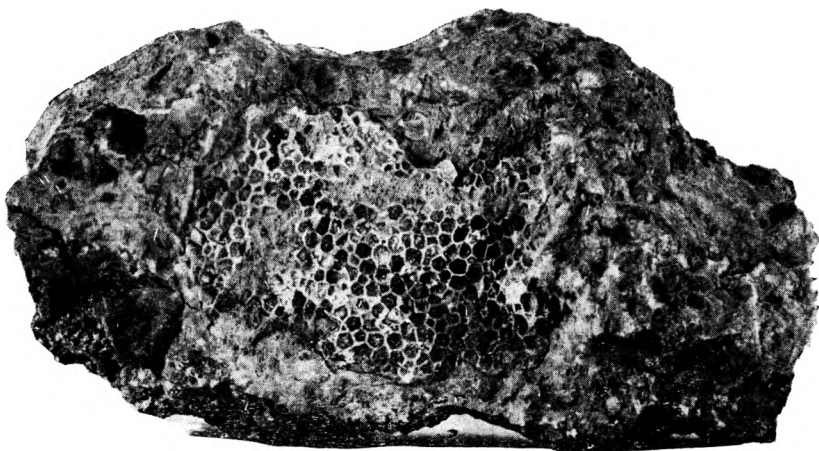


Рис. 12. Ксенолит известняка с фауной кораллов из трубки «Зарница»

В кимберлите встречаются в большом количестве ксенолиты осадочных пород, представленные в основном различными известняками, доломитами и аргиллитами. Размер включений колеблется от долей миллиметра до 0,5 м. Установлено, что увеличение крупности ксенолитов осадочных пород и их количество приурочено к приконтактовым частям трубки. Наиболее крупные включения известняков светло-желтого и желтоватого цветов здесь достигают 1,5 м в диаметре («плавающие рифы»). Включения известняков обычно имеют округлую форму, доломиты и аргиллиты чаще встречаются в виде угловатых уплощенных обломков.

В ксенолитах известняков и аргиллитов найдена довольно обильная фауна брахиопод, кораллов (рис. 12), гастропод, трилобитов и др. Больше всего фауны встречено в светлых кофейных известняках и зеленых аргиллитах, где попадаются участки, сложенные целиком брахиоподами. Многочисленная фауна брахиопод и гастропод обнаружена в ксенолите темно-серого битуминозного известняка и имеет хорошую сохранность. Следует подчеркнуть, что наряду с типичными формами, широко развитыми в ордовике, отмечается фауна ландовери, отложения которого на этой территории полностью смыты.

Наряду с осадочными породами в кимберлите трубки «Зарница» в большом количестве присутствуют ксенолиты метаморфических пород. Они обычно имеют гладкую округлую поверхность и иногда подобны окатанным галькам. Встречаются уплощенные, удлинённые, шарообразные и другие формы ксенолитов. Обычные их размеры от 1 до 10—15 см. Ксенолиты, как правило, окружены плотной темно-зеленой хлорит-серпентиновой оболочкой и очень легко «вылушиваются», как ядро ореха, из кимберлита. Среди ксенолитов наиболее часто встречаются темно-зеле-

ные и светлые кристаллические сланцы. Нередки гранатовые (пиропсодержащие) кристаллические сланцы с прекрасно выраженной полосчатостью, обусловленной чередованием участков, обогащенных гранатом. Чаще встречаются более светлые каолинизированные эклогиты, несколько реже — темные, не измененные, весьма плотные и более тяжелые породы.

Из минералов в кимберлите наиболее распространены ильменит, а также округлые зерна пироба величиной до 1 см; реже встречаются листочки биотита размером до 1 см и «овоиды» желто-зеленого, нацело серпентинизированного оливина величиной около 2—3 мм; хромдиопсид весьма редок.

Трубка „Невидимка“

Обнаружена и о контурена магнитной съемкой в июле 1955 г. Размеры трубки примерно 250×150 м. В плане она вытянута в юго-западном направлении и имеет неровные извилистые края. На глубине 2,5 м под слоем элювия удалось обнаружить мелкие обломки кимберлитов. Более крупные куски обнаружены в русле р. Яки, размывающей трубку. Кимберлиты трубки «Невидимка» макроскопически очень сходны с породами трубки «Зарница» и представлены светлой зеленовато-серой, сильно карбонатизированной кимберлитовой брекчией. Обломки составляют 40—60 %.

Кроме включений осадочных пород встречается много округлых ксенолитов кристаллических сланцев, в том числе и пиропсодержащих. В большом количестве найдены зерна пироба, ильменита и листочки бурой слюды. Связующая масса породы составляет 40—60 % и представлена сильно карбонатизированным зелено-серым серпентиновым материалом. Тяжелая фракция шлихов представлена в основном ильменитом и пиропом в зернах различной окраски и крупности.

Учитывая сходство кимберлитов этих трубок, а также их пространственное положение, можно предположить, что они соединяются на глубине одним общим каналом.

Трубка „Малютка“

Обнаружена в мае 1955 г. при шлиховой съемке на пиропы и подтверждена магнитными исследованиями. Размеры трубки около 50×70 м. Форма несколько удлиненная, с плавными, слегка извилистыми контурами. Трубка скрыта под делювиальными отложениями карбонатных пород ордовика, мощностью до 1,5 м.

Кимберлит трубки «Малютка» представлен очень плотной голубовато-зеленой сильно кальцитизированной породой с большим количеством довольно крупных (от 1 до 10 см) обломков различных осадочных пород (известняков, аргиллитов и др.).

Ксенолиты составляют 30—40 % общего объема породы, 60—70 % приходится на голубовато-зеленую, хлорит-серпентиновую связующую массу. Тяжелая фракция шлихов представлена главным образом мелкими зернами пироба, ильменита и магнетита. В редких знаках отмечается хромдиопсид.

Трубка „Соседняя“

Расположена в 500 м к юго-западу от трубки «Малютка». Она обнаружена в сентябре 1955 г. магнитной съемкой. Размеры трубки 120×80 м.

На поверхности трубка перекрыта суглинистым делювием карбонатных пород палеозоя мощностью до 2 м. Кимберлиты, выполняющие трубку, представляют собой очень плотную мелкообломочную, темно-серую сравнительно слабо карбонатизированную брекцию, с мелкими зернами пироба и ильменита, листочками светлой слюды, а также крупными таблитчатыми кристаллами хлорита. Ксенолиты составляют около 60 %.

Присутствуют округлые обломки плотных известняков, черные слюдистые сланцы и пиропсодержащие породы (в кубовой пробе элювия обнаружен один кристалл алмаза).

Трубка „Долгожданная“

Обнаружена геофизическими работами в августе 1955 г. Размеры ее 220×220 м, форма округлая, несколько вытянута с северо-восточной стороны. Трубка расположена на склоне сопки и перекрыта делювиальным покровом карбонатных пород, слагающих водораздел. Мощность делювия колеблется от 0,5 до 1,2 м. Элювий кимберлитов, вскрытый горными выработками, состоит из обломков кимберлитов разной крупности — от иловато-дресвяной сыпучки до обломков размером 0,5 м.

Кимберлиты, выполняющие трубку, макроскопически представляют собой плотную серовато-бурую или зеленовато-серую сильно карбонатизированную мелкообломочную породу типа туфобрекчин. До 70% объема породы составляют различные ксенолиты и лишь 30% приходится на буроватую или зеленовато-серую связующую карбонат-серпентиновую массу. Среди разнообразных по размерам, форме и составу включений преобладают осадочные породы, представленные серыми, темно-серыми и зеленоватыми известняками, известняковыми конгломератами, глинистыми сланцами и другими породами. Количество ксенолитов осадочных пород заметно увеличивается вблизи контактов. Непосредственно в кимберлите была обнаружена в виде включения почти неизменная фауна трилобитов.

Кроме включений осадочных пород, в кимберлитах в небольшом количестве встречаются крупные (до 10 см) включения различных кристаллических сланцев зеленого и черного цветов, а также мелкие включения сильно выветрелых пиропсодержащих метаморфических пород. Все эти ксенолиты, размером от 0,3 до 30—40 см, округлые, со сглаженными поверхностями.

Кроме ксенолитов различных пород, по всей массе кимберлита рассеяны идеально округлые зерна пироба, обычно кроваво-красного и фиолетового цветов, а также мелкие как бы оплавленные обломочки ильменита.

Тяжелая фракция шлихов из элювия кимберлита представлена главным образом крупными зернами пироба (до 3 мм), ильменитом и магнетитом, в гораздо меньшем количестве встречаются хромит, зеленый пироксен, мелкие зерна оливина и другие минералы.

В зонах контакта кимберлита с вмещающими породами наблюдается ожелезнение. Местами кимберлит сильно карбонатизирован (осветлен). Наблюдаются прекрасные зеркала скольжения на кимберлитах и осадочных породах.

Гидротермальные проявления в кимберлитах выражены очень слабо. В пустотах и по трещинам магнетит обычно выделяется в виде кристаллов или сплошных почковидных масс, а кальцит — в виде кристаллов и различных по цвету натечных форм.

Трубка „Ленинградская“

Обнаружена геофизическими работами в августе 1955 г. С поверхности трубка перекрыта плащом суглинистых делювиальных отложений из обломков карбонатных пород ордовика мощностью от 1,5 до 1,7 м. Форма трубки, по данным магнитной съемки, несколько удлиненная в направлении с запада на восток. Размеры 520×350 м.

Кимберлитовая трубка прорывает, повидимому, довольно мощную дайку диабазов северо-восточного простирания, интродуцирующую нижнепалеозойские породы. Контакт кимберлитов с диабазами, к сожалению, вскрыть пока не удалось.

Кимберлит, выполняющий трубку, представлен плотной лилово-бурой сильно карбонатизированной мелкообломочной породой, по внеш-

нему облику напоминающей туф. Обломки в породе составляют 80—90 % и лишь 10 % приходится на связующую карбонат-серпентиновую массу. Величина обломков обычно 1—1,5 см, реже встречаются обломки размером 2—5 см. Главную массу включений составляют осадочные породы, представленные различными известняками, доломитами, глинистыми сланцами и т. д. В ксенолитах серых битуминозных известняков встречается фауна брахиопод. Форма ксенолитов осадочных пород уплощенная, иногда попадаются идеально округлые ксенолиты.

В значительно меньшем количестве в кимберлитовой брекчии наблюдаются ксенолиты темных кристаллических сланцев. Редко встречаются мелкие ксенолиты пиропсодержащих пород и в небольшом количестве ксенолиты плотных темно-серых среднезернистых диабазов.

В связующей массе породы видны желто-зеленые псевдоморфозы серпентина по оливину, округлые зерна ильменита размером до 1 см, различные по цвету зерна пироба и редкие кристаллы флогопита. Вблизи контактов отмечаются гидротермальные выделения магнетита, а в пустотах и трещинках — разнообразные по форме и цвету кристаллы кальцита. Тяжелая фракция шлихов, взятых из мелкого элювия кимберлита, представлена в основном ильменитом и в меньшем количестве пиропом и магнетитом. Встречаются единичные зерна яркозеленого хромдиопсида.

Трубка „Молодежная“

Расположена в 1 км от трубки «Ленинградская». Обнаружена магнитометрической съемкой, одновременно с трубкой «Ленинградская».

Размер трубки 160 × 180 м. Трубка удлинена в западном направлении и имеет плавные, но несколько изрезанные контуры. Под покровом суглинистого делювия палеозойских пород на глубине 0,3—1,0 м обнаружен элювий кимберлита. Одной из канав вскрыта приконтактовая ожелезненная зона кимберлита с вмещающими трубку известняками.

Кимберлиты по внешнему облику и составу чрезвычайно близки к кимберлитам трубки «Ленинградская». Это — в общем плотные, мелко-обломочные, темные зеленовато-серые кимберлитовые туфы. 60 % объема породы составляют различные ксенолиты. Отличие состоит в том, что в составе этих пород гораздо меньше кристаллических сланцев, почти совершенно отсутствует пироп, но зато довольно много крупного ильменита размером до 4 см. Порода в целом осветлена за счет интенсивной карбонатизации. В трещинах и пустотах часто встречаются прекрасные выделения кристаллов кальцита и местами наблюдается заметное оруденение, обусловленное выделением сплошных масс магнетита.

Описанные выше трубки «Долгожданная», «Ленинградская», «Молодежная» расположены на одной линии почти широтного направления.

Трубка „Дальняя“

Открыта при проведении шлихового опробования на пиропы. По данным магнитной съемки, это — изометричное тело со слабо извилистым контуром. Размер трубки 300 × 340 м. Горными выработками под покровом делювиальных отложений мощностью до 1,5—2 м вскрыт зеленовато-бурый мелкоземистый элювий кимберлита, в котором встречается большое количество обломков эклогитоподобных пород, кристаллических сланцев, осадочных пород, а также много крупных округлых обломков ильменита (до 2—3 см) и различного цвета пироба*. Кимберлиты представлены очень плотной зелено-бурой (ожелезненной), сильно кальцитизированной разновидностью и содержат в своем составе до 60 % ксенолитов различных пород и минералов.

* В элювии обычны кристаллы светло-зеленого неизмененного оливина.

Трубка „Удачная“

Открыта в июне 1955 г. при проведении шлихового опробования на пиропы.

Трубка «Удачная» расположена на правобережье р. Даалдын в поле развития осадочных пород нижнего палеозоя. Она имеет в плане овальную форму с раздувом в западной части. Размеры трубки 750×300 м. Трубка имеет юго-западное склонение и прослежена буровыми скважинами до глубины 200 м от поверхности. Вмещающими породами являются битуминозные известняки и доломиты с прослоями алевролитов.

Кимберлиты, выполняющие трубку «Удачная», представлены двумя разновидностями: 1) кимберлитовой брекчией светло-серого и зеленовато-серого цветов и 2) слабо брекчированным темно-зеленым кимберлитом базальтоидного облика.

Кимберлитовая брекчия слагает западную часть трубки. Для нее характерно большое количество обломочного материала, представленного в основном различными известняками; часто встречаются ксенолиты метаморфических пород архея (биотит-полевошпатовые породы типа анортозитов, пироксен-полевошпато-гранатовые гнейсы, слюдистые сланцы, гранулиты, эклогиты). В связующей массе брекчии в большом количестве содержатся обломки ильменита, граната, магнетита, флогопита, хромдиопсида и измененного оливина.

Кимберлит базальтоидного облика слагает восточную часть трубки. Он представляет собой слабо брекчированную темную серо-зеленую породу с подчиненным количеством обломочного материала. Связующая масса характеризуется преобладанием хлорита и серпентина над карбонатом; зерна оливина серпентинизированы только частично; пироп присутствует в меньшем количестве, чем в брекчии.

Средняя часть трубки «Удачная» сложена сильно брекчированным разрушенным кимберлитом, образующим полосу шириной 100—140 м, разделяющую описанные выше разновидности кимберлита. В кимберлите этой зоны наблюдаются многочисленные зеркала скольжения и сильно ожелезненные участки. По характеру изменения породы зона разрушенного кимберлита сходна с приконтактной зоной, где кимберлиты также сильно брекчированы, карбонатизированы и ожелезнены.

Приведенные особенности строения трубки «Удачная» указывают на то, что заполнение трубки происходило по крайней мере в два приема. В пользу этого говорит также различие в содержании алмазов в кимберлитовой брекчии и в кимберлите базальтоидного облика.

Верхний горизонт трубки сложен щебнем и глыбами кимберлита, сцементированными льдом. Глыбово-щебенчатый горизонт перекрывается элювиально-делювиальными образованиями мощностью до 2,5 м, представленными суглинками с дресвой и щебенкой кимберлита и большим количеством прожилков и линз льда.

По содержанию алмазов трубка «Удачная» является наиболее богатой из всех известных кимберлитовых трубок Даалдынского района.

Трубка „Сытыканская“

Открыта в августе 1955 г. при проведении шлиховой съемки на пиропы. Размеры трубки около 150×100 м. Она прорывает карбонатные породы нижнего палеозоя и расположена в 10 м от краевой части силла оливинных диабазов. Большая часть трубки перекрыта делювиальным суглинком известняков и крупными глыбами диабазов. Горными выработками удалось установить, что трубка не контактирует с диабазами.

Кимберлитовая брекчия, выполняющая трубку, сильно разрушена. Это сильно карбонатизированная порода, в связующей массе которой при-

сутствует большое количество вкрапленников флогопита размером до 1,5 см. Вкрапленники слюды в количественном отношении несколько уступают только псевдоморфозам оливина. В значительном количестве присутствуют ильменит и различного цвета округлые зерна пиропы, почти полностью отсутствуют в породе выделения кальцита, который так характерен для даалдынских кимберлитов. Посторонние включения встречаются в незначительном количестве и представлены главным образом известняками, аргиллитами и известковистыми алевролитами. Встречен округлый ксенолит желтого кварцита, макроскопически напоминающий собой кварциты из конгломератов предположительно пермского возраста, развитых на Сытыкан-Мархинском водоразделе. Из других ксенолитов здесь встречаются обычно округлые обломки слюдистых сланцев и эклогитов. Встречен один ксенолит темно-серого диабаз.

Как показали данные мелкообъемного опробования, трубка «Сытыканская», повидимому, относится к числу довольно богатых алмазами трубок района.

Трубка „Загадочная“

Обнаружена в августе 1955 г. при проведении шлиховой съемки на пиропы. При полевых исследованиях удалось выяснить, что в месте предполагаемого расположения трубки наблюдается как бы два пятна (контура) распространения элювия кимберлитов. Они расположены друг от друга на расстоянии 140—150 м, одно из них имеет размер 40×50 м, другое 50×70 м.

Элювий этой трубки представлен в верхних горизонтах «зеленой земли» — продуктом значительного измельчения кимберлитов, отличающих данную трубку от других трубок района, где зону собственно «зеленой» или «синей» земли выделить не удастся, а имеется в основном иловато-дресвяный поверхностный горизонт измельчения кимберлитов.

«Зеленая земля» трубки представляет собой в основном тяжелый суглинок светло-зеленого цвета, в котором заключены хорошо видимые невооруженным глазом округлые зерна пиропы и большое количество крупных (до 0,5 см) зерен хромдиопсида, что также отличает данную трубку от всех имеющихся в Даалдынском районе. В заметном количестве встречаются чешуйки бурой слюды и отдельные обломки чуждых известняков, слюдяных сланцев и других пород. Встречаются слабоокруглые обломки вмещающих известняков нижнего ордовика.

Ниже «зеленой земли» вскрывается дресвяно-щебенчатый элювий кимберлитов. Кимберлит трубки «Загадочная» представляет собой плотную светло-зеленую породу. Ксенолиты состоят из многочисленных светло-серых, серых и желтоватых известняков, часто содержащих фауну брахиопод и реже трилобитов. Форма обломков обычно округлая, размер их 1—5 см, редко 20 см.

Метаморфические породы встречаются часто. Обломки их имеют округлую форму и не превышают 5—6 см в поперечнике. В основном это почти черные кристаллические сланцы, биотито-гранатовые сланцы и пиропсодержащие породы. Из магматических пород наблюдаются ксенолиты диабазов. Почти все включения с поверхности «одеты» в зеленую хлоритсерпентинтовую «рубашку», толщиной 1—3 мм.

Трубка „Осенняя“

Обнаружена в сентябре 1955 г. при магнитометрической съемке. Размеры трубки 120×80 м. Форма изометричная с причудливо изрезанными краями. Трубка перекрыта плащом делювия палеозойских отложений мощностью до 1—1,5 м. Элювий трубки представлен заметно ожелезненными зеленовато-серыми кимберлитами с включением округлых обломков темных и светлых пиропсодержащих пород, слюдяных сланцев

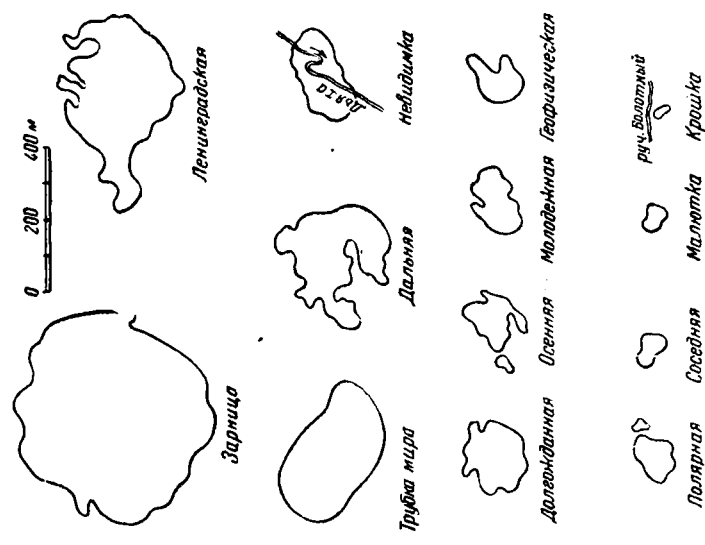


Рис. 13. Форма (в плане) и размеры кимберлитовых трубок Вилотского бассейна

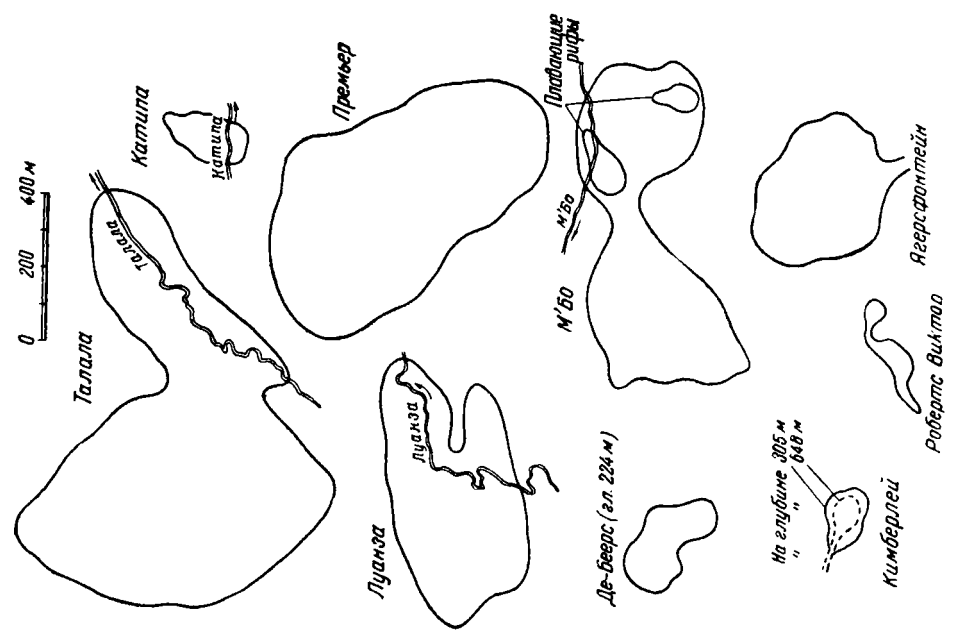


Рис. 14. Форма (в плане) и размеры кимберлитовых трубок Африки

и большого количества различных осадочных пород. Тяжелая фракция из шлихов элювия представлена главным образом пиропом и ильменитом.

Трубка „Полярная“

Обнаружена в июле 1955 г. магнитной съемкой. Размер трубки 100×100 м. Форма трубки близка к изометричной. Кимберлит залегает почти сразу же под моховым покровом. Он представлен очень светлой, чуть сероватой, иногда бурой, нацело карбонатизированной породой, в которой связующая масса составляет 95% всего объема породы. Обычно же мелкие обломки осадочных пород составляют не более 5% общего объема породы. В тяжелой фракции шлихов встречается немного очень мелких зерен ильменита и очень редко зерна пироба. Визуально в породе эти минералы не наблюдаются.

* *

*

Обобщая результаты полевых исследований кимберлитов, выполняющих трубки Даалдынского района, можно сделать вывод, что различия кимберлитов заключаются в их окраске, плотности и степени крупности породы, в составе и количестве ксенолитов, а также в степени карбонатизации связующей массы и обломков и некотором колебании минералогического состава тяжелой фракции шлихов из элювия различных трубок.

Кимберлиты трубки «Мир» Мало-Батуобинского района заметно отличаются от кимберлитов Даалдынского района. Прежде всего бросается в глаза более темная окраска кимберлитов трубки «Мир», зависящая от присутствия хлорита, серпентина и малой карбонатизации, а также почти полное отсутствие в этой трубке ксенолитов кристаллических сланцев. Имеются и некоторые минералогические различия, заключающиеся в значительном распространении в малобатуобинских кимберлитах хлорита, в меньшем разнообразии окраски граната, низком содержании ильменита и т. п. Но эти различия намечаются в основном при сравнении кимберлитов трубки «Мир» с кимберлитами трубки «Зарница».

В большинстве трубок оливин нацело серпентинизирован. Однако в трубке «Дальняя» в элювии кимберлитов встречено большое количество неизмененного оливина. Это показывает, что зона серпентинизации в различных трубках заканчивается на различной глубине. Данные геофизики о низком удельном весе кимберлита ряда трубок говорят о значительной глубине зоны серпентинизации.

Как уже отмечено, кимберлиты в Даалдыском районе прорывают осадочные породы нижнего палеозоя и траппы (трубка «Ленинградская»). Таким образом, так же как и для Мало-Батуобинского района, можно уверенно говорить лишь о послепермском возрасте кимберлитов Даалдынского района. Окончательное установление возраста кимберлитов станет возможным лишь после уточнения их соотношения с юрскими породами в Мало-Батуобинском районе, так как в Даалдыском районе эти отложения отсутствуют.

На рис. 13 и 14 даны сравнительные формы и размеры кимберлитовых трубок Вилюйского бассейна и Африки.



II. ПЕТРОГРАФИЯ СИБИРСКИХ КИМБЕРЛИТОВ*

Сибирские кимберлиты, подобно кимберлитам Африки, представляют собой вулканические брекчии, слагающие характерные трубообразные тела. В составе этих брекчий, наряду с самим кимберлитом — ультраосновной породой эффузивного облика — принимают участие разнообразные включения изверженных, метаморфических и осадочных пород различного происхождения (Н. Н. Сарсадских и Л. А. Попугаева, 1955). Поэтому при петрографическом описании дается характеристика не только самих кимберлитов, но и встреченных в них включений.

Вначале дано описание собственно кимберлитов Даалдынского (трубки «Зарница», «Удачная», «Малютка», «Полярная») и Мало-Батуобинского (трубка «Мир») районов.

Петрографо-минералогическое изучение кимберлитов затрудняется сильной измененностью пород в результате эндо- и экзогенных процессов и засоренностью посторонними привнесенными минералами, которые часто трудно отделить от компонентов самого кимберлита (В. С. Соболев, 1950). Главный пороодообразующий минерал оливин, слагающий вкрапленники кимберлита (образцы взяты из верхних горизонтов) нацело серпентинизирован и можно лишь наблюдать контуры псевдоморфоз. Еще сильнее изменена (серпентинизирована и карбонатизирована) основная масса породы, так что очень трудно бывает решить вопрос о характере цемента — является ли он всегда пирокластическим или иногда магматическим, как это можно думать по отдельным обломкам кимберлита в кимберлите. Однако, несмотря на измененность, при детальном изучении удастся подметить ряд интересных минералогических и структурных особенностей, приведенных в описании.

При изучении кимберлитов отмечены следующие пороодообразующие минералы: оливин (большой частью псевдоморфозы), флогопит, авгит (псевдоморфозы), ильменит, перовскит и апатит.

Кроме минералов, свойственных самим кимберлитам, в них встречается много обломков минералов из родственных ксенолитов и эклогитоподобных пород (также генетически связанных с образованием кимберлитовой магмы): гранат-пироп, моноклинный пироксен типа хромдиопсида и, по-видимому, омфацита, энстатит (обычно только в псевдоморфозах), шпинель, хромит, дистен, корунд, рутил, а также разнообразные минералы из посторонних включений. Из вторичных минералов наиболее обычны серпентин, кальцит, доломит, халцедон и цеолиты (?).

Далее в разделе II освещается петрография ксенолитов, встреченных в кимберлитовых трубках. Вначале дается описание так называемых родственных ксенолитов ультраосновных пород (порфировых перидотитов),

* Обработка материалов по петрографии и минералогии кимберлитов проводилась при консультации В. С. Соболева.

которые нехарактерны для сибирских кимберлитов, встречены лишь в трубке «Мир» и представлены настолько измененными породами, что определение их не вполне достоверно. Далее дается описание многочисленных и интересных ксенолитов кристаллических сланцев. Описаны включения эклогитоподобных пород и эклогитов, богатых пиропом, неизвестных среди образований архея, и типичные кристаллические сланцы архея, главным образом так называемые сланцы чарнокитового типа с ромбическим пироксеном.

Широкое распространение эклогитов и эклогитоподобных пород в кимберлитах всего мира показывает, что их генезис связан с происхождением самих кимберлитов или их магмы. Но в то же время эти породы несомненно представляют собой кристаллические сланцы.

При изучении сибирских кимберлитов удалось найти новые интересные факты постепенных переходов гиперстеновых кристаллических сланцев архея в эклогитовые породы, т. е. гранатизацию (эклогитизацию) кристаллических сланцев.

В работе приводится краткое петрографическое описание ксенолитов диабазов (сибирских траппов) и ксенолитов пород осадочного происхождения. Очень кратко дается характеристика приконтактных изменений ксенолитов.

В конце главы дана краткая сравнительная петрографическая характеристика сибирских кимберлитов с аналогичными породами Южной Африки.

1. ПЕТРОГРАФИЯ СОБСТВЕННО КИМБЕРЛИТОВ

КИМБЕРЛИТЫ ДААЛДЫНСКОГО РАЙОНА

Петрографическая характеристика кимберлитов Даалдынского района дается в основном на материале трубки «Зарница».

Кимберлит, слагающий трубку «Зарница», представляет собой брекчию, состоящую на 90 % из обломков пород и минералов и на 10 % из связующей карбонатно-серпентиновой массы (рис. 15). Структура породы обломочная, весьма сходная с кристаллолитокластической, так как ни обломки, ни цементирующая масса не носят следов катаклаза.

Обломки представлены: полностью измененной породой типа пикритового порфирита — собственно кимберлита, микро- и среднезернистыми известняками, серпентино-хлоритовыми и хлорито-карбонатными микро-сланцами, а также многочисленными и разнообразными кристаллическими сланцами.

В большом количестве присутствуют обломки кристаллов серпентинизированного оливина и реже округлые зерна пироба, смоляно-черного ильменита, изумрудно-зеленого хромдиопсида, магнетита, флогопита, перовскита и хлорита.

Основная связующая масса кимберлитовой брекчии представлена тонкозернистым агрегатом серпентина и карбоната.

Величина обломков, наблюдаемых в шлифе, варьирует от 0,1 мм до 1 см, форма обломков обычно близка к округлой или овальной. При неправильной форме обломков контуры их сглажены. Обломки измененного кимберлита (магматической породы) отличаются небольшими размерами (от 0,1—0,2 до 2,5—3 мм) и преобладают в количественном отношении над другими обломками, но составляют не более 35—40 % обломочной массы, реже 45—50 %.

Пикритовый порфирит (собственно кимберлит), встречающийся в обломках брекчии, полностью изменен, состоит в основном из карбоната, серпентина, вторичного магнетита, акцессорных минералов (ильменита и перовскита) и может быть восстановлен только по реликтам первичных структур породы.

В кимберлите наблюдаются реликтовая порфировая структура с микролитовой структурой основной массы, флюидальная и атакситовая текстуры. Измененный кимберлит представлен двумя разновидностями: с флогопитом и без флогопита. Преобладает последняя. Эта разновидность характеризуется реликтовой порфировой структурой и состоит из крупных псевдоморфоз серпентина по оливину (реликты фенокристаллов) и основной массы, полностью замещенной микрозернистым карбонатом, серпентином и пылевидным магнетитом.

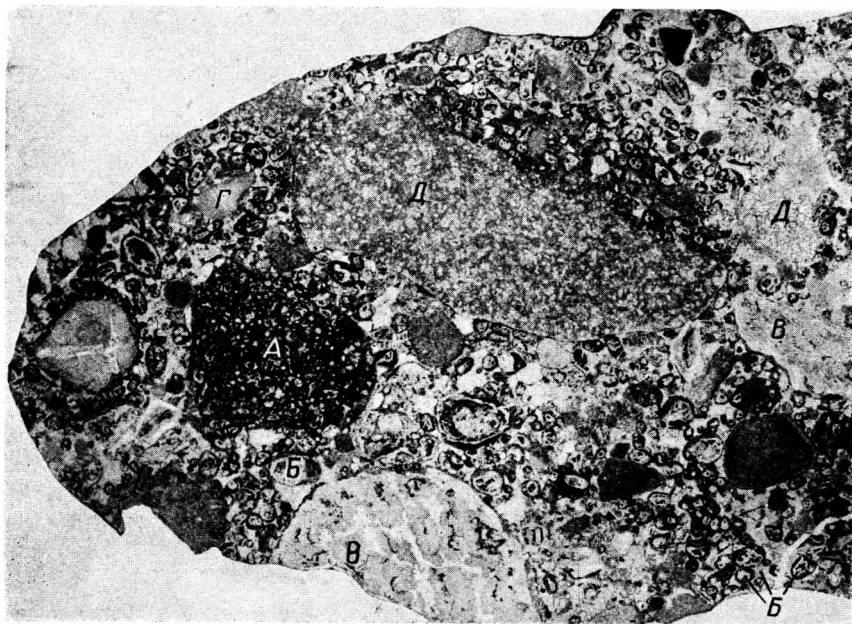


Рис. 15. Кимберлитовая брекчия под микроскопом

А—крупный обломок измененного кимберлита; Б—мелкие обломки измененного кимберлита и обрывки псевдоморфоз серпентина по оливину; В—обломки, сложенные серпентином; Г—обломки серпентино-хлоритового сланца; Д—обломки серпентино-карбонатной породы. $\times 10$ раз. Ник. ||

Псевдоморфозы серпентина по оливину составляют 20—35% породы, основная масса 65—80%, но эти цифры не постоянны. Размер псевдоморфоз по оливину колеблется от 0,5 до 1,2—1,5 мм.

Псевдоморфозы по оливину характеризуются хорошо сохранившимися кристаллографическими формами. Они состоят из серпентина (80%), вторичного магнетита (15—18%) и карбоната (5—7%). Эти цифры условны, так как изредка встречаются обломки измененного кимберлита, в котором карбонат является главной составной частью псевдоморфоз по оливину.

Иногда встречаются псевдоморфозы, выполненные карбонатом, в срезе дающие восьмиугольники и возникшие, по пироксену.

Серпентин, выполняющий псевдоморфозы, светло-желтого цвета, с весьма низким двупреломлением, иногда совершенно не обнаруживает просветления в скрещенных николях, что позволяет предполагать аморфное, гелевидное строение.

Вторичный магнетит, иногда в ассоциации с карбонатом, выполняет центральную часть псевдоморфоз, серпентин-периферическую.

Основная масса состоит из 85—90% карбоната, 5—10% пылевидного магнетита и около 5% серпентина. В зеленой и зеленовато-серой

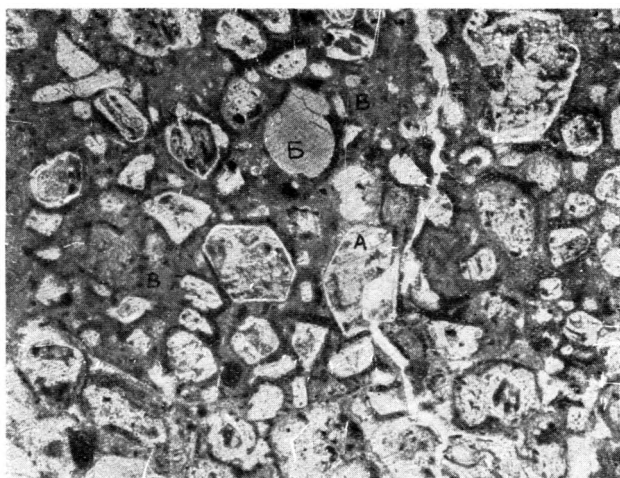


Рис. 16. Измененный кимберлит с флогопитом
 А — псевдоморфозы по оливину, состоящие из серпентина, вторичного магнетита и карбоната; Б — светло-бурая слюда; В — основная масса измененного кимберлита представлена карбонатом. $\times 22$. Ник. ||



Рис. 17. Миндалекаменный измененный слюдой кимберлит из обломка в брекчии
 А — миндалины, выполненные серпентином и карбонатом; Б — псевдоморфозы серпентина и магнетита по оливину; В — листочки флогопита; Г — разложившаяся основная масса. $\times 18$. Ник. ||

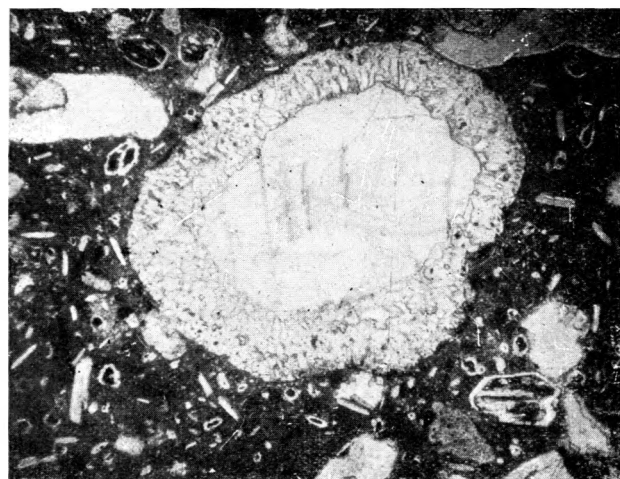


Рис. 18. Измененный кимберлит из обломка брекчии
 В центре округлое образование, напоминающее ксенокристалл постороннего минерала, замещенного серпентином и окруженного реакционной каймой, также выполненной серпентином. $\times 15$. Ник. ||

кимберлитовой брекчии в основной массе апокимберлита в обломках присутствует значительное количество светло-зеленого хлорита.

Иногда встречаются обломки измененного кимберлита, в основной массе которого прекрасно сохранились реликты флюидалной текстуры, обусловленные ориентировкой мелких псевдоморфоз карбоната по призматическим микролитам пироксена.

Из аксессуарных минералов в измененном кимберлите постоянно встречаются ильменит и перовскит. Перовскит присутствует в виде мелких (0,05—0,08 мм), в срезе квадратных зерен, окруженных непрозрачной каймой и развивается нередко в виде мелких кристалликов вокруг зерен ильменита.

Измененный кимберлит с флогопитом встречается в обломках несколько реже и представляет собой породу, весьма сходную с описанной выше, но отличающуюся от нее присутствием флогопита как во вкраплениях, так и в основной массе (рис. 16). Флогопитовый кимберлит обычно характеризуется реликтовой флюидалной текстурой, выраженной в ориентировке псевдоморфоз по оливину, микролитов флогопита и псевдоморфоз карбоната по микролитам пироксена, которые как бы обтекают бывшие фенокристаллы оливина.

В редких случаях встречаются слюдяные кимберлиты, в которых наблюдается миндалекаменная текстура. Миндалины присутствуют в большом количестве и отличаются овальной, вытянутой, иногда весьма прихотливой формой (рис. 17).

В миндалекаменном кимберлите встречена псевдоморфоза отчетливо двупреломляющего серпентина по ксенокристаллу минерала, о присутствии которого свидетельствует широкая реакционная кайма, выполненная серпентином, но отличающаяся по структуре (рис. 18).

Одной из особенностей кимберлита является присутствие в породе резко угловатых обломков, сложенных весьма низко двупреломляющим серпентином, отличным от серпентина, выполняющего мелкие псевдоморфозы по оливину. Некоторые из таких обломков частично сохранили кристаллографические очертания, свойственные оливину (рис. 19), по которым можно предположить, что это были крупные фенокристаллы измененного оливина, образовавшиеся в первую стадию кристаллизации магмы и представляющие гомогенные включения. В большинстве случаев встречаются обломки, сложенные серпентином и утратившие всякие признаки кристаллографических форм. Весьма интересной особенностью породы является присутствие крупных (до 5 мм и более в диаметре) обломков измененного кимберлита, в которых центральная часть сложена кимберлитом, лишенным слюды, а в периферической части наблюдается в заметном количестве флогопит. Переход от разновидности, слагающей центральную часть, к породе, развитой по периферии обломка, совершается постепенно, количество и размер пластинок слюды к центру уменьшается, а основная масса обогащается пылевидным магнетитом.

Реликтовая флюидалная текстура наблюдается главным образом в периферической части обломка и выражена в более или менее ориентированном расположении псевдоморфоз серпентина по фенокристаллам оливина, псевдоморфоз карбоната по микролитам пироксена и пластинок флогопита. При этом псевдоморфозы ориентированы параллельно краям обломка. Таким образом, создается впечатление, что обломок отделился еще в пластическом состоянии и последующая кристаллизация в нем заканчивалась, видимо, уже во время пути, возможно даже при вращении обломка, так как форма обломка в большинстве случаев округлая или овальная. Однако после того, как порода застыла, обломок, видимо, еще находился в движении, так как местами в краях обломка наблюдаются срезанные псевдоморфозы по оливину.

Такое строение, возможно, обусловлено особенностью процесса кристаллизации породы. Однако необходимо заметить, что в строении многих обломков никакой закономерности не наблюдается. Так, например, в вышеописанном обломке, главным образом в его периферической части, наиболее хорошо развиты псевдоморфозы по фенокристаллам оливина и микролитам пироксена. В другом обломке, наоборот, реликты порфировой структуры и флюидальной текстуры лучше выражены в центральной части. Иногда строение центральной и периферической частей обломка измененной магматической породы аналогично.

Встречаются обломки кимберлита, в которых наблюдается атакситовое сложение; в породе имеются неправильной формы участки (или полосы), сходные по составу, но резко отличающиеся по структуре.

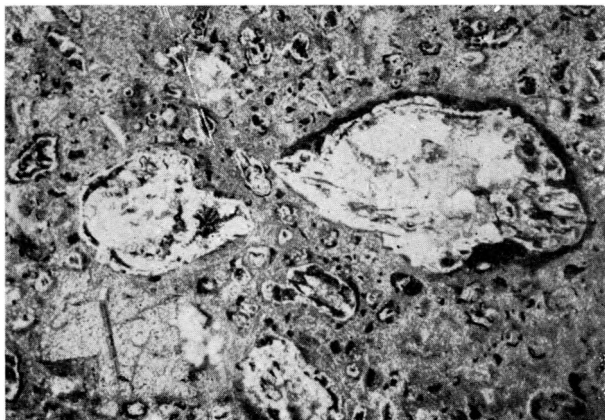


Рис. 19. Обломок измененного кимберлита в брекчии
В кимберлите видны обломки кристаллов серпентинизированного
оливина первой генерации. $\times 20$. Ник. ||

Так, например, наблюдаются три перемежающихся участка породы:

1. Сложенный в основном псевдоморфозами серпентина по фенокристаллам оливина (до 55—60%) и основной массой (40%), в которой прекрасно различимы микролиты флогопита и ориентированные псевдоморфозы карбоната по микролитам пироксена.

2. Состоящий из мелких и редких псевдоморфоз серпентина по оливину (25%), крупных обломков известняка (30%), разложившейся, лишенной флогопита и микролитов основной массы (45%). Возможно, росту фенокристаллов и микролитов пироксена здесь препятствовали многочисленные включения известняка.

3. Характеризующийся небольшим количеством псевдоморфоз по оливину (15—20%), отсутствием микроксернолитов посторонних пород и менее раскристаллизованной, разложившейся, более светлой основной массой.

Переход от одного участка к другому постепенный, но местами наблюдаются и довольно резкие границы. В более крупных обломках видно, что в измененном кимберлите иногда содержится большое количество микроксернолитов посторонних пород (известняка, хлорито-серпентино-известковистого микросланца) и обломков кимберлита более ранней генерации, обладающих также реликтовой порфировой структурой, но отличающихся несколько иным составом и структурой основной массы.

Так, например на рис. 20 видно, что обломок заключен в измененном кимберлите второй генерации, который сохранился только местами в виде оболочки. Эта оболочка также является составной частью обломка.

Измененный кимберлит первой генерации, в котором непосредственно заключены обломки известняка и серпентинизированного оливина, состоит из псевдоморфоз по оливину и основной массы, представляющей агрегат карбоната и серпентина. Последний присутствует в заметном количестве, составляя 30—35 % основной массы. В этом, пожалуй, одно из отличий от измененного кимберлита второй генерации. Местами в основной массе наблюдаются мелкие зерна перовскита, окруженного темной каймой.

Реликтов микролитовой и флюидальной текстуры в измененном кимберлите первой генерации не сохранилось.

В измененном кимберлите второй генерации присутствует светлая буроватая слюда, повидимому, флогопит, и сохранилась реликтовая микролитовая структура основной массы.

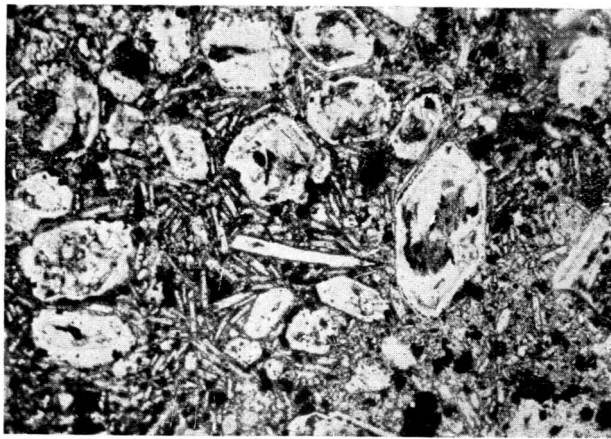


Рис. 20. Обломок кимберлита в брекчии

Видны хорошо сохранившиеся псевдоморфозы серпентина и карбоната по фенокристаллам оливина и псевдоморфозы карбоната по микролитам пироксена. $\times 75$. Ник. ||

В этой разновидности отчетливо различимы псевдоморфозы по фенокристаллам оливина, листочки слюды с правильными кристаллографическими очертаниями и мелкие псевдоморфозы карбоната по микролитам пироксена. Призматическая форма и флюидальное расположение микролитов сохранились прекрасно.

Мелкие угловатые промежутки между микролитами выполнены карбонатом, сильно загрязненным пылевидным рудным минералом. Из акцессорных минералов здесь, так же как и в кимберлите первой генерации, наблюдается перовскит в виде мелких зерен вокруг ильменита.

Таким образом, присутствие в окончательно сформированной кимберлитовой брекчии обломков измененного кимберлита, уже имеющего брекчиевую структуру и содержащего включения посторонних пород, дает право предполагать, что формирование брекчии происходило в несколько этапов.

Обломки измененного кимберлита с включениями известняков встречаются в брекчии весьма часто. Контакт обеих пород резкий. Линия контакта иногда извилистая. Известняк в контакте не изменяется. Во вмещающей измененной магматической породе иногда наблюдается уменьшение количества и размеров фенокристаллов—псевдоморфоз оливина и микролитов—псевдоморфоз пироксена. Ориентированы они в направлении, параллельном контакту. Местами наблюдаются следы проникновения магматической породы по трещинкам в известняке, а у контакта — микро-

скопические оторванные обломочки известняка, погруженные в разложенную вмещающую массу магматической породы. Эти обломочки, как правило, обогащены пылевидным магнетитом.

Иногда в брекчии встречаются мелкие обломочки, состоящие преимущественно из флогопита. Листочки флогопита в них ориентированы различно. Промежутки между ними выполнены магнетитом и карбонатом. Флогопит плеохроирует от светло-желтого, иногда буровато-желтого по Ng до бесцветного по Np ; $Ng-Np = 0,030$, $2V$ весьма мал, отрицателен.

Кроме того, встречаются мелкие обломочки, состоящие из яркозеленого хлорита, с отчетливым плеохроизмом от яркозеленого по Ng до бесцветного по Np . При исследовании хлорита с помощью паяльной

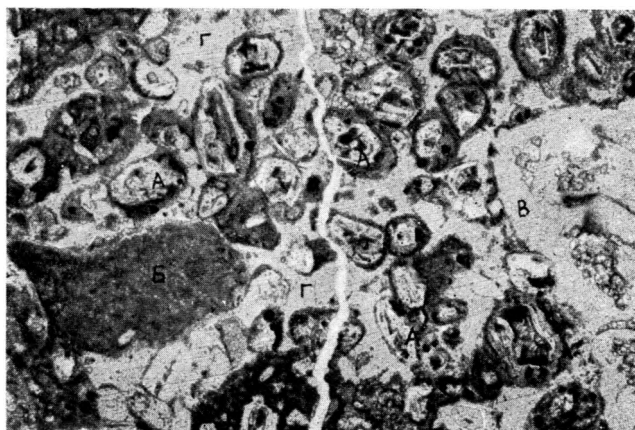


Рис. 21. Мелкообломочная кимберлитовая брекчия

А—мельчайшие обломки состоят из псевдоморфоз серпентина и магнетита по оливину фенокристаллов и основной массы, замещенной карбонатом; В—обломки известняка; Г—обломок гелевидного серпентина; Г—цементирующая масса брекчии, представленная серпентином. $\times 22$. Ник. ||

трубки установлено присутствие хрома, что, видимо, отразилось на окраске этого минерала.

Как указывалось выше, крупные обломки кимберлита редки, наблюдаются участки брекчии (в шлифе), сложенные только псевдоморфозами серпентина и магнетита по кристаллам оливина с незначительным количеством окружающей их измененной основной массы в виде каеок (рис. 21). Эти обломки (размером 0,3—0,5 мм), как правило, имеют округлую или овальную форму, соприкасаются между собой, но не всегда плотно прилегают друг к другу. Они отличаются друг от друга по составу или структуре основной массы. Так, например, в одном из обломков основная масса состоит преимущественно из бесформенных микроскопических зерен карбоната с незначительным содержанием пылевидного магнетита, в другом обломке магнетит значительно преобладает, в третьем в основной массе присутствует флогопит, в четвертом отчетливо видны реликты флюидальной текстуры и т. д. Таким образом, видно, что они находятся не в коренном залегании, а принесены из различных мест.

Угловатые промежутки между обломками выполнены серпентином. Серпентин нарастает в виде тонких концентрических корочек, в которых тонкие волокна серпентина располагаются перпендикулярно стенкам обломков. Отличительной особенностью этого серпентина является отчетливое двупреломление, волокнистое строение и отрицательное удлинение.

В центральной части промежутков наблюдается недвупреломляющий, видимо, аморфный серпентин. Иногда в промежутках наблюдаются только корочки волокнистого серпентина, а сами промежутки кажутся полыми, поэтому и удельный вес измененного кимберлита сильно понижается.

Кроме кимберлита и перечисленных ниже пород в обломках брекчии при микроскопическом исследовании шлифов встречены обломки минералов: граната, рутила, перовскита, ильменита, магнетита и реже хромдиопсида.

Гранат — светло-розовый, иногда бесцветный или светло-фиолетовый. Встречен гранат, имеющий при дневном свете зеленую окраску, при электрическом — розовую. Интересен обломок граната в измененном кимберлите (рис. 22). Часть кристалла не сохранилась и он погружен в серпентиновую цементирующую массу брекчии. Другая его часть заключена в первоначально вмещающем кимберлите и окружена реакционной каймой,

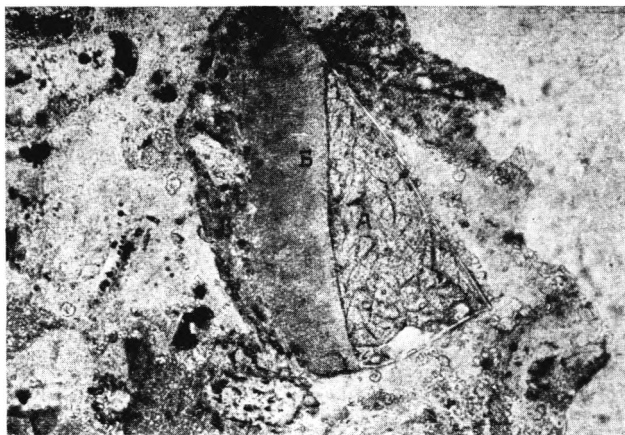


Рис. 22. Обломок кристалла граната в измененном кимберлите

Кристалл граната — А, слева темная кайма кимберлита — Б, ранее включавшего этот кристалл. $\times 40$. Ник. ||

состоящей из тонковолокнистого побуревшего серпентина. Ширина реакционной каймы 0,15 мм. В ассоциации с гранатом в одном месте встречен рутил.

Перовскит встречается в виде мелких зерен, дающих в срезе квадраты, в основной массе кимберлита и в виде обломочков в цементе брекчии. Зерна его окружены черной непрозрачной каймой.

Цементирующая масса брекчии представлена серпентином и карбонатом, причем количественное соотношение этих минералов установить нельзя и можно только констатировать доминирующую роль серпентина. Серпентин цементирующей массы аналогичен серпентину, слагающему обломки в брекчии.

КИМБЕРЛИТЫ МАЛО-БАТУОБИНСКОГО РАЙОНА

Кимберлиты данного района изучены на примере трубки «Мир».

Макроскопически кимберлиты трубки представлены двумя разновидностями:

1. Мелкообломочные породы, нередко отчетливо слоистые, напоминают типичные туфы.

2. Крупнообломочные разности, сливные, местами интенсивно окварцованные, весьма сходные с вулканическими туфобрекчиями.

Цвет кимберлитов обычно темно-зеленый разных тонов, значительно темнее, чем у кимберлитов Даалдынского района.

Породы первой разновидности имеют мелкообломочную структуру, типа кристаллокластической. Породы состоят из крупных и мелких обломков фенокристаллов оливина (полностью замещенного серпентином и карбонатом), составляющих 70—80% всей массы, обломков граната—пироба (до 2—3%) и бурой связующей массы (20—25%), представленной агрегатом карбоната и серпентина (рис. 23). Нередко встречается бурая слюда—биотит, сине-зеленый хлорит, а также магнетит и редко ильменит, перовскит, шпинель, диопсид.

Из обломков посторонних пород наиболее часты: известняки, серпентин-хлорит-карбонатные сланцы, кварциты, диабазы, составляющие 3—5%, иногда до 10% в общем объеме породы. Многочисленны обломки измененного кимберлита порфировой структуры.



Рис. 23. Мелкообломочный кимберлитовый туф (брекчия)
Неправильные зерна серпентинизированного оливина и обломки известняка в связующей массе; слева зерно ильменита $\times 70$. Ник. ||

Необычайно большое скопление обломков кристаллов оливина (псевдоморфоз серпентина по оливину) позволяет характеризовать породу как кимберлитовый кристаллокластический туф. Обломки кристаллов оливина (псевдоморфоз по оливину) имеют разную величину — от 0,5 до 1—5 мм. Форма обломков обычно округло-овальная, неправильная.

Часты петельчатые структуры псевдоморфоз, причем петли слагает поляризующий тонковолокнистый серпентин, а ядра петель—карбонат. Наиболее крупные псевдоморфозы по оливину окружены каемками карбоната. Эти каемки развиты не со всех сторон, а обычно лишь с тех, которые параллельны направлению трещиноватости. Мелкие псевдоморфозы по оливину часто имеют правильные кристаллографические очертания и преимущественно представлены серпентином, реже карбонатом.

Необходимо отметить, что среди продуктов замещения оливина вторичный магнетит, встречающийся в изобилии в псевдоморфозах оливина кимберлитов Даалдынского района, не обнаружен.

Гранат присутствует довольно часто в крупных (2,5—5 мм) и мелких (0,1—5 мм) зернах. Наряду с зернами, имеющими келифитовую кайму, часто встречается гранат, лишенный каймы (рис. 24).

Келифитовая кайма, иногда шириной до 0,5 мм (для крупных зерен), состоит из тонковолокнистого минерала, тончайшие волокна которого рас-

полагаются перпендикулярно стенкам зерен. В одном шлифе вокруг келифитовой каймы развивается каемка из мельчайших листочков хромсодержащего хлорита.

Встречены обломки зерен граната, окруженные келифитовой каймой только с одной стороны, что явно указывает на перемещение последних. В отдельных местах наблюдаются явления замещения граната хлоритом. Показатель преломления граната варьирует в пределах от 1,738 до 1,754, что указывает на принадлежность его к ряду пироп. Следует отметить отсутствие игольчатых включений в гранате, столь характерных для гранатов из кимберлитов Даалдынского района.

В Мало-Батуобинском районе пироп представлен только фиолетовой и красной разновидностями. Встречен обломок кристалла диопсида с $Ng = 40^\circ$, частично (с краев) замещенного каймой карбоната. Отдельные участки кимберлита обогащены хлоритом сине-зеленого цвета, замещающим бурую слюду (биотит). Чешуйки хлорита очень часто сильно

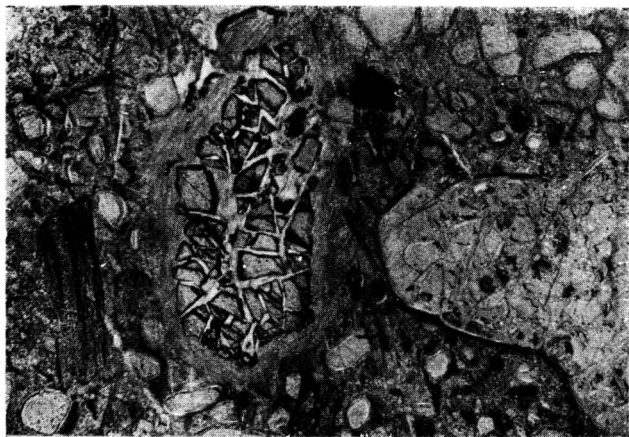


Рис. 24. Мелкообломочный кимберлитовый туф (брекчия)
Обломки кристаллов оливина, полностью замещенного серпентином; фиолетовый пироп, разбитый трещинами, без келифитовой каймы; слева чешуйка хлорита. $\times 70$. Ник. ||

деформированы и даже разорваны на части. Иногда хлорит настолько сильно развальцован, что крупные чешуйки превратились в пучок волокон, пропитанных кальцитом. Местами хлорит только частично замещает биотит, обычно с краев и узкими лентами вдоль спайности. Показатель преломления хлорита $N_m = 1,583$. Сине-зеленый цвет хлорита обусловлен содержанием хрома (по данным спектрального анализа).

Из аксессуарных компонентов встречаются обломки красно-бурой шпинели — пикотита, ильменита и перовскита; последний здесь встречается редко в виде мелких зернышек, образующих иногда венчик вокруг зерен ильменита.

Связующая масса породы представлена тонкозернистым агрегатом карбоната и серпентина. Нередко наблюдается широкое развитие серпентина с резко подчиненным количеством карбоната. Местами отмечается обратное соотношение этих компонентов. В связующей массе рассеяны мелкие псевдоморфозы серпентина по оливину. Псевдоморфозы часто сохраняют идиоморфизм первичного оливина и при этом создается полное впечатление эффузивной породы.

Породы второй разновидности являются типичными туфобрекчиями. Они отличаются от вышеописанных пород крупнообломочным строением и типичной брекчиевой структурой. Следует отметить, что

местами кимберлитовая брекчия довольно интенсивно окварцована, вплоть до образования вторичного кварцита (рис. 25).

Порода характеризуется наличием крустификационной структуры и миндалевидной текстуры, обусловленной развитием крупных и мелких пор, выполненных частично или полностью кварцем с кальцитом. Крустификационная структура вызвана нарастанием кварца в виде каймы на зерна серпентинизированного оливина, причем удлиненные зерна кварца ориентированы перпендикулярно граням зерен оливина.

Весьма своеобразным обликом обладают и миндалины, характеризующиеся сложным многократно-зональным концентрическим строением: снаружи развивается кайма мелкокристаллического карбоната, затем следует кайма из кварца крустификационного облика (с отчетливыми зонами роста отдельных зерен кварца), которая сменяется зоной коллоидного строения, повидимому, из халцедона или кварцина; далее следует кайма карбоната и, наконец, центр сложен вновь кварцем.

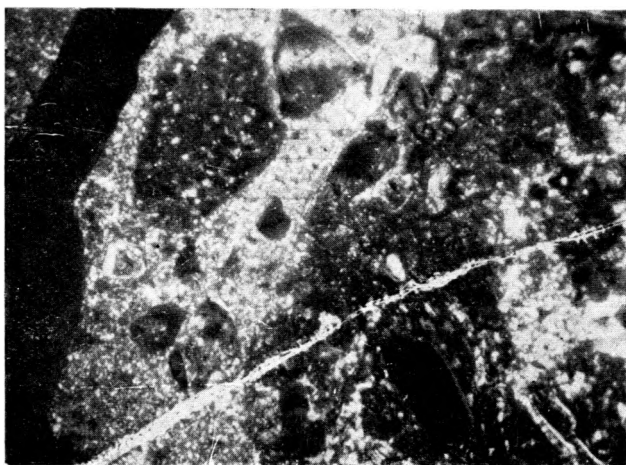


Рис. 25. Кимберлитовая брекчия

Микрозернистый кварц (светлый), реликтовые участки слабо измененного, окварцованного кимберлита (темные). $\times 35$. Ник. ||

В зальбанде жилкок кварц-карбонатного типа отмечается развитие идиоморфных кристаллов пирита.

Обломки кимберлита, интенсивно разложенного и пропитанного бурыми окислами железа, сцементированы мелкозернистым кварцем, в значительной степени ожелезненным. Местами агрегаты кварца имеют сферолитовую структуру. Порода пересекается сетью трещин, выполненных кварцем и кальцитом.

В заключение приведем краткое сравнение кимберлитов Мало-Батуобинского района с аналогичными породами Даалдынского района.

В петрографическом отношении кимберлиты Даалдынского района отличаются от кимберлитов Мало-Батуобинского района разнообразием и богатством включений родственных и посторонних пород. Если в кимберлите из трубки «Мир» преобладают включения главным образом осадочных пород (известняки, сланцы) и диабазы с редкими ксенолитами эклогитоподобных пород, то даалдынские кимберлиты из трубки «Зарница» переполнены как породами эклогитовой фации, так и включениями осадочных пород.

Существенное различие пород вытекает из сопоставления процентного содержания посторонних включений и связующей массы, которая в кимберлитах Мало-Батуобинского и Даалдынского районов играет явно под-

чиненную роль. Так, в кимберлитах Даалдынского района основную массу включений (до 90%) составляют породы осадочные и кристаллические. В кимберлитах Мало-Батуобинского района преобладают обломки серпентинизированного оливина, количество которых доходит до 70—80%.

В кимберлитах Даалдынского района весьма характерны обломки магматического кимберлита (типа пикритового порфирита) со слюдой и лишешные последней, в то время как породы Мало-Батуобинского района содержат единичные обломки последних.

Существенно отличаются сравниваемые кимберлиты по минералогическому составу: даалдынские кимберлиты содержат флогопит, мало-батуобинские — хлорит, редко свежий биотит. Первые богаты пиропом и ильменитом, а также содержат перовскит, вторые — только пироп, ильменит и перовскит редки. Кроме того, в даалдынских породах наряду с фиолетовыми и красными пиропами присутствует оранжевая разновидность, не встречающаяся в мало-батуобинских кимберлитах.

Кимберлиты трубки «Мир» подверглись тектоническим воздействиям, повидимому, уже после формирования, что выразилось в интенсивной брекчированности пород с последующим окварцеванием, не имевшим место в кимберлитах Даалдынского района.

Таблица 1

Состав	Кимберлиты						
	Трубка „Зарница“		Трубка „Полярная“				Трубка „Удачная“
	обр. 1-а	обр. 3-а	обр. 1	обр. 2	обр. 3	обр. 4	обр. 14/1
	(аналитик М. Стукалова)	(аналитик М. Чуенко)	(аналитик К. Бакланова)	(аналитик В. Ковязина)	(аналитик В. Ковязина)	(аналитик В. Ковязина)	(аналитик М. Чуенко)
SiO ₂	26,85	26,51	25,66	29,72	27,20	30,58	27,60
TiO ₂	1,40	1,60	2,77	0,21	2,51	2,10	2,29
Al ₂ O ₃	2,34	2,35	2,61	6,51	4,98	1,20	1,42
Cr ₂ O ₃	0,14	0,11	0,20	0,19	0,04	0,08	0,16
Fe ₂ O ₃	4,77	7,08	9,23	10,17	11,34	7,66	7,63
FeO	2,34	1,80	1,71	2,58	2,00	1,71	1,64
MnO	0,12	0,10	0,20	0,14	0,21	0,14	0,18
MgO	22,82	25,32	25,49	29,80	27,08	32,21	26,67
CaO	17,37	14,60	13,28	6,00	8,80	7,80	12,40
Na ₂ O } K ₂ O }	0,24	0,26	0,07	0,30	нет	нет	0,10
BaO	сл.	сл.	0,26	сл.	0,05	0,08	0,22
NiO	0,07	0,08	0,13	0,08	0,12	0,18	0,12
P ₂ O ₅	0,16	0,30	0,35	0,32	0,12	0,20	0,46
S	не обн.	не обн.	0,03	сл.	0,05	0,04	0,15
CO ₂	13,80	11,60	10,20	2,96	6,03	5,31	9,74
H ₂ O гигр.	1,35	1,17	0,40	0,68	1,56	1,26	1,20
П.п.п	6,40	7,40	7,60	10,50	8,31	9,82	8,52
	100,17	100,28	100,19	100,16	100,40	100,35	100,50

Для суждения о химизме сибирских кимберлитов в табл. 1 приведены результаты химического анализа нескольких образцов из трубок Даалдынского района. Как видно из таблицы, по своему химическому составу сибирские кимберлиты отвечают разложенным ультраосновным породам вообще и африканским кимберлитам в частности. Петрохимические сопоставления можно будет сделать лишь после исследования менее измененных пород.

2. ПЕТРОГРАФИЯ КСЕНОЛИТОВ

Ксенолиты-включения можно разбить на следующие генетические группы:

1. Ксенолиты ультраосновных пород (порфировых перидотитов).
2. Ксенолиты кристаллических сланцев.

3. Ксенолиты основных пород (сибирских траппов).

4. Ксенолиты осадочных пород.

Ниже приводится их петрографическое описание и кратко рассматриваются некоторые генетические вопросы.

КСЕНОЛИТЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Ксенолиты ультраосновных пород, обычно характерные для кимберлитов, до сих пор не встречены в трубках Даалдынского района. При этом, правда, необходимо учесть, что вследствие своей малой устойчивости в сильно измененных кимберлитах ксенолиты нацело изменены и могут быть приняты за измененные ксенолиты других пород. В трубке «Мир» были обнаружены ксенолиты порфировых перидотитов с гранатом, но также настолько измененные, что само определение породы не совсем достоверно.

Ксенолиты порфировых перидотитов макроскопически представляют собой породу темно-серого цвета, очень плотную, с крупными (до 1 см) вкрапленниками малиново-красного пиропы, окруженными широкими келифитовыми каймами. Наряду с гранатом выделяются псевдоморфозы желтовато-зеленоватого минерала по какому-то столбчатому фемическому минералу. В афанитовой темно-серой массе породы хорошо различимы также мелкие кристаллы рудного минерала (пирита?).

Структура породы порфировидная или порфировая. Структура основной массы уловима только без скрещенных николей, ибо значительная степень измененности породы полностью маскирует первичную структуру. Есть основания предполагать, что основная масса состояла из мельчайших идиоморфных зерен оливина, погруженных, возможно, в стекловатый мезостазис. В результате постмагматических процессов оливин и мезостазис были полностью превращены в серпентиново-кварцево-карбонатный агрегат.

Основная масса породы интенсивно оруденелая. Порфировые вкрапленники представлены дихроичным гранатом и псевдоморфозами серпентина, хлорита и карбоната по крупным кристаллам ранее существовавших фемических минералов.

Гранат встречается в виде округло-овальных порфировых вкрапленников, окруженных обычно буровато-зеленой каймой реакционного происхождения. Кайма пропитана бурыми окислами железа и рудной пылью. Показатель преломления граната от 1,738 до 1,754, что характерно для ряда пиропов. Зерна граната сильно трещиноваты, и по трещинам развиваются вторичные слюдоподобные минералы.

Кроме граната, отмечены псевдоморфозы серпентина с карбонатом и хлорита с карбонатом, развивающиеся по крупным порфировым вкрапленникам, повидимому, фемических минералов (оливинам, энстатиту?).

Находка описанных ксенолитов проливает свет на происхождение гранатов в кимберлите трубки «Мир», где почти совершенно отсутствуют включения эклогитов и эклогитоподобных пород. Вполне возможно, что часть фиолетовых и красных пиропов с более низкими показателями преломления в трубках Даалдынского района также происходит из подобных разрушенных ультраосновных пород. Однако происхождение пиропы в ультраосновных породах еще остается мало понятным; следует обратить внимание на келифитовые оболочки вокруг его зерен, что, вероятно, свидетельствует о его ксеногенном происхождении или ранней кристаллизации.

КСЕНОЛИТЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ

Как уже отмечено выше, среди ксенолитов кристаллических сланцев, столь обильных в кимберлитах Даалдынского района, и, повидимому, почти совершенно отсутствующих в трубке «Мир» можно прежде всего выделить две резко различные генетические группы: группу эклогитов и

эклогитоподобных пород и группу так называемых кристаллических сланцев архейского комплекса.

Промежуточное положение между двумя основными группами занимают гранатизированные кристаллические сланцы, выделенные нами особо.

Породы второй группы по минералогическим и структурным признакам совершенно аналогичны кристаллическим сланцам архея Алданского щита и Анабарского массива. Это преимущественно гиперстеновые кристаллические сланцы, переходящие в амфиболиты и лейкократовые кристаллические сланцы. Не встречены кристаллические сланцы, богатые глиноземом и широко представленные на Алданском щите, но мало характерные для Анабарского массива. Очевидно, эти ксенолиты захвачены кимберлитовой магмой на глубине из архейских толщ. Обилие таких ксенолитов именно в Даалдынском районе связано с близостью Анабарской плиты, а следовательно, менее глубоким залеганием архея, в толще которого происходили взрывы.

Эклогиты и эклогитоподобные породы первой группы пока не встречены среди кристаллических сланцев архея Восточной Сибири и принадлежат к совершенно другой метаморфической фации (Эскола, 1920). Характерной чертой этих пород является парагенезис моноклинного пироксена — минерала, сравнительно богатого кальцием, не сопровождающегося алюминием, и граната пироп-альмандинового ряда, обычно богатого пирровым компонентом, т. е. минерала, пересыщенного глиноземом, в котором алюминий не сопровождается щелочами и кальцием.

Уже само образование богатого магнием граната вместо кордиерита противопоказано для фации чарнокитовых кристаллических сланцев архея (Коржинский, 1936). Что же касается отмеченного перераспределения окислов, то оно характерно лишь для пород эклогитовой фации, которые по сравнению с обычными, изверженными или метаморфическими породами такого же химического состава, отличаются значительно более высоким удельным весом и, следовательно, образуются при гораздо больших давлениях.

Эклогитовые включения весьма характерны для кимберлитов Южной Африки, где они также не отмечены в кристаллических сланцах архея. Происхождение их там не разгадано, но полагают, что оно связано как-то с образованием самой кимберлитовой магмы и может быть даже алмазов.

В нашем распоряжении пока еще слишком мало материала для полного рассмотрения проблемы образования эклогитовых ксенолитов в кимберлитах, но уже сейчас удалось сделать некоторые интересные наблюдения, которые несомненно будут иметь значение при ее обсуждении. Удалось установить своеобразные переходные породы (так называемые гранатизированные кристаллические сланцы), в которых еще сохранились остатки минералов архейских гнейсов, в частности гиперстен, но в значительном количестве уже присутствует гранат, позднее образование которого в некоторых случаях не вызывает сомнения. Установлено также сосуществование гранатов с разным показателем преломления, т. е. с разной железистостью, что свидетельствует об отсутствии полного равновесия в данной породе.

Не имея возможности более подробно останавливаться на обсуждении этих сложных вопросов, в дальнейшем ограничимся лишь описанием пород.

Ксенолиты эклогитов и эклогитоподобных пород

Эклогиты

Наиболее типичным, но редким в сибирских кимберлитах представителем пород эклогитовой фации являются эклогиты без полевых шпатов, состоящие из пироба и моноклинного пироксена.

Структура породы гранобластовая, обычно крупнозернистая, порфиров-бластовая.

Минералогический состав простой: моноклинный пироксен и гранат-пироп. В качестве примеси встречается иногда биотит, рутил, ильменит, апатит.

Из вторичных минералов наиболее распространен хлорит, серпентин (?), карбонат, а также бурые окислы железа (рис. 26).

Гранат представлен пиропом с показателем преломления от 1,738 до 1,754. Чаше встречается пироп с $N=1,738$. Типичны крупные, обычно округло-овальные, интенсивно трещиноватые порфиروبласты граната. По трещинам развивается зелено-бурый хлоритоподобный минерал с несколько повышенным двупреломлением. В результате подобного замеще-

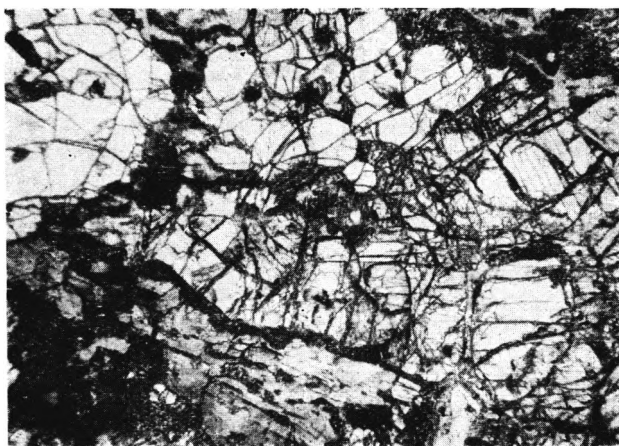


Рис. 26. Эклогит с биотитом

Видны зерна трещиноватого пироба и омфацита со спайностью; внизу крупная чешуйка биотита с включениями рудных зерен. $\times 75$. Ник. ||

ния по сети трещин гранат зачастую оказывается разбитым на многочисленные полиэдрические зерна.

Нередко порфиروبласты граната в измененных кимберлитах окружены широкой келифитовой оболочкой зелено-бурого цвета и тонколучистого строения с повышенным двупреломлением.

В отдельных случаях удается наблюдать, как келифитовая оболочка с внешней стороны хорошо передает идиоморфные очертания зерна граната, в то время как с внутренней замещение притупляет острые грани, вплоть до шаровой или овально-неправильной формы.

Пироксен составляет основную часть породы и обычно образует резко неправильные зерна светло-зеленого цвета.

Измерение оптических констант пироксена на федоровском столике и в иммерсии дало: $2V$ от $+63^\circ$ до $+66^\circ$; $cNg = 44-45^\circ$; $Ng' = 1,712-1,714$; $Np' = 1,680-1,690$; $Ng'-Np' = 0,022-0,024$. Судя по этим данным, моноклинный пироксен по составу относится к диопсиду геденбергитского ряда с содержанием железистого компонента от 25% до 35% с несколько повышенным Ng , что связано, повидимому, с содержанием Fe_2O_3 и Al_2O_3 , хотя последний не оказывает существенного влияния на оптические константы. $2V$ также завышен, что связано, возможно, с наличием в пироксене жадеитового компонента, но это должно было бы сказаться на понижении cNg . Вопрос об отнесении пироксена к омфациту можно решить лишь на основании данных о содержании щелочей, но анализ пироксена пока отсутствует.

Отмечается широкое замещение моноклинного пироксена карбонатом, так что от отдельных зерен сохраняются только реликты. По трещинам развивается зелено-бурый хлоритоподобный или каолиновый минерал. Продукты замещения иногда интенсивно пропитаны окислами железа и почти непрозрачны.

Рутил встречается довольно редко в неправильных зернах, величиной до 0,1—0,2 мм. Цвет его обычно медово-желтый, редко красных тонов. Апатит встречен в виде мелких овально-неправильных зерен.

В описываемой разновидности эклогитов очень редок биотит. Он присутствует обычно в виде единичных крупных чешуек и, реже, в скоплениях. Цвет биотита светло-оранжевый с четко выраженным плеохроизмом от оранжевого (красноватого) цвета по Ng до светло-желтоватого (почти бесцветного) по Np , по оси Nm — оранжевый (буроватый). Схема абсорбции: $Ng > Nm > Np$. Показатель преломления $Nm = 1,621$. Мелкие чешуйки и листочки красно-бурого биотита развиваются иногда в агрегатах зелено-бурого хлоритоподобного минерала совместно с карбонатом. При этом биотит несомненно является вторичным.

Эклогитоподобные породы (Плагноклаз-пироксеновые кристаллические сланцы с гранатом)

Большую группу включений составляют кристаллические сланцы, содержащие гранат-пироп, моноклинный пироксен и средний плагноклаз. Эти породы по существу образуются также в условиях эклогитовой фации, являясь разновидностью эклогитов, заслуживающих даже специального названия.

Можно выделить следующие разновидности: а) породы, бедные плагноклазом, наиболее близкие к эклогитам; б) породы, богатые плагноклазом; в) породы с дистеном; г) породы, богатые роговой обманкой.

Породы, бедные плагноклазом, содержат его до 10—15%. Структура пород обычно гранобластовая до порфиробластовой благодаря крупным зернам граната. Иногда наблюдаются полосчатые и слоистые текстуры. Минералогический состав: плагноклаз, гранат-пироп, моноклинный пироксен; из аксессуарных — апатит, рудный минерал; вторичные — бесцветный амфибол, хлорит, бурые окислы железа. Моноклинный пироксен является доминирующим минералом. Цвет слабо-зеленый, плеохроизм отсутствует. По трещинам развиваются зеленовато-бурые пока еще неопределенные продукты замещения. Нередко пироксен частично или полностью замещается бесцветным амфиболом. В одном из шлифов у моноклинного пироксена $2V = +66^\circ$, $cNg = 45^\circ$, в другом шлифе $2V = +68^\circ$, $cNg = 45^\circ$.

Плагноклаз обычно представлен антипертитом. Отдельные зерна обладают узкими полисинтетическими двойниками. Наблюдается частичное замещение серицитом, а также буровато-зеленым каолиновым минералом. Замеры зерен плагноклаза на федоровском столике дали андезин № 32—42.

Гранат представлен округло-овальными и резко неправильными зернами величиной до 1—2 мм, нередко встречается в виде остроугольных обломков размером 0,1—0,2 мм. Отмечается сильная трещиноватость, по трещинам развивается зелено-бурый агрегат вторичного минерала (каолин?).

Показатель преломления граната $N < 1,767$. В породе часто встречаются псевдоморфозы серпентина по ксеноморфным зернам ранее существовавшего минерала.

Породы, богатые плагноклазом, наиболее распространены среди эклогитоподобных включений. Микроскопически они светло-серые, с полосами, обогащенными темноцветными минералами и пиропом. Се-

рый цвет породе придают плагиоклазы хорошей сохранности, в свежем сколе имеющие стекланный блеск.

Структура породы гранобластовая, порфиробластовая, в случае присутствия роговой обманки — нематогранобластовая, редко пойкилобластовая и, как правило, крупнозернистая. Во многих ксенолитах обнаруживается четко выраженная сланцеватая текстура, иногда полосчатая.

Минералогический состав довольно разнообразен. Наряду с плагиоклазом, гранатом, моноклинным пироксеном нередко отмечается роговая обманка и скаполит, замещающий плагиоклазы. Из акцессорных минералов встречены циркон, апатит, рутил, рудный минерал. Вторичные минералы в основном представлены каолином. Присутствуют также хлорит, серпентин и неопределенные продукты разложения пироксена.

Плагиоклаз преимущественно не имеет правильных очертаний и нередко представлен антипертитом. Наряду с альбитовыми часто встречаются периклиновые двойники. Плагиоклаз частично замещается глинистыми минералами типа каолина. Обычно такое замещение идет с периферии зерен и локализуется по сети трещин. В одном шлифе отмечена серицитизация плагиоклаза. 7 замеров зерен плагиоклаза на федоровском столике показали, что его состав большей частью отвечает андезину (№ 38—42), варьируя от олигоклаза (№ 25) до кислого лабрадора (№ 59). Наряду с плагиоклазом, в подчиненном количестве также присутствует скаполит, причем местами отчетливо видно, что он замещает плагиоклаз. Скаполит относится к средним разностям, с показателями преломления $Ng' = 1,582$, $Np = 1,561$, что соответствует содержанию мейнитового компонента до 55 %. В некоторых ксенолитах наряду с плагиоклазом присутствует также калиевый полевой шпат пертитового строения.

Моноклинный пироксен представлен зеленой разновидностью, обычно в крупных ксеноморфных зернах, реже в виде удлинённых столбиков. Во включениях в пироксене отмечаются мелкие зерна рутила и роговой обманки. По пироксену часто развивается зелено-бурый хлоритоподобный или глинистый минерал и иногда бурые окислы железа и бурый биотит. 7 замеров оптических констант на федоровском столике дали: $2V$ от $+60^\circ$ до $+66^\circ$, cNg от 40° до 44° . Показатели преломления, замеренные в 4 шлифах, соответственно равны: Ng' от 1,702 до 1,712, Np' от 1,680 до 1,690; $Ng' - Np'$ от 0,022 до 0,026. Таким образом, по виду и оптическим константам этот пироксен аналогичен пироксену эклогитов.

Плагиоклаз-пироксеновый сланец отличается тем, что содержит роговую обманку буро-зеленого цвета с плеохроизмом от буро-зеленого по Ng до светло-буровато-зеленого по Np ; по оси Nm — буровато-оранжевого цвета. $2V = -80^\circ$, $cNg = 22^\circ$, $Ng' = 1,676$, $Np' = 1,652$. В одном шлифе роговая обманка имеет: $2V = -76^\circ$, $cNg = 22^\circ$. Схема абсорбции и цвет минерала аналогичны предыдущей.

В породе присутствует светло-бурый биотит с плеохроизмом до бесцветного по Np и нормальной схемой абсорбции. Биотит, повидимому, вторичный и развивается за счет граната и рудного минерала. В шлифе ясно видно, что роговая обманка замещается оранжево-буроватым биотитом.

Гранат представлен пиропом и встречается в крупных неправильных порфиробластах и реже в виде идиоморфных кристаллов. Отмечается интенсивная трещиноватость, часто по трещинкам развивается хлорит.

Показатели преломления в нескольких образцах равны:

$$\begin{aligned} 1,754 > N > 1,737 \text{ и } 1,767 > N > 1,754 \\ 1,754 > N > 1,740 \text{ и } 1,737 \\ 1,754 < N < 1,767 \\ 1,767 > N \\ 1,767 > N > 1,754 \end{aligned}$$

Судя по показателям преломления и окраске гранат принадлежит к пироп-альмандиновому ряду с содержанием альмандинового компонента приблизительно от 30 до 40%. Интересно отметить, что для этих ксенолитов наиболее характерны гранаты не с самыми низкими показателями преломления, которые попадают в кимберлит, повидимому, из других, может быть ультраосновных, пород описанного выше типа. Химические анализы гранатов из элювия (стр. 72) показали также заметное присутствие в них кальциевых компонентов и хрома. Однако для гранатов, близких по типу к гранатам эклогитов, содержание хрома весьма невелико. Присутствие андрадитового компонента (до 10%) повышает показатель преломления, в связи с чем содержание альмандин а значительно ниже, чем это определяется по диаграмме Винчелла, порядка 20%.



Рис. 27. Плагноклаз-пироксеновый кристаллический сланец с гранатом.

Зерно граната с трещиной, выполненной актинолитом. $\times 70$. Ник. ||

Акцессорные — апатит, рутил и рудный минерал встречаются редко и обычно включены в основные минералы породы.

В кимберлите трубки «Удачная» наблюдается интересное выполнение трещины в гранате тонкопризматическим актинолитовым агрегатом (рис. 27). Периферические части трещинок в гранате выполнены тончайшими призмочками актинолита, наросшими перпендикулярно стенкам трещинки; в центральной части наблюдаются более крупные призмочки актинолита, расположенные беспорядочно или параллельно стенкам трещины. Актинолит плеохроирует от светло-зеленого по Ng до светло-желтого по Np , cNg около 20° .

Во многих ксенолитах отмечены своеобразные игольчатые включения минерала в гранате, располагающиеся под углом 60° друг к другу (рис. 28). Иногда подобной закономерности не наблюдается. При большом увеличении видно, что минерал имеет длинно- и тонкопризматическую, игольчатую форму. В более крупных индивидах даже улавливается плеохроизм в зеленовато-желтых тонах. Удлинение минерала положительное. Показатель преломления явно выше, чем у граната.

Следует отметить также высокие цвета интерференции до 2-го порядка при весьма незначительной толщине кристалла, что свидетельствует об очень большом двупреломлении. По этому признаку, а также по игольчатой форме кристаллов, и иногда по расположению в виде сетки, данный минерал похож на рутил. Однако в иголках погасание косое и угол пога-

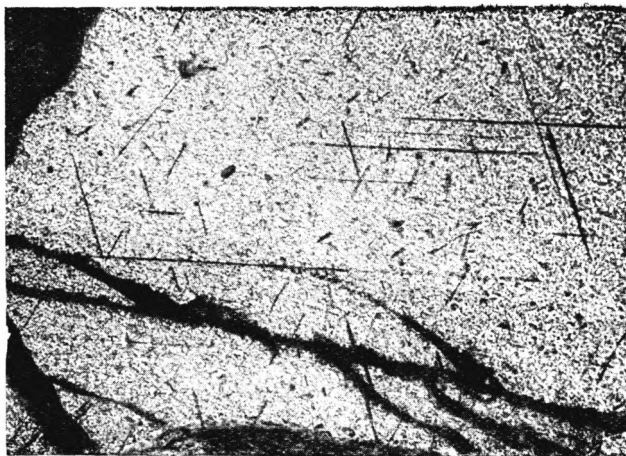


Рис. 28. Плагинклаз-пироксеновый кристаллический сланец с гранатом
Гранат с двумя системами игольчатых включений. $\times 70$.
Ник. ||

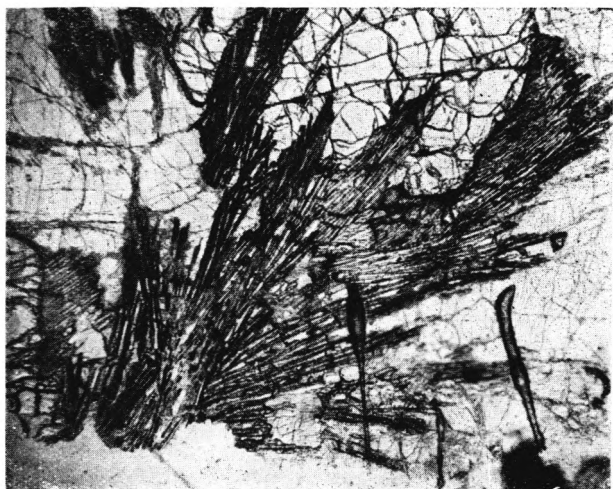


Рис. 29. Плагинклаз-пироксеновый кристаллический сланец с гранатом и дистеном

Вверху зерно граната, лишенное келифитовой оболочки; внизу оно, наравне с плагинклагом, прорастает пучками кристаллов дистена. $\times 40$.
Ник. ||



Рис. 30. Плагинклаз-пироксеновый кристаллический сланец

Сноповидные агрегаты дистена, прорастающего гранат. $\times 80$
Ник. ||

сания достигает 25—26°, что исключает рутил; минерал требует дальнейшего исследования.

Породы с дистеном. По минералогическому составу породы относятся к разновидности довольно богатой плагиоклазом, но отличается присутствием дистена. Структура породы гранобластовая, порфиробластовая, участками нематобластовая и даже фибробластовая.

Порода состоит из граната, моноклинного пироксена, плагиоклаза, дистена, скаполита, единичных зерен апатита и рудного минерала. Отмечается значительное содержание гранат-пиропы с $N = 1,738—1,754—7,767$. Обычно крупные порфиробласты неправильной формы, реже — идиоморфные. В проходящем свете поверхность граната гладкая, блестящая, без резко выраженной шагреня.

Келифитовые каймы свойственны почти всем зернам граната. Интересно отметить тот факт, что лучки дистена обычно упираются в келифитовую оболочку, не проникая в гранат. Зерна граната, лишенные келифитовой каймы, наравне с другими минералами прорастают дистеном (рис. 29).

Вторым по количеству минералом является плагиоклаз в табличках неправильной формы, нередко трещиноватых. Широким развитием пользуется скаполит, замещающий плагиоклаз. По трещинам часто развиваются глинистые минералы.

Плагиоклаз sdвойникован и наиболее распространены узкие, полисинтетические двойники. Зерна плагиоклаза повсеместно прорастают пучками иголок дистена. Во включениях нередко зерна моноклинного пироксена, граната, апатита. Два замера зерен плагиоклаза на федоровском столике дали № 50, т. е. кислый лабрадор.

Характерным минералом породы является дистен, развивающийся в форме не типичных для этого минерала тонколучистых древовидных агрегатов, сноповидных пучков, а также радиальнолучистых «солнц» (рис. 30), так что даже правильность определения минерала вызывает некоторые сомнения. Отмечается приуроченность дистена главным образом к зернам и скоплениям граната, вокруг которых дистен часто образует внешнюю кайму (внутренняя келифитовая). Иголки дистена обладают характерной спайностью по (100), с нормалью, которая почти совпадает с осью Np .

На федоровском столике измерение иголок дистена дало $2V$ от $+80^\circ$ до $+89^\circ$, что отличает его от типичных дистенов.

Отмечены диабластовые структуры прорастания дистена и моноклинного пироксена по типу структур распада.

Моноклинный пироксен встречается в значительном количестве в ксеноморфных зернах с хорошей параллельной спайностью $2V = +63^\circ$, $cNg = 40—41^\circ$.

Из аксессуарных минералов отмечен апатит в мелких неправильных зернах и рудный минерал.

Породы, богатые роговой обманкой. В этих породах наряду с пиропом и моноклинным пироксеном существенную роль играет роговая обманка и иногда биотит. Структура породы нематогранобластовая, местами лепидогранобластовая. В небольшом количестве присутствует моноклинный пироксен, биотит, псевдоморфозы каолинового минерала по плагиоклазу, кальцит, апатит, рудный минерал.

Преобладает бледно-зеленая роговая обманка с еле заметным плеохроизмом в более светлых тонах. Угол оптических осей $2V = -73^\circ$; $cNg = 20^\circ$. Показатели преломления: $Ng' = 1,684$, $Np' = 1,664$; $Ng' - Np' = 0,020$, что отвечает содержанию железистого компонента до 45%.

Биотит в крупных чешуйках с плеохроизмом от оранжево-буроватого цвета по Ng до едва желтоватого (почти бесцветного) по Np . Отмечаются резко деформированные и даже разорванные на части чешуйки. В биотите нередко включения рудного минерала, а иногда зерен апатита, рутила и

псевдоморфоз серпентина по какому-то минералу. Показатель преломления биотита $N_m = 1,615$, что говорит о его низкой железистости.

Моноклинный пироксен в мелких ксеноморфных зернах, слабо зеленоватого цвета с четко выраженной параллельной спайностью. Угол оптических осей: $2V = +64^\circ$; $cNg = 44-45^\circ$, $Ng' = 1,712$; $Np' = 1,690$; $Ng' - Np' = 0,022$.

Отдельные зерна пироксена по трещинам замещаются зеленовато-бурым хлоритоподобным минералом, иногда совместно с кальцитом.

Гранат встречается в единичных мелких зернах и бесформенных скоплениях. По сети мелких, разветвляющихся трещинок развивается вторичный биотит светло-бурого цвета. Показатель преломления граната лежит между 1,738 и 1,754, что позволяет отнести его к пиропу с содержанием 30—40% алмандинового компонента. В одном месте встречена бесцветная роговая обманка, относящаяся к паргаситу (рис. 31).

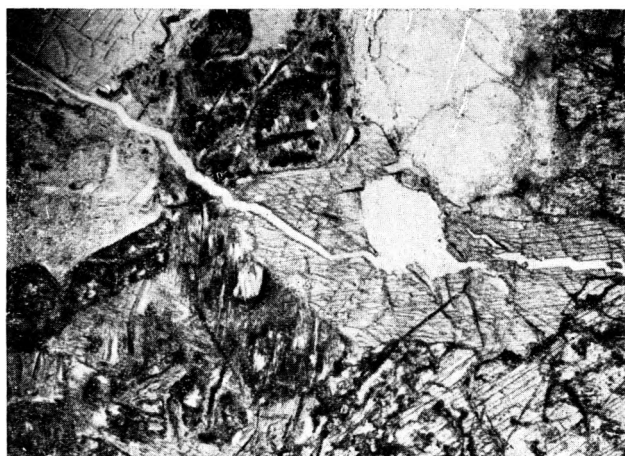


Рис. 31. Плагноклаз-пироксеновый кристаллический сланец с гранатом и роговой обманкой
В центре более или менее идиоморфное зерно паргасита. $\times 40$. Ник. ||

Оптические константы следующие: $2V = +65-+66^\circ$; $cNg = 25-26^\circ$; $Ng' = 1,658$; $Nm' = 1,645$; $Np' = 1,638$. Эти данные подтверждают правильность определения.

Встречена порода несколько иного типа, но близкая к вышеописанным. В ней наряду с роговой обманкой, моноклинным пироксеном и гранатом-пиропом присутствуют не совсем разложенные плагноклазы и пертиты. Плагноклаз и калиевый полевой шпат встречаются обычно в неправильных зернах, частично или полностью замещенных глинистыми продуктами выветривания. Замеры зерен плагноклаза дали андезин № 34.

Константы моноклинного пироксена обычные для этих пород: $2V = +66^\circ$; $cNg = 44^\circ$; $Ng' = 1,722$; $Np' = 1,700$; $Ng' - Np' = 0,022$.

Роговая обманка отличается темной зелено-бурой окраской с резким плеохроизмом от темно-зеленого или бурого цвета по Ng до светло-зеленовато-бурого по Np . Угол оптических осей $2V = -72^\circ$; $cNg = 18-20^\circ$. Роговая обманка частично замещается вторичным оранжевым биотитом.

Измерения показателей преломления в разных зернах граната дали: $N \sim 1,738$; $N \sim 1,754$; $N > 1,754$, но $< 1,767$.

В одном шлифе отмечено интересное включение: наблюдается контакт роговообманково-гранатового кристаллического сланца с плагноклазово-калиевошпатовой породой с роговой обманкой. Роговообманковый кри-

Сталлический сланец состоит из роговой обманки, пироксена, граната-пиропа и псевдоморфоз каолина по плагиоклазу (?). Роговая обманка аналогична предыдущей с плеохронизмом от буро-зеленого цвета по N_g до светло-буроватого по N_r . Оптические константы: $2V = -72-74^\circ$, $cN_g = 18-20^\circ$.

Контакт с полевошпатовой породой выражен не резко. Зерна и скопления зерен роговой обманки в лейкократовой породе создают шлировую текстуру.

Плагиоклазы встречаются в виде более или менее однородных по величине зерен с узкими полисинтетическими двойниками, иногда антипертитового строения. Два замера плагиоклазов на федоровском столике дали андезин № 35—40.

Пертиты ярко выражены и характеризуются лентообразными, нередко параллельно-ориентированными прорастаниями плагиоклаза в калиевом полево шпате. Иногда форма плагиоклазовых выделений приближается к типичным ихтиоглиптам и при этом наблюдается полная аналогия с письменной структурой пегматитов. Местами встречаются ксеноморфные, сильно трещиноватые зерна кварца. Волнистое погасание отсутствует.

Роговая обманка и моноклинный пироксен встречаются в единичных зернах и полностью аналогичны соответствующим минералам из меланократовой породы, описанной выше. В породе отмечены единичные зерна апатита и рудного минерала.

Выше было отмечено, что во многих ксенолитах эклогитов и эклогитоподобных пород наблюдаются интенсивные вторичные изменения, при которых плагиоклаз замещается минералом типа каолина, а пироксен неопределимыми продуктами глинистого или хлоритоподобного типа. В некоторых случаях это изменение заходит так далеко, что и пироксен и плагиоклаз полностью замещены вторичными минералами и о характере породы можно лишь догадываться по реликтам граната и других устойчивых минералов (рутил), а также по наличию постепенных переходов к менее измененным породам (рис. 32, 33).

Псевдоморфозы вторичных продуктов по пироксену обычно характеризуются более темным цветом, иногда с концентрическим строением. На краях псевдоморфоз наблюдается более темная кайма, а в центральной части присутствует карбонат, иногда окружающий реликты пироксена. Некоторые псевдоморфозы по плагиоклазу также обладают зонарным строением (рис. 34).

Наиболее устойчивым минералом (из главных минералов породы) обычно оказывается гранат, выделяющийся на фоне вторичных минералов в виде округлых порфириобластов, трещины которых также выполнены вторичными продуктами.

Измененные породы ксенолитов довольно разнообразны; требуется специальное изучение как вторичных продуктов, так и структуры этих пород. Нет сомнения, что наряду с эклогитовыми породами встречаются и чрезвычайно измененные кристаллические сланцы других типов, причем характерна сравнительно хорошая сохранность биотита. В некоторых случаях вторичные продукты напоминают также серпентин и весьма вероятно, что среди измененных ксенолитов этой группы можно будет выделить и измененные ультраосновные породы (перидотиты с гранатом), подобные породам, обнаруженным в трубке «Мир».

Ксенолиты гранатизированных кристаллических сланцев

К этой группе относятся своеобразные кристаллические сланцы, которые по парагенезису граната с моноклинным пироксеном принадлежат к эклогитовой фации, но вместе с тем они содержат и противоположенный для эклогитов парагенезис ромбического пироксена с плагиоклазом. В некоторых местах отчетливо видно позднее образование граната и



Рис. 32. Измененная порода

В центре реликты плагиоклаза, почти полностью замещенного каолиновыми продуктами. $\times 80$. Ник. ||

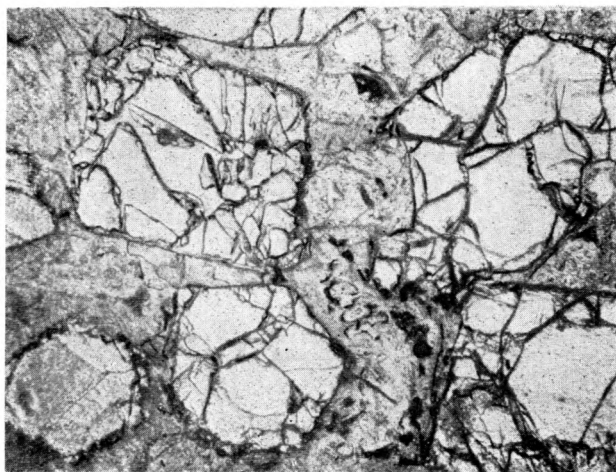


Рис. 33. Измененная порода

Реликты зерна моноклинного пироксена, замещенного карбонатом и частично хлоритоподобным минералом. $\times 80$. Ник. ||

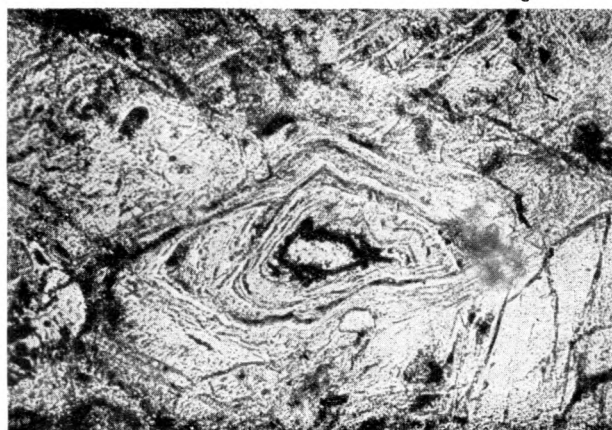


Рис. 34. Измененная порода

Псевдоморфозы вторичных минералов, дающих агрегаты зонарного строения, наподобие коллоидных структур. $\times 75$. Ник. ||

реликтовый характер гиперстена, т. е. можно говорить об эклогитизации гиперстеновых и гиперстен-роговообманковых архейских кристаллических сланцев.

Приводим описание двух типичных представителей ксенолитов данной группы пород. Структура породы гранобластовая, крупнозернистая. Текстура сланцеватая. В породе отмечается существенное количество граната, ромбического пироксена, моноклинового пироксена, плагиоклаза, небольшое количество роговой обманки и биотита; из акцессорных минералов встречены апатит, рудный минерал. Вторичные — хлорит, иддингсит, биотит (рис. 35).

Плагиоклаз составляет существенную часть породы (около 50%). Нередки антипертитовые прорастания плагиоклаза калиевым полевым шпатом. Двойники узкие, полисинтетические, иногда периклиновые. В от-

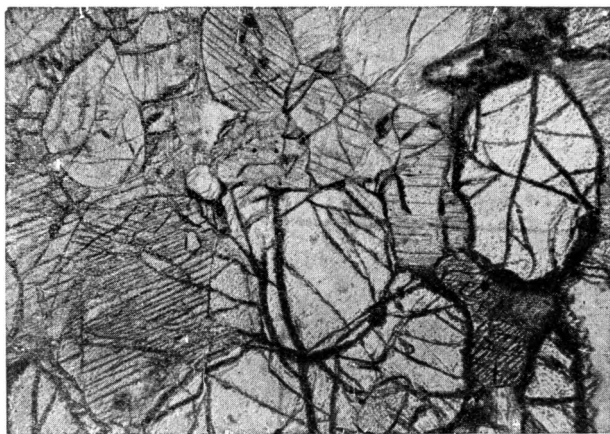


Рис. 35. Гранатизированная порода

Видны зерна гранатов моноклинового и ромбического пироксена, справа — ксеноморфное зерно роговой обманки с пересекающейся спайностью.
× 75. Ник. ||

дельных зернах по трещинам развивается каолин. Четыре замера зерен плагиоклаза на федоровском столике дали андезин № 40—45.

Местами отмечена скаполитизация плагиоклаза, нередко наблюдается замещение плагиоклаза каолиновым минералом. В антипертитах замещение затронуло только плагиоклаз, в то время как полосы и ленты калиевого полевого шпата совершенно свежие. Отмечается частичная серицитизация плагиоклаза.

Ромбический пироксен довольно обилен в крупных неправильных зернах, иногда с хорошо выраженной спайностью. Отдельные зерна частично замещаются с периферии и по трещинам спайности красно-бурым иддингситом. Обычно мелкие зерна граната венцом окружают гиперстен. Отмечаются сростки зерен гиперстена и граната. Ромбический пироксен плеохроитует от зеленоватого цвета по N_g до розового по N_r . Три замера оптических констант на федоровском столике дали: $2V$ от -68° до -69° ; $N_g' = 1,686—1,690$; $N_r' = 1,674—1,678$. Как видно из оптических данных, состав ромбического пироксена близок к бронзиту и характеризуется сравнительно низким содержанием $FeSiO_3$ (до 16—19%) (Соболев, 1949).

Гранат встречается обычно в виде крупных порфиروبластов, часто сильно трещиноватых, идиоморфизм зерен отсутствует. Отмечены сращения зерен граната и моноклинового пироксена, а также граната с ромбическим пироксеном. На контакте рудного минерала с полевыми шпатами

развиваются отчетливо более поздние неправильные зерна и сростки зерен граната. Наряду с зернами пироба с $N > 1,738$, но $< 1,754$, отмечаются зерна граната с $N = 1,767$ и $N > 1,780$. Можно предполагать, что последний показатель преломления относится к гранату, развивающемуся вокруг рудного минерала.

В типичных эклогитовых породах отмечалось присутствие в одном образце граната с разными показателями преломления. Еще в большей степени это относится к описываемым породам, т. е. равновесие здесь устанавливалось лишь в отдельных точках и участках, а вся порода не представляет собой равновесной системы с физико-химической точки зрения.

Значительным распространением пользуется моноклинный пироксен слабозеленого цвета, частично замещающийся хлоритом и роговой обманкой. Четыре замера оптических констант на федоровском столике дали: $2V$ от $+60^\circ$ до $+65^\circ$; $cNg = 42-45^\circ$, т. е. константы обычные для пироксен-эклогитовых пород.

В некоторых шлифах в виде примеси встречается роговая обманка. Это обычно зелено-буроватая роговая обманка. Плеохроирует в бледных тонах не совсем отчетливо. Иногда отмечены случаи замещения роговой обманки оранжево-бурым биотитом, а также мелкозернистым агрегатом граната, образующих подобие жилок и древовидных разветвлений в крупных зернах роговой обманки. Угол оптических осей от 74° до 84° .

В породе наряду с крупными чешуйками биотита отмечается развитие мелких оранжево-бурых листочков и чешуек обычно на контакте с рудными зернами. Крупные чешуйки плеохроируют от оранжево-бурового цвета по Ng до светло-буроватого (почти бесцветного) по Np . Основная масса вторичного биотита развивается за счет роговой обманки и гиперстена. $Nm = 1,628$.

Из аксессуарных минералов довольно часто встречается апатит в бесформенных мелких зернах и рудный минерал.

К этой же группе могут быть отнесены кристаллические сланцы, содержащие оба пироксена вместе с гранатом, в которых фемические минералы характеризуются более высокой железистостью. Структура породы гранобластовая, порфиробластовая.

Порода состоит из плагиоклазов, гиперстена, граната, сравнительно богатого альмандиновым компонентом, роговой обманки, биотита, реже моноклинного пироксена, единичных зерен кварца. Аксессуарные минералы — апатит, рутил, рудный минерал. Широко развиты вторичные минералы: хлорит, идингсит, карбонат, скаполит, реже серпентин, каолин, бурые окислы железа.

Плагиоклазы присутствуют в значительном количестве в виде широких табличек и неправильных зерен с полисинтетическими двойниками. Нередко наблюдается замещение плагиоклаза скаполитом. Отдельные зерна плагиоклаза мутные и мало прозрачные. Иногда отмечается замещение плагиоклаза зеленоватым хлоритом. Измерение (5 замеров) плагиоклаза на федоровском столике дало: олигоклаз-андезин № 26—35.

Гиперстен встречается в небольшом количестве, часто в виде единичных зерен, частично или полностью замещенных идингситом и пропитанных рудной пылью (рис. 36). Четыре замера оптических констант на федоровском столике дали: $2V$ от -66° до -74° ; $Ng' = 1,710$; $Np' = 1,696-1,698$; $Ng' - Np' = 0,014-0,012$.

Судя по показателям преломления, содержание $FeSiO_3$ определяется в пределах 37 % (молекулярные проценты).

Моноклинный пироксен доминирует среди фемических минералов. Отмечается хорошая сохранность зерен, хлоритизация и отчасти карбонатизация локализуются только по трещинам. Четыре замера оптических

констант на федоровском столике дали: $2V$ от $+61^\circ$ до $+64^\circ$; $cNg=42-43^\circ$; $Ng'=1,712-1,714$; $Np'=1,690$.

В некоторых шлифах встречена в небольшом количестве роговая обманка с плеохроизмом от зелено-бурого по Ng до светло-бурого по Np . Оптические константы (4 замера) следующие: $2V$ от -72° до -80° ; $cNg=18-22^\circ$; $Ng'=1,684-1,686$; $Np'=1,664-1,665$. Судя по оптическим константам роговая обманка содержит до 50% железистого компонента.

Гранат образует крупные трещиноватые порфирообласты и иногда дает небольшие скопления из мелких неправильных зерен. Показатель преломления варьирует от 1,767 до 1,780 и выше, определяя альмандиновый характер граната.



Рис. 36. Пироксеновый кристаллический сланец с гранатом
Справа крупное зерно гиперстена, почти полностью замещенное бурым идингситом; слева — зерна граната. $\times 75$. Ник. ||

В породе часто встречаются мелкие чешуйки вторичного оранжево-бурого биотита, обычно развивающегося за счет роговой обманки.

Отмечаются псевдоморфозы серпентина по ксеноморфным зернам какого-то ранее существовавшего минерала и зерна роговой обманки.

Апатит и рутил эпизодичны и встречаются только в виде включений в основных минералах.

Ксенолиты кристаллических сланцев архейского комплекса

Кристаллические сланцы архейского комплекса варьируют по своему минералогическому составу, но в большинстве случаев принадлежат к типу кристаллических сланцев, содержащих гиперстен, наряду с моноклинным пироксеном, роговой обманкой и биотитом в различных соотношениях.

Структура породы гранобластовая или нематогранобластовая, иногда пойкилобластовая.

Основными минералами являются: плагиоклаз, гиперстен, роговая обманка, в небольшом количестве моноклинный пироксен, биотит, иногда пертитовый калиевый полевой шпат, кварц. Из акцессорных — апатит, циркон, шпинель (плеонаст), рудный минерал. Вторичные минералы

представлены хлоритом, карбонатом, идингситом, биотитом, глинистыми минералами, бурыми окислами железа. Плаггиоклаз присутствует всегда в значительном количестве. Форма зерен преимущественно неправильная, реже отмечаются широкие, разломанные таблички более или менее правильных очертаний. Двойники узкие, полисинтетические, часто неправильные, нередко также несдвоенные индивиды. Довольно часты антипертиты.

По трещинкам в зернах развиваются глинистые минералы выветривания, по видимому, каолиновой группы. Отмечается интенсивное помутнение зерен, в результате чего они в проходящем свете слабо прозрачны и имеют сероватый оттенок. Во включениях отмечаются мелкие зерна роговой обманки, рудного минерала, а также иногда циркона и апатита.

Плаггиоклаз частично замещается светло-зеленым хлоритом и кальцитом, отмечается серицитизация. Восемь замеров зерен плаггиоклаза на федоровском столике дали колебания от № 41 до № 58, т. е. от андезина до лабрадора.

Роговая обманка преобладает среди темноцветных минералов и представлена темно-бурой разновидностью с плеохроизмом до светло-бурого по Np , по оси Nm оранжево-бурая. Схема абсорбции нормальная. Во включениях часты зерна моноклинного пироксена, полевых шпатов, апатита и рудного минерала. Роговая обманка частично замещается хлоритом, бурым биотитом и кальцитом (рис. 37). Шесть замеров оптических констант на федоровском столике дали: $2V$ от -71° до -74° ; $cNg=18-22^\circ$; $Ng'=1,684-1,692$; $Np'=1,664-1,672$.

Пироксены встречаются совместно и часто гиперстен находится в подчиненном количестве, а иногда и в единичных зернах.

Гиперстен образует неправильные зерна, сильно разъеденные идингситом. Замещение охватывает зерно с периферии и локализуется по сети мелких трещин. Иногда от крупных зерен гиперстена сохраняются всего лишь небольшие реликтовые участки. Плеохроизм отсутствует. Семь замеров оптических констант на федоровском столике дали: $2V$ от -63° до -74° ; $Ng'=1,706-1,718$; $Np'=1,694-1,706$.

Показатели преломления дают следующие значения содержания $FeSiO_3$: 34% $FeSiO_3$ при $Ng'=1,706$; 45% $FeSiO_3$ при $Ng'=1,718$. Следует отметить значительную железистость ромбического пироксена.

Моноклинный пироксен встречается в крупных ксеноморфных зернах. Отмечены полисинтетические двойники. Зерна моноклинного пироксена по трещинам замещаются буровато-зеленым хлоритоподобным минералом с несколько повышенным двупреломлением и иногда кальцитом. Угол оптических осей в небольшом интервале от $+60$ до $+62^\circ$, cNg в пределах 40° .

В породе встречен биотит в крупных, удлинённых чешуйках и мелких неправильных листочках, развивающихся по роговой обманке. Первые ясно плеохроируют от красно-бурого цвета по Ng до светло-желтого по Np . Биотит явно идиоморфнее зерен роговой обманки (рис. 38).

Из аксессуарных минералов преобладает апатит, часто в неправильных или округло-овальных зернах, включенных в основные минералы. Зерна циркона весьма редки, обилие рудный минерал, причем иногда с рудным минералом ассоциирует шпинель зеленоватого цвета — плеонаст.

Наряду с гиперстен-роговообманковыми сланцами встречены включения без гиперстена с большим содержанием моноклинного пироксена и роговой обманки. Моноклинный пироксен имеет $2V=60-62^\circ$, $cNg=40-42^\circ$, близок к диопсиду. Отмечается замещение зерен пироксена хлоритом и кальцитом. Роговая обманка аналогична описанной из гиперстен-роговообманковых сланцев. Плаггиоклаз-андезин № 38—45. Отмечено частичное замещение плаггиоклаза тонкоагрегатным бесцветным минералом, по видимому, каолином. В породе иногда присутствуют удлиненные чешуйки

темно-бурого биотита, плеохроирующего в желто-бурых тонах с нормальной схемой абсорбции. Из аксессуарных минералов наиболее распространен рутил. В одном из ксенолитов встречена интересная порода с синевато-зеленым моноклинным пироксеном типа эгирин-авгита.

Структура породы гранобластовая, крупнозернистая. Текстура микро-сланцеватая до полосчатой. Основные минералы: плагиоклаз, моноклин-

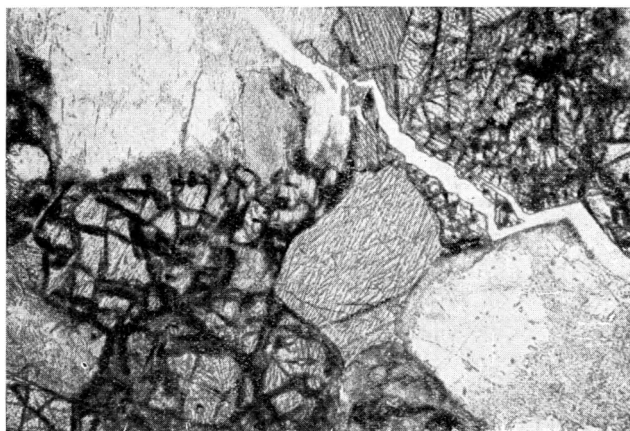


Рис. 37. Гиперстен-амфиболовый сланец
В центре зерна роговой обманки, справа — реликты гиперстена, замещенного иллингситом; светлые зерна — плагиоклаз $\times 75$. Ник. ||

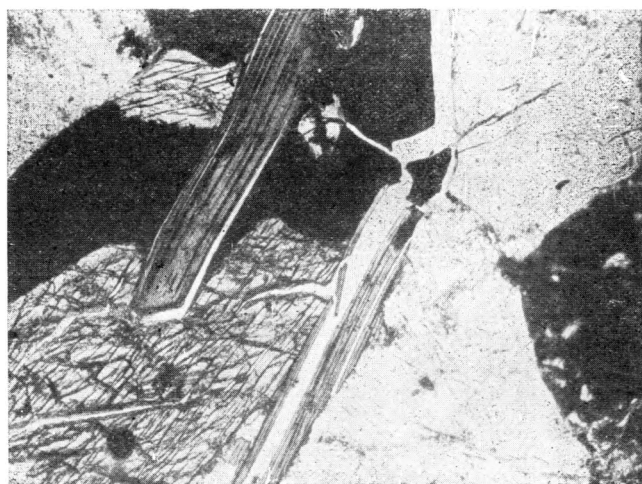


Рис. 38. Гиперстен-амфиболовый сланец
Удлиненные чешуйки биотита совместно с роговой обманкой и рудным минералом. $\times 75$. Ник. ||

ный пироксен; аксессуарные — апатит, магнетит. Плагиоклаз в большинстве случаев замещен изотропным буроватым глинистым минералом.

Измерения на федоровском столике дали плагиоклаз-лабрадор № 62—65.

Моноклинный пироксен составляет большую часть породы и представлен синевато-зеленой разновидностью с углом оптических осей $2V = +58^\circ - 60^\circ$ и $cNg = 47^\circ$, что приближает его к эгирин-авгиту. Плео-

хроизм четкий — от сине-зеленого цвета по Ng до желтовато-зеленого по Np . Показатели преломления: $Ng' = 1,724$, $Np' = 1,696$, $Ng' - Np' = 0,028$.

Апатит и рудный минерал обычно включены в плагиоклазе и моноклинном пироксене и существенной роли не играют.

Два включения из кимберлита «Зарница» представлены полевошпатовым сланцем с роговой обманкой.

Наряду с плагиоклазом присутствует пертитовый калиевый полевой шпат, роговая обманка, акцессорные минералы — циркон и апатит. Из вторичных встречаются хлорит, серпентин, биотит, кальцит, глинистые минералы типа галлуазита. В одном шлифе, кроме роговой обманки, встречено зерно моноклинного пироксена.

Плагиоклаз составляет основную часть породы и встречается в зернах неправильной формы, в большинстве случаев замещенных глинистыми минералами. Отмечается частичная карбонатизация плагиоклаза. Измерение зерен плагиоклаза на федоровском столике дало андезин № 38. Совместно с плагиоклазом широко развиты пертиты с ленточным строением. Отдельные зерна калиевого полевого шпата частично замещаются, в результате чего наблюдается характерное побурение. Присутствуют единичные зерна буровато-зеленой роговой обманки: $2V = -72^\circ$ и $cNg = 18-19^\circ$.

Наряду с вторичными листочками красно-бурого биотита, замещающего роговую обманку, отмечены хорошо образованные удлиненные чешуйки с плеохроизмом от оранжево-бурого по Ng до светло-буроватого (почти бесцветного) по Np . Зерна апатита встречаются в виде включений в плагиоклазах.

Встречен также ксенолит биотито-роговообманковой породы с измененным плагиоклазом, с лепидо-нематогранобластовой структурой.

КСЕНОЛИТЫ ОСНОВНЫХ ПОРОД

Ксенолиты основных пород представлены сильно измененными таббро-диабазами и диабазами. Они встречаются в значительных количествах в трубке «Мир», а также в некоторых трубках Даалдынского района.

Структура пород пойкилоофитовая или офитовая, всегда с резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза.

Главные минералы: плагиоклаз и моноклинный пироксен. В некоторых случаях, повидимому, присутствуют псевдоморфозы по оливину. Акцессорные минералы: титано-магнетит и апатит.

Плагиоклаз встречается в идиоморфных узких табличках различной величины, местами присутствуют крупные таблички типа порфиоровидных вкрапленников. Измерение плагиоклазов на федоровском столике (6 замеров) дали колебание состава № 60—77, т. е. лабрадор-битовнит.

Моноклинный пироксен обычно в крупных зернах, изрезанных лейстами плагиоклаза. Оптические константы пироксена (один замер) $2V = +50^\circ$; $Ng' = 1,717$, $Np' = 1,697$.

Титано-магнетит присутствует в характерных ксеноморфных зернах, иногда скелетных, а апатит в тонких иголочках.

По структуре и минералогическому составу описанные породы аналогичны сибирским траппам (Соболев, 1936), но отличаются широким развитием разнообразных вторичных минералов. Среди вторичных минералов присутствует зеленый, местами изотропный, местами анизотропный лучистый или чешуйчатый хлорофeit. Он замещает мезостазис, отчасти пироксен и, может быть, оливин, и встречается также в обычных траппах.

Наряду с хлорофeитом в ксенолитах распространены и другие вторичные минералы, нехарактерные для траппов. В некоторых случаях вместо темного хлорофeита развивается очень светло-зеленый магнезиальный

хлорофит, иногда с прекрасными радиальнолучистыми агрегатами, которые замещают местами не только мезостазис, но и плагиоклаз.

Образуются и другие трудноопределимые вторичные продукты. Плагиоклаз замещается агрегатами каолиновых и гидрослюдистых минералов, пироксен — глинисто-нотронитовым минералом, причем эти минералы похожи на вторичные продукты в измененных ксенолитах кристаллических сланцев и иногда почти полностью замещают первичные минералы.

Указанные вторичные изменения ксенолитов траппов связаны с общим изменением кимберлитов, повидимому, под действием восходящих растворов, циркулировавших в трубках после их формирования.

КСЕНОЛИТЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Среди ксенолитов осадочных пород наибольшее распространение имеют обломки мелкокристаллической карбонатной породы, видимо известняка. Наряду с крупными обломками, хорошо заметными уже при полевых исследованиях, весьма обычны мелкие обломки размером до 1 см, местами составляющие значительную часть обломочной массы брекчий, причем в некоторых случаях трудно отчетливо провести границу между такими обломками и вторичным карбонатом цементирующей массы. Форма обломков часто округлая или овальная. В краях обломков очень

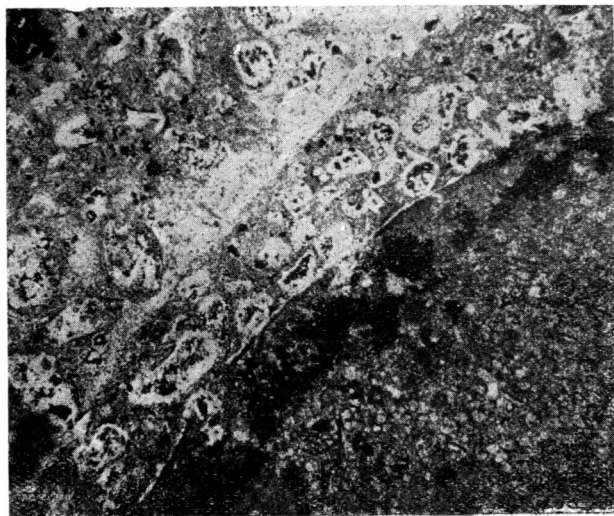


Рис. 39. Кайма измененного кимберлита вокруг микро-ксенолита

В периферической части обломка наблюдается обогащение магнетитом.
× 15. Ник. ||

часто наблюдается кайма из более криптокристаллического карбоната или пылевидного и сплошного магнетита. Присутствие таких кайм обуславливает концентрическое строение обломков.

Иногда наблюдаются обломки известняка, на 70—80% загрязненные магнетитом, которые под микроскопом могут быть приняты за углистые сланцы.

Кроме того, в брекчии встречаются в большом количестве обломки более чистого известняка, не загрязненного магнетитом.

При просмотре большого количества шлифов установлено, что обломки известняка, имеющие в периферической части кайму из магнетита или концентрическое строение, обусловленное распределением пылевидного магнетита, являются микроксенолитами (рис. 39).

Однако необходимо отметить, что нередко встречаются заключенные в измененном кимберлите микроксенолиты известняка, в которых магнетитовой каймы не наблюдается.

Структура известняка в обломках брекчии в большинстве случаев микрозернистая, иногда криптокристаллическая.

Нередко встречаются обломки известняка, имеющие органогенную структуру. Органические остатки в шлифах имеют вид округлых образований, сложенных более мелкозернистым карбонатом, и овальных образований с concentрическим сложением. Иногда остатки фауны отличаются

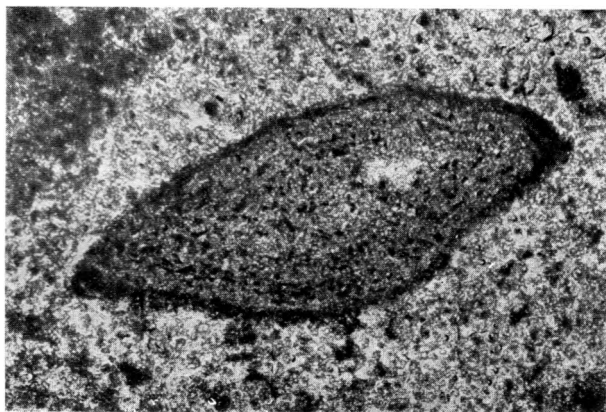


Рис. 40. Остатки фауны в ксенолите известняка из кимберлитовой брекчии.

× 60. Ник. ||

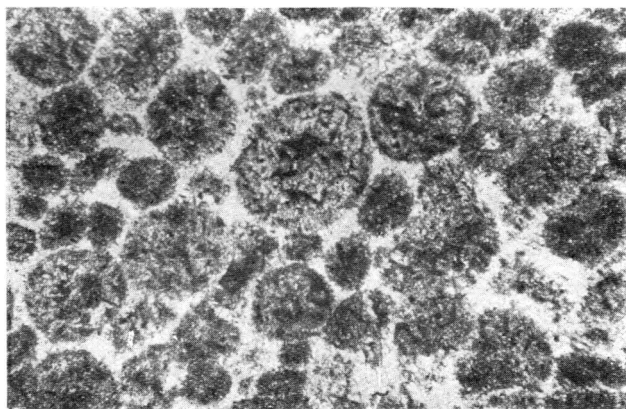


Рис. 41. Псевдооолитовый известняк. Ксенолит из кимберлитовой брекчии.

× 25. Ник. ||

лучшей сохранностью. В шлифе отчетливо видны образования, напоминающие членики криноидей и обломки раковин брахиопод (рис. 40).

Кроме обломков органогенных известняков, заключенных в брекчии, встречаются обломки карбонатных пород с весьма оригинальной обломочной сферолитовой структурой. Порода состоит из сферолитовых и полусферолитовых образований карбоната, размером 0,5—0,8 мм в диаметре, сцементированных кальцитом.

Иногда встречаются обломки известняка с псевдооолитовой структурой, состоящие из округлых образований, сложенных более темным ми-

крокристаллическим карбонатом, погруженным в кальцитовый цемент (рис. 41). Размер псевдооолитов до 1 мм в диаметре. К псевдооолитам эти образования относятся потому, что концентрическое или радиально-лучистое строение в них выражено неотчетливо или совсем не наблюдается.

Кроме того, встречен обломок карбонатной породы, отличающийся весьма оригинальной структурой, сходной с крустификационной и состоя-

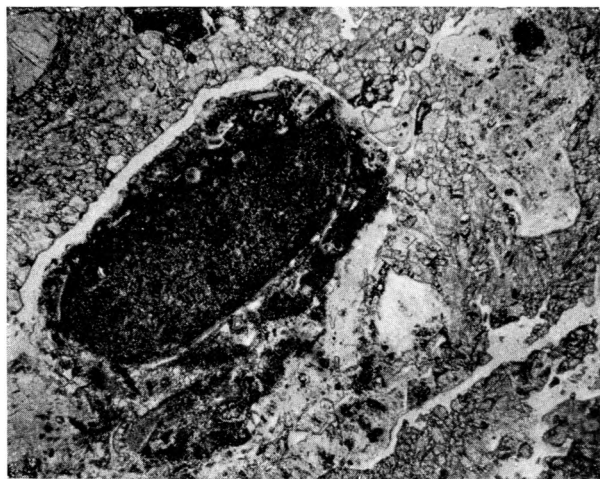


Рис. 42. Микроксенолит кимберлита в жильной карбонатной породе.

× 20. Ник. ||

щей из карбоната ветвистого строения. Такие структуры похожи также и на органогенные структуры кораллов, но порода явно жильная, так как в ней встречаются микроксенолиты кимберлитовой брекчии (рис. 42).

Обломки серпентино-хлоритового и хлорито-известковистого микросланца встречаются довольно часто. Порода характеризуется сланцеватой текстурой микролепидобластовой структурой и состоит из серпентина и хлорита или только хлорита в виде мельчайших строго ориентированных листочков с незначительной примесью карбоната.

Цвет породы в проходящем свете зеленый. Почти все листочки хлорита имеют одну оптическую ориентировку и агрегатно плеохроируют, поэтому при различном повороте столика микроскопа окраска породы меняется.

ПРИКОНТАКТОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КСЕНОЛИТОВ

При нахождении ксенолитов в обломках кимберлита магматического облика нередко отчетливо видны типичные черты воздействия магмы, проявляющиеся в образовании на контакте в ксенолите вторичного биотита, зернышек апатита и рудного минерала (рис. 43).

Отмечены случаи развития мелких чешуек флогопита на контакте известняка с магматической породой.

Часто приконтактная зона ксенолита интенсивно пропитана бурыми окислами железа в виде узкой непрерывной каймы. Иногда вместо биотита на контактах с вмещающим кимберлитом развивается хлорит, пропитанный рудной пылью и бурыми окислами железа.

В обломках, слагающих брекчию, обычно никаких контактовых воздействий не наблюдается, что говорит о кластическом, а не магматическом характере цемента.



Рис. 43. Контакт полевошпатово-пироксеновой породы с вмещающим кимберлитом

Видно развитые чешуи биотита на контакте и весьма интенсивное ожелезнение вдоль контакта. $\times 50$. Ник. ||

3. СРАВНЕНИЕ СИБИРСКИХ КИМБЕРЛИТОВ С КИМБЕРЛИТАМИ ЮЖНОЙ АФРИКИ

При геологическом описании уже подчеркивалось подобие кимберлитовых трубок Вилуйского района с южноафриканскими трубками. Остановимся кратко на сравнении пород как собственно кимберлита, так и ксенолитов.

Несмотря на очень сильную измененность вещественного состава и структуры пород можно совершенно определенно утверждать, что сама магматическая порода является типичным кимберлитом. Преобладают, повидимому, кимберлиты без слюды или бедные слюдой, но встречаются также и разновидности слюдяных кимберлитов. Сходной чертой является также присутствие второстепенного, но весьма характерного минерала — перовскита, который в сибирских кимберлитах встречается пока в гораздо меньших количествах и в весьма мелких кристаллах.

Сходным является также широкое распространение и генетическое положение характерных минералов кимберлита — пироба и пикроильменита, которые уже в самой кимберлитовой магме вели себя как ксеногенные минералы; при реакции с магмой образовывались характерные келифитовые оторочки вокруг пироба и корочки кристаллов перовскита вокруг ильменита.

Совершенно подобны африканским кимберлитам не только минералогический состав и структура самой магматической породы, но и обломочная, часто брекчиевидная текстура всей массы, заполняющей трубку, столь характерная для большинства трубок взрыва (Wagner A., 1909). Сейчас еще рано говорить о деталях процесса образования этих трубок, но следует подчеркнуть, что подобно трубкам Южной Африки в брекчии встречается несколько генераций обломков магматического кимберлита, повидимому, свидетельствующих о сложности самого процесса.

Сходной чертой сибирских кимберлитов с африканскими является также чрезвычайно сильная измененность пород, которая в сибирских кимберлитах зашла так далеко, что пока только в двух трубках обнаружен неизменный оливин. Однако, по аналогии с Южной Африкой, можно думать, что на глубину степень измененности породы будет постепенно уменьшаться и мы встретимся там с менее измененными кимберлитами, что должно существенно усложнить методику обогащения.

При сходстве вторичных изменений в основном, повидимому, эндогенного характера существенным отличием сибирских кимберлитовых тел является отсутствие мощной экзогенной зоны, так называемой «желтой и синей земли», столь характерных для трубок Южной Африки.

Подобно африканским кимберлитам в сибирских кимберлитовых брекчиях обильно представлены также обломки других разнообразных пород. Следует прежде всего подчеркнуть присутствие обильных «желтаков» эклогитоподобных пород в кимберлитах Даалдынского района. Так же как и в Южной Африке, их количество в разных трубках различно, и иногда они почти совершенно не встречаются (например, в трубке «Мир» Мало-Батуобинского района).

Вместе с тем выявляется существенное отличие трубок Сибири от трубок Южной Африки. В то время как там преобладают настоящие эклогиты, не содержащие плагиоклаза, в сибирских кимберлитах главное распространение имеют эклогитоподобные породы, богатые средним плагиоклазом, для которых можно даже рекомендовать специальное название. Полевошпатовые эклогиты в Африке отмечены для трубок Катанги (Бельгийское Конго), но для последних отмечается более основной плагиоклаз (Verhoogen J., 1940).

Как и в кимберлитах Африки, в Сибири наряду с эклогитоподобными породами весьма распространены ксенолиты кристаллических сланцев, несомненно захваченные из нижележащей толщи архея. Вместе с тем уже на данной стадии исследования удалось отметить интересные переходы от таких кристаллических сланцев к породам эклогитовой фации, что несомненно будет иметь значение при более детальном обсуждении генезиса этих пород.

По вещественному составу сибирские трубки отличаются от африканских малым содержанием ксенолитов ультраосновных пород (не считая, конечно, обломков кимберлитов в кимберлите), которые пока обнаружены лишь в трубке «Мир», да и то в совершенно измененном состоянии. Однако возможно, что именно последнее обстоятельство приводит к некоторой маскировке таких ксенолитов и в дальнейшем они будут обнаружены в большем количестве.

Наконец следует отметить, что подобно африканским в сибирских трубках встречается большое количество ксенолитов осадочных пород, прорванных трубками, и притом не только с более низких, но и с выше лежащих, теперь уже смытых горизонтов.

Таким образом, несмотря на некоторое отличие в вещественном составе пород и ксенолитов, которые наблюдаются и в пределах Вилуйского алмазоносного района, сибирские породы как по условиям залегания, так и по вещественному составу являются типичными кимберлитами, аналогичными классическим кимберлитам Южной Африки.



III. МИНЕРАЛОГИЯ СИБИРСКИХ КИМБЕРЛИТОВ

Сведения о минералогии сибирских кимберлитов, приведенные в данном разделе *, основаны на результатах предварительного изучения дробленых проб, концентратов обогащения и зернистого материала, полученных при разведочных работах на двух кимберлитовых трубках — «Мир» и «Зарница». Частично были также использованы образцы, полученные из открытых в последнее время кимберлитовых трубок «Загадочная» и «Дальняя». Подвергнутые изучению образцы отобраны с глубин не более 3—4 м и, следовательно, характеризуют лишь самые верхние горизонты кимберлитовых трубок, в том числе и элювий.

Первое краткое описание минералов из трубки «Зарница» было произведено Н. Н. Сарсадских и Л. А. Попугаевой. Одновременно коллективом геологов (М. А. Гневушев, Г. О. Гомон, М. П. Метелкина и А. П. Черненко) была дана подробная характеристика таким минералам, как пироп и ильменит, являющихся главными спутниками алмаза. Значительная часть полученных данных включена в настоящую книгу и базируется на изучении шлихов, отмытых из алмазоносных россыпей, расположенных в непосредственной близости к кимберлитовым трубкам **.

Обнаруженные при изучении образцов минералы подразделяются на первичные, связанные непосредственно с образованием кимберлита, и вторичные, образовавшиеся в результате последующих изменений кимберлита. Кроме того, первичные минералы разделены на две группы: минералы кимберлитов (в том числе частично и ксеногенные) и минералы, входящие в состав ксенолитов:

Первичные		Вторичные
Минералы кимберлитов	Минералы ксенолитов	
Алмаз	Пироп	Серпентин
Ильменит	Альмандин	Кальцит
Пироп	Гроссуляр	Кварц
Хромдиопсид	Гиперстен	Кальциострошчанит
Диопсид	Турмалин	Целестин
Оливин	Хромдиопсид	Флогопит
Флогопит	Диопсид	Хлорит
Магнетит	Циркон	Гидрослюда
	Апатит	Магнетит
	Полевые шпаты	Пирит
	Кварц	Лимонит

* Результаты микроскопического исследования породообразующих минералов как самих сибирских кимберлитов, так и ксенолитов других пород, даны при петрографическом описании.

** Во время печатания настоящей работы накоплен новый богатый материал по петрографии и минералогии кимберлитов, который будет опубликован в специальных сборниках и статьях. Здесь отметим лишь, что в настоящее время исследуется петрография мало измененных кимберлитов со свежим оливином, а также включений в кимберлитах, которые оказались значительно разнообразнее. Так, в частности установлен интересный тип включений, в которых, наряду с дистеном, проверенным химическим анализом, присутствует своеобразный «гроссуляр», содержащий (в сумме) до 35% альмандинового и пиропового компонентов. Из новых интересных минералов отметим также находку муассанита. — *Прим. ред.*

Исследованиями установлено, что минералогический состав кимберлитов более или менее постоянен. Однако имеется и некоторое отличие в количественном соотношении отдельных минералов в различных кимберлитовых трубках. Так, в кимберлитах трубки «Мир» и особенно «Зарница» в концентратах наблюдается резкое преобладание ильменита над другими минералами, в то время как в кимберлитах трубки «Загадочная» ильменит встречается в редких зернах. Хромдиопсид, наоборот, присутствует в больших количествах в элювии кимберлитовой трубки «Загадочная» и в редких зернах в трубках «Мир» и «Зарница».

Примерные количественные соотношения минералов в различных кимберлитовых трубках приводятся в табл. 2.

Таблица 2

Наименование месторождений	Первичные минералы		Вторичные минералы	
	широко распространенные	мало распространенные	широко распространенные	мало распространенные
„Зарница“	Ильменит Пироп Магнетит	Альмандин Диопсид Хромдиопсид Полевые шпаты Флогопит Оливин Циркон Апатит Кварц	Кальцит Серпентин Магнетит Лимонит	Кальциостронцианит Целестин Хлорит Флогопит Кварц
„Мир“	Ильменит Пироп Магнетит	Гроссуляр Хромдиопсид Циркон Турмалин Кварц	Серпентин Магнетит Хлорит Кальцит Лимонит	Гидрослюда Кварц
„Загадочная“	Пироп Хромдиопсид	Ильменит Хромит	Кальцит Серпентин Гидрослюда Лимонит	

Ниже приводится описание всех перечисленных минералов, за исключением алмаза, которому посвящен специальный раздел. Более подробно описаны самые характерные спутники алмаза — пироп и ильменит.

Пироп

Пироп пользуется широким распространением во всех изучаемых кимберлитовых трубках. Он представлен обычно несколько приплюснутыми зернами с округлыми формами (рис. 44), но часто наблюдается в виде обломков зерен с раковистым изломом. Поверхность зерен обычно шероховатая, с многочисленными мелкими трещинками, выполненными вторичными минералами, отчего цвет пироба принимает грязный серовато-красный оттенок. На некоторых зернах наблюдается развитие сложного узора, напоминающего узоры, встречающиеся на некоторых алмазах, подвергнувшихся сильной коррозии.

Округлость зерен пироба является чрезвычайно характерной и свойственной пиробам из кимберлитов, будучи следствием их частичного растворения (резорбции) в процессе формирования породы. Следов кристаллической огранки на зернах пироба нигде не наблюдалось.

Иногда зерна пироба покрыты серовато-белой или зеленовато-черной келифитовой оболочкой (рис. 45). Наиболее часто такие келифитовые оболочки наблюдаются на пиробе из кимберлитов рр. Малой Багубии и Аллароо-Чочурдах, в то время как на р. Даалдыне они попадают изредка.

Келифитовые оболочки на зернах пироба, по определению М. Ю. Фишкина (кафедра минералогии Львовского Госуниверситета), представлены следующими минералами:



Рис. 44. Зерна пироба из кимберлита трубки «Зарница». $\times 5$

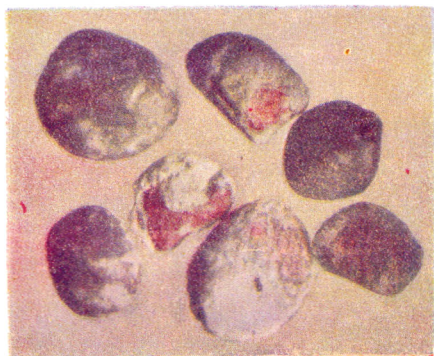


Рис. 45. Зерна пироба в келифитовой оболочке трубки «Загадочная». $\times 4$



Рис. 46. Зерна темнокрасного пироба из кимберлитовой трубки «Зарница». $\times 20$

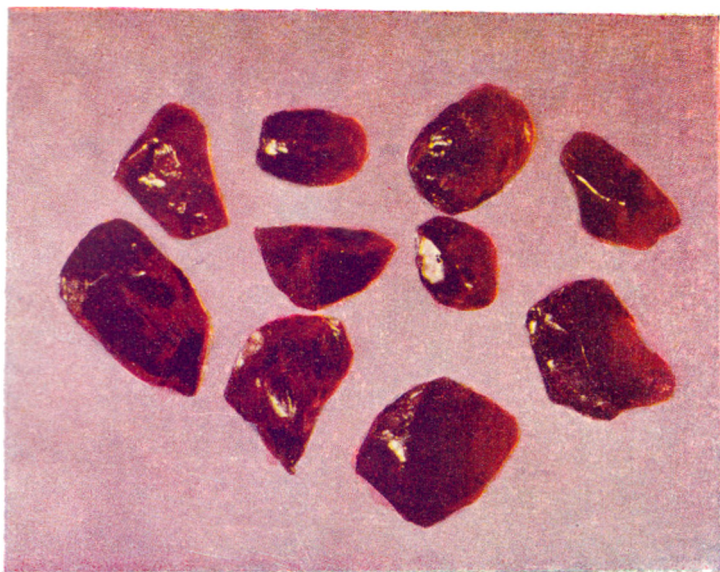


Рис. 47. Зерна красного пиропа из кимберлитовой трубки «Зарница». $\times 20$



Рис. 48. Лиловый пироп из кимберлитовой трубки «Мир». $\times 30$



Рис. 49. Оранжевый пироп из кимберлитовой трубки
«Зарница». $\times 20$



Рис. 50. Зерна бледнорозового пироба из кимберлитовой трубки
«Мир». $\times 20$

1. Яркозеленым хлоритом с $Nm = 1,622$ и $Np = 1,609$ с синими аномальными цветами интерференции.

2. Биотитом, плеохроирующим в светло-буроватых тонах $Ng \approx Nm = 1,630$ и $Np' = 1,609$.

3. Кальцитом с $Ng = 1,656$, в некоторых зернах доломитом с $Ng = 1,682$.

4. Волокнистым амфиболом, в ассоциации с хлоритом, $Ng = 1,643$ и $Np = 1,620$. Явно двусосный отрицательный минерал с большим углом $2V$, повидимому, актинолит.

5. Гидрослюдой (?); в тонких слюдистых агрегатах ($Ng = 1,532$), слагающих в ряде случаев келифитовую оболочку белого или серовато-белого цветов.

6. Гиперстеном (?) в единичных зернах, плеохроирующих в зелено-жато-желтых тонах, $Ng = 1,711$ и $Np' = 1,698$.

7. Плагиоклазом в единичных зернах $Ng = 1,558$ и $Np' = 1,550$.

Размер зерен пироба варьирует от 0,1 мм до 1,0 см в диаметре. Средний, наиболее часто встречающийся размер зерен 0,5—2,0 мм. Цвет пироба изменяется в широких пределах. Среди пиропов различаются: темно-красные (рис. 46), красные (рис. 47), лиловые (рис. 48), розовые (рис. 49), оранжевые (рис. 50) и почти бесцветные. Внутри цветовых разновидностей пироба наблюдаются различные оттенки, связанные с различной густотой тона. Установлено, что для каждого месторождения в окраске пироба характерно преобладание какого-либо одного определенного цвета. Так, в кимберлитах «Зарницы» наиболее широко развиты красные и темно-красные пиропы, в трубке «Мир» — лиловые и в «Загадочной» — оранжевые. Было встречено несколько зерен пироба (трубки «Мир», «Зарница»), обладающих свойством изменять окраску при различном освещении. Изменение окраски пироба при перемене освещения отчетливо наблюдалось в иммерсионных препаратах под микроскопом. В дневном свете пироп становится зеленым, при электрическом освещении — красным. Этот эффект подобен такому же эффекту в александрите, и, повидимому, имеет одну и ту же природу (Грум-Гржимайло, 1947). В окраске зерен пироба наблюдаются постепенные переходы. Крайними цветами для интенсивно окрашенных зерен являются густо-оранжевый и ярколиловый. Между ними можно подобрать зерна переходной окраски от красновато-оранжевой, оранжево-красной и кроваво-красной к лилово-красной и чисто лиловой. Как показывают данные спектрального химического анализа (табл. 3 и 4), разнообразие окраски пироба объясняется различным содержанием в нем хрома. Для проверки зависимости цвета пироба от содержания в нем хрома серия зерен пироба различного цвета была подвергнута полуколичественному спектральному анализу на хром (каждое зерно поодиночке), причем содержание хрома оценивалось по интенсивности линии $2843,3\text{\AA}$ в условной пятибалльной шкале (табл. 3).

Таблица 3

№ п/п	Цвет зерна	Интенсивность линии $2843,3\text{\AA}$ в условной шкале (Cr)
1	Оранжевый с желтым оттенком	1
2	Бледный желто-оранжевый	1
3	Светло-оранжевый	1
4	Густооранжевый	1—2
5	Светло-красный	2
6	Светлый интенсивно-красный	3
7	Светлый яркочерный	3
8	Яркочерный с фиолетовым оттенком	3
9	Фиолетово-красный	4
10	Темный фиолетово-красный	4+
11	Темный красно-фиолетовый	4++
12	Очень темный красно-фиолетовый	4+

Связь между окраской пироба и содержанием в нем хрома проявляется достаточно четко. Содержание Cr_2O_3 в оранжевом пиробе во много раз ниже, чем в фиолетовом.

Для подтверждения того, что причиной окраски пироба действительно является ион хрома, для ряда зерен пиробов различного цвета и различной интенсивности окраски были сняты кривые поглощения в видимой области спектра. Установлено, что для всех пиробов красного и фиолетового цветов и для одного оранжевого форма кривых поглощения одинакова и характеризуется двумя максимумами: 410—420 мμ и 565—570 мμ. Известно, что эти два максимума поглощения характерны для минералов, окрашенных ионом Cr_2O_3 .

Два образца оранжевого пироба дали кривые поглощения иной формы, с невысоким расплывчатым максимумом в области 400—450 мμ и двумя дополнительными небольшими максимумами слева и справа. Очевидно, что в данном случае хром в окраске минерала существенной роли не играет.

На примере искусственного рубина (окрашенного изоморфной примесью Cr_2O_3) С. В. Грум-Гржимайло и Е. П. Утина (1953) показали, что интенсивность окраски может быть охарактеризована высотой максимумов спектрального поглощения, связанной линейной зависимостью с содержанием хрома.

Чтобы проверить эту зависимость для пироба, в образцах, с которых были сняты кривые поглощения, спектральным методом было определено содержание хрома (одновременно определялись также Mn и Ti)*. Результаты определений для красных и фиолетовых разностей сопоставлены с высотой максимума на кривых поглощения при $\lambda = 420\text{ мμ}$, являющегося наиболее устойчивым. Высота отсчитывалась от ординаты, соответствующей величине коэффициента поглощения при $\lambda = 650\text{ мμ}$, поскольку далее кривая поглощения практически представляет собой прямую линию.

Из таблицы видно, что линейная зависимость между содержанием хрома и высотой максимума поглощения устанавливается достаточно четко. Влияние других возможных, хромофоров на вид кривых спектрального поглощения подлежит дальнейшему исследованию. Зависимость высоты максимума поглощения от содержания хрома в пиробе дана в табл. 4.

Таблица 4

№ образца	Цвет образца	Содержание Cr в %	Высота максимума поглощения при $\lambda = 420\text{ мμ}$ в единицах шкалы К
6	Светлый красно-фиолетовый	1,10	1,24
8	Светлый чернильно-фиолетовый	1,18	1,20
10	Темно-фиолетовый	1,25	1,52
3	Красный	1,33	2,08
7	Густофиолетовый	1,55	2,28
11	Красно-фиолетовый	1,58	2,36
9	Густофиолетовый	1,60	2,44
1	Яркофиолетовый	1,78	3,52

* Спектральные анализы выполнены в лаборатории Центральной экспедиции Союзного треста № 2 Я. М. Кравцовым.

Кривые поглощения сняты в лаборатории Центральной экспедиции Союзного треста № 2 Г. О. Гомоном на спектрофотометре СФ-4.

Количественный спектральный анализ образцов произведен А. И. Черненко в лаборатории Института геологии Восточно-Сибирского филиала АН СССР.



Рис. 51. Включения кристаллов хромшпинелида в красновато-лиловом пиропе из кимберлитовой трубки «Мир». $\times 30$



Рис. 52. Удлиненное игольчатое включение в оранжевом пиропе трубки «Мир». $\times 30$



Рис. 53. Пластинчатое включение в оранжево-красном пиропе из кимберлитовой трубки «Мир». $\times 30$

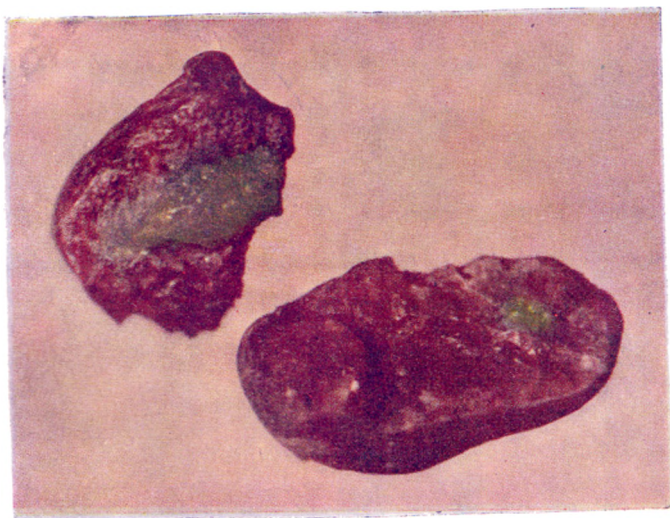


Рис. 54. Включения хромдиопсида в пиропе из кимберлитовой трубки «Загадочная». $\times 40$

В некоторых зернах пироба наблюдаются включения других минералов. Особенно часто они встречаются в пиробах из кимберлитов трубки «Мир», в то время как в трубке «Зарница» включения редки и попадают почти исключительно в оранжевых зернах пироба.

Включения представлены идиоморфными зернами хромшпинелида с хорошо развитыми октаэдрическими гранями (рис. 51), игольчатыми (рис. 52) и иногда пластинчатыми (рис. 53). В нескольких зернах пироба были обнаружены довольно крупные (до 1,5 мм) включения изумрудно-зеленого хромдиопсида (рис. 54).

В табл. 5 приведены результаты химического анализа и некоторые физические свойства 8 образцов пироба кимберлитовой трубки «Зарница». Там же для сравнения приводятся данные для пиробов из кимберлитов Южной Африки и для гранатов, близких к альмандину из архейских гнейсов Алданского щита и Анабарского массива.

Материал на анализы отбирался по цвету гранатов и по показателю преломления с точностью до $\pm 0,005$.

Ниже приводятся кристаллохимические формулы гранатов, химический состав которых приведен в табл. 5.

1. $(\text{Mg}_{2,16} \cdot \text{Fe}_{0,34}^{\ddot{}} \cdot \text{Mn}_{0,01} \cdot \text{Ca}_{0,36})_{2,87} (\text{Al}_{1,66} \cdot \text{Fe}_{0,12}^{\ddot{}} \cdot \text{Cr}_{0,14} \cdot \text{Ti}_{0,02})_{1,94} [\text{Si}_3\text{O}_{12}] + 0,09 \text{ SiO}_2$
2. $(\text{Mg}_{2,26} \cdot \text{Fe}_{0,43}^{\ddot{}} \cdot \text{Mn}_{0,01} \cdot \text{Ca}_{0,40})_{3,10} (\text{Al}_{1,60} \cdot \text{Fe}_{0,03}^{\ddot{}} \cdot \text{Cr}_{0,22} \cdot \text{Ti}_{0,01})_{1,86} [\text{Si}_3\text{O}_{12}] + 0,03 \text{ SiO}_2$
3. $(\text{Mg}_{2,23} \cdot \text{Fe}_{0,35}^{\ddot{}} \cdot \text{Mn}_{0,02} \cdot \text{Ca}_{0,51})_{3,11} (\text{Al}_{1,80} \cdot \text{Fe}_{0,12}^{\ddot{}} \cdot \text{Cr}_{0,22})_{2,14} [\text{Si}_{2,81} \text{Ti}_{0,02} \text{O}_{12}]$
4. $(\text{Mg}_{2,24} \cdot \text{Fe}_{0,43}^{\ddot{}} \cdot \text{Mn}_{0,01} \cdot \text{Ca}_{0,38})_{3,06} (\text{Al}_{1,73} \cdot \text{Fe}_{0,08}^{\ddot{}} \cdot \text{Cr}_{0,10} \cdot \text{Ti}_{0,02})_{1,93} [\text{Si}_3\text{O}_{12}] + 0,01 \text{ SiO}_2$
5. $(\text{Mg}_{2,06} \cdot \text{Fe}_{0,46}^{\ddot{}} \cdot \text{Mn}_{0,01} \cdot \text{Ca}_{0,53})_{3,06} (\text{Al}_{1,64} \cdot \text{Fe}_{0,18}^{\ddot{}} \cdot \text{Cr}_{0,08} \cdot \text{Ti}_{0,84})_{1,94} [\text{Si}_3\text{O}_{12}]$
6. $(\text{Mg}_{2,17} \cdot \text{Fe}_{0,49}^{\ddot{}} \cdot \text{Mn}_{1,02} \cdot \text{Ca}_{0,38})_{3,06} (\text{Al}_{1,64} \cdot \text{Fe}_{0,16}^{\ddot{}} \cdot \text{Cr}_{0,03} \cdot \text{Ti}_{0,05})_{1,88} [\text{Si}_3\text{O}_{12}] + 0,04 \text{ SiO}_2$
7. $(\text{Mg}_{2,08} \cdot \text{Fe}_{0,56}^{\ddot{}} \cdot \text{Ca}_{0,37})_{3,01} (\text{Al}_{1,84} \cdot \text{Fe}_{0,12}^{\ddot{}} \cdot \text{Cr}_{0,02})_{1,98} [\text{Si}_{2,97} \text{Ti}_{0,03} \text{O}_{12}]$
8. $(\text{Mg}_{2,27} \cdot \text{Fe}_{0,40}^{\ddot{}} \cdot \text{Ca}_{0,31})_{2,98} (\text{Al}_{1,88} \cdot \text{Fe}_{0,03}^{\ddot{}} \cdot \text{Cr}_{0,03} \cdot \text{Ti}_{0,02})_{1,98} [\text{Si}_3\text{O}_{12}] + 0,01 \text{ SiO}_2$
9. $(\text{Mg}_{1,74} \cdot \text{Fe}_{0,73}^{\ddot{}} \cdot \text{Ca}_{0,40} \cdot \text{Mn}_{0,02})_{2,89} (\text{Al}_{1,93} \cdot \text{Cr}_{0,17})_{2,10} [\text{Si}_{2,98} \text{O}_{12}]$
10. $(\text{Mg}_{1,79} \cdot \text{Fe}_{0,81}^{\ddot{}} \cdot \text{Ca}_{0,37})_{2,97} (\text{Al}_{1,96} \cdot \text{Cr}_{0,08})_{2,04} [\text{Si}_{2,99} \text{O}_{12}]$
11. $(\text{Mg}_{2,06} \cdot \text{Fe}_{0,55}^{\ddot{}} \cdot \text{Ca}_{0,38} \cdot \text{Mn}_{0,02})_{3,01} (\text{Al}_{1,86} \cdot \text{Fe}_{0,09}^{\ddot{}} \cdot \text{Cr}_{0,20,3})_{2,04} [\text{Si}_{2,96} \text{O}_{12}]$
12. $(\text{Mg}_{2,14} \cdot \text{Fe}_{0,47}^{\ddot{}} \cdot \text{Ca}_{0,40} \cdot \text{Mn}_{0,02})_{3,03} (\text{Al}_{1,83} \cdot \text{Fe}_{1,83}^{\ddot{}} \cdot \text{Ce}_{2,06})_{2,10} [\text{Si}_{2,98} \text{O}_{12}]$
13. $(\text{Fe}_{1,73}^{\ddot{}} \cdot \text{Mg}_{0,89} \cdot \text{Ca}_{0,14} \cdot \text{Mn}_{0,05})_{2,81} (\text{Al}_{2,00} \cdot \text{Fe}_{0,08}^{\ddot{}})_{2,08} [\text{Si}_{3,03} \text{O}_{12}]$
14. $(\text{Fe}_{1,90}^{\ddot{}} \cdot \text{Mg}_{0,47} \cdot \text{Ca}_{0,30} \cdot \text{Mn}_{0,12})_{2,79} (\text{Al}_{2,00} \cdot \text{Fe}_{0,05}^{\ddot{}})_{2,0} [\text{Si}_{3,07} \text{O}_{12}]$
15. $(\text{Fe}_{1,96} \cdot \text{Mg}_{0,78} \cdot \text{Mn}_{0,06} \cdot \text{Ca}_{0,05})_{2,85} (\text{Al}_{2,10} \cdot \text{Fe}_{0,08}^{\ddot{}})_{2,18} [\text{Si}_{2,95} \text{O}_{12}]$
16. $(\text{Fe}_{1,59} \cdot \text{Mg}_{0,86} \cdot \text{Ca}_{0,13} \cdot \text{Mn}_{0,05})_{2,69} (\text{Al}_{2,03} \cdot \text{Fe}_{0,17}^{\ddot{}})_{2,20} [\text{Si}_{3,01} \text{O}_{12}]$
17. $(\text{Fe}_{1,52} \cdot \text{Mg}_{0,20} \cdot \text{Mn}_{0,02} \cdot \text{Ca}_{0,77})_{2,51} (\text{Al}_{2,10} \cdot \text{Fe}_{0,24}^{\ddot{}})_{2,34} \cdot \text{Si}_{2,99} \text{O}_{12}$

Исходя из формул, был произведен пересчет на содержание отдельных компонентов в этих гранатах (табл. 6).

Таблица 5

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Цвет	Флюатово-красный	Темно-фиолетово-красный	Темно-красный	Оранжево-красный	Оранжево-красный	Красно-оранжевый	Оранжевый	Малиново-розовый	Луситово-красный	Луситово-красный	Кроваво-красный	Буровато-желтый					
Показатель преломления	1,749	1,754	1,759	1,744	1,749	1,754	1,754	1,744			3,78	3,737					
Удельный вес	3,68	3,75	3,72	3,73	3,65	3,77	3,74	3,76									
Величина ребра элементарной ячейки (a)	He опр.	11,534	11,522	11,509	11,527	11,532	He обр.	He обр.									
Аналитик	В. Ковязина	С. Бояршина	В. Ковязина	С. Бояршина	К. А. Ваканова	В. Ковязина	М. Стуканова	М. Стуканова	по П. А. Варнеру	по П. А. Варнеру	по П. А. Варнеру	по П. А. Варнеру	по Е. Н. Лавренко	по Е. Н. Лавренко	по Е. Н. Лавренко	по М. Я. Антонову	по М. Н. Раб-кину
Состав																	
SiO ₂	43,26	41,98	38,80	41,70	41,20	41,93	41,20	42,83	41,34	40,90	40,89	40,47	39,42	37,84	38,98	39,04	39,88
TiO ₂	0,50	0,32	0,38	0,45	0,76	1,04	0,60	0,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	19,72	18,91	21,00	20,42	19,24	19,20	21,75	22,30	22,75	22,81	21,84	21,36	22,00	22,82	21,52	22,41	21,86
Fe ₂ O ₃	2,24	4,02	2,25	1,42	3,22	3,00	2,21	1,03	—	—	1,87	3,83	1,50	1,31	0,91	2,92	4,02
Cr ₂ O ₃	2,70	4,02	3,82	1,91	1,56	0,65	0,33	0,70	2,96	1,48	1,79	7,84	—	—	—	—	—
FeO	5,61	7,18	5,70	7,27	7,40	8,08	9,31	6,72	12,12	13,34	9,06	0,27	0,78	0,93	28,68	24,65	22,43
MnO	0,20	0,24	0,44	0,21	0,22	0,33	—	—	0,36	0,30	0,30	0,27	0,78	0,93	1,80	1,37	0,28
MgO	20,27	20,98	20,60	20,86	18,70	20,03	19,32	21,30	16,20	16,43	19,17	19,92	7,95	6,70	3,99	7,49	1,60
CaO	4,73	5,21	6,72	4,95	6,83	4,93	4,74	4,05	5,17	4,70	4,93	5,09	1,70	0,60	3,57	1,87	8,87
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,27
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,10	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.пл.	—	—	—	—	—	—	1,00	0,95	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	1,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,12
Сумма	100,39	100,46	100,37	100,38	100,25	100,42	100,53	100,39	100,90	100,04	99,85	100,13	100,35	100,37	99,45	100,13	100,05

Примечание. № 1—8—широпы из элювия кимберлитовой грубки "Зарница". № 9—12—широпы из кимберлитов Южной Африки. Агмадины № 13—16—из архейских гнейсов Алданского шита. № 17—альмандин из гранато-слудяных гнейсов Анабарского массива.

Из приведенных в табл. 6 данных следует, что содержание пиропового компонента в гранатах сибирских кимберлитов колеблется от 69% до 76%, т. е. эти гранаты действительно могут быть названы пиропами (рис. 55). На втором месте стоит альмандин, количество которого колеблется от 10% до 18,6%. В сумме оба эти компонента составляют от 79% до 94%. Как уже говорилось выше, весьма характерным является постоянное содержание хрома, количество которого заметно увеличивается в красноокрашенных разностях пироба. Соответственно примесь уваровита колеблется от 1,5% до 11,8%.

Постоянно присутствует андрадит, в переменном, но небольшом количествеgrossуляр и в ничтожно малом количестве спессартин (содержание MnO в исследованных гранатах совершенно незначительно).

Таким образом, красные и фиолетовые гранаты кимберлитов по химическому составу являются пиропами с заметным содержанием хрома и кальция (соответственно уваровитового и андрадитового компонентов). По содержанию главных компонентов и характерной примеси уваровита и андрадита они чрезвычайно близки к пиропу из алмазных кимберлитов Африки.

В гранатах из древних (архейских) кристаллических сланцев, горных сооружений, окружающих Сибирскую платформу, альмандиновый компонент резко преобладает над пироповым, хром, как правило, отсутствует или содержится в ничтожных количествах, в то время как содержание марганца почти всегда заметно выше, чем в пиропе. Для иллюстрации этого положения в дополнение к данным, помещенным в табл. 5, в табл. 7 приведены результаты количественного спектрального анализа. 16 образцов гранат-альмандина из окружающих Сибирскую платформу горных сооружений и из шлихов различных участков бассейна р. Вилюй, в которые гранат-альмандин попадает в конечном итоге за счет

Таблица 6

Компоненты	№ образцов	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Пироп	...	75,3	72,9	71,7	73,2	70,8	70,9	69,2	76,2	60,2	60,25	61,4	70,6	31,6	16,8	27,3	31,9	8,0
Альмандин	...	10,0	12,9	10,8	14,1	13,4	13,1	18,6	13,4	25,25	27,25	18,3	15,5	61,6	68,1	66,9	59,3	60,6
Спессартин	...	0,3	0,3	0,7	0,3	0,3	0,3	—	0,7	0,7	—	0,7	0,7	1,8	4,3	2,1	1,1	0,8
Grossuлар	...	—	—	—	2,0	—	—	53	5,4	5,75	8,6	3,8	0,35	0,7	8,3	—	—	20,3
Андрадит	...	4,3	0,6	5,1	4,1	6,9	8,1	5,9	2,5	—	—	4,4	10,0	4,3	2,5	1,7	5,5	10,3
Уваровит	...	7,2	11,8	11,3	5,2	4,1	1,6	10	1,5	8,1	3,9	4,4	2,85	—	—	—	—	—
Ca-П-гранат	...	1,0	0,5	—	1,1	2,1	2,7	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Скиагит	...	1,9	1,0	0,4	—	2,4	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	2,0	—	—
Сумма	...	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. Нумерация образцов та же, что и в табл. 5.

разрушения этих горных сооружений *. Из таблицы видно, что количество хрома в этих гранатах обычно не больше 0,01 % и редко более 0,05 %, в то время как количество марганца у большей части образцов 1 %.

Из приведенных данных ясно, что исследованные гранаты являются совершенно специфическими для Сибирской платформы. Если рассматривать пироп в кимберлитах как привнесенный минерал, то его первоисточником следует предполагать не обычные метаморфические сланцы кристаллического фундамента платформы, а породы иного генезиса.

Показатели преломления пироба (табл. 5 и 8) колеблются в довольно широких пределах **.

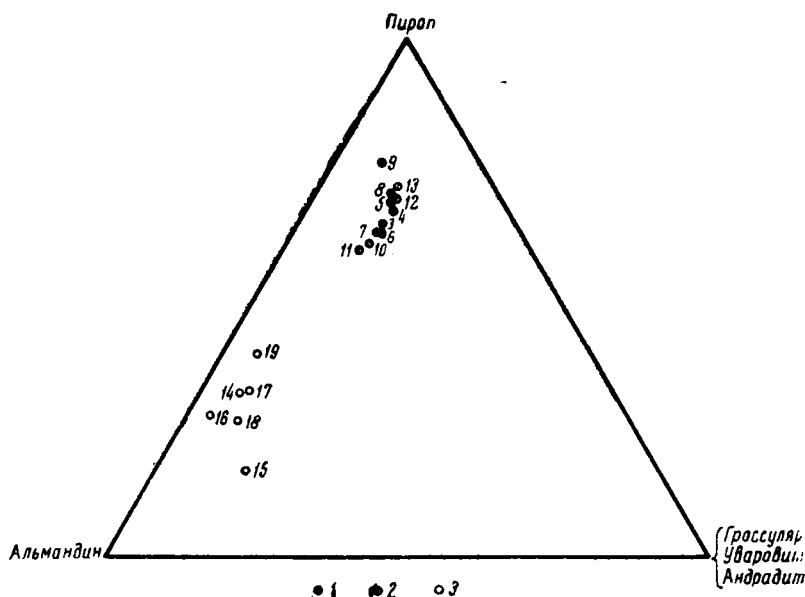


Рис. 55. Содержание главных компонентов в образцах гранатов различного происхождения

1 — пироп из алмазоносных кимберлитов и россыпей бассейна р. Виллой; 2 — пироп из алмазоносных кимберлитов Южной Африки; 3 — альмандин из древних метаморфических сланцев Алданского щита и Анабарского массива

Показатель преломления растет с повышением интенсивности окраски примерно в одинаковой степени для всех трех основных окрасок пироба — оранжевой, красной и фиолетовой, колеблясь от 1,733—1,735 до 1,764—1,767. На перекрытие показателей преломления для разных цветовых разновидностей пироба указывают также Н. Н. Сарсадских и Л. А. Попугаева. Показатель преломления — 1,767 имеют только очень густоокрашенные зерна темно-красного пироба из кимберлитовой трубки «Зарница». Очевидно, такие зерна содержат наибольшее количество альмандинового компонента, хотя увеличение показателя преломления безусловно зависит также и от содержания хрома.

Для пиробов из алмазоносных кимберлитов бассейна р. Даалдын и бассейна р. Малая Батуобия произведены пятнадцать определений размера ребра элементарной ячейки (a), сделанных методом снятия порош-

* Принадлежность образцов к альмандину проверена иммерсионным определением показателя преломления.

** Показатели преломления определены на кафедре кристаллографии ЛГУ Т. Г. Петровым под руководством В. Г. Татарского иммерсионным способом в белом свете по методу цветных полосок, с точностью $\pm 0,001$ (жидкости предварительно проверены на рефрактометре с погрешностью определения не более $\pm 0,0005$).

Таблица 7

№ образца	Место взятия образца, (реки)	Цвет граната	Содержание в %		
			Mn	Ti	Cr
94	Витим	Розовый	>1	0,83	0,01
64	Джида	Розово-желтый	>1	0,34	<0,01
64—2	"	Розовый с желтым оттенком	>1	0,20	<0,01
64—3	"	Бледно-розовый	>1	0,17	<0,01
49	Ангара	Цвета семги	0,63	0,06	0,01
50	"	Мясо-розовый	0,95	0,06	<0,01
96	Вилуй	Светло-розовый	>1	0,43	0,01
97	"	Мясо-розовый	—	—	0,02
73	Н. Тунгуска	Розовый	0,76	0,04	<0,01
74	"	Мясо-розовый	>1	0,04	<0,01
29	Вилуй	Розовый	0,81	0,02	<0,01
85	Марха	"	>1	0,07	0,02
85a	"	Мясо-розовый	>1	0,15	0,01
85b	"	Буровато-красный	>1	0,58	0,06
98	Тюнг	Розовый	0,57	0,19	0,08
99	"	Мясо-розовый	>1	0,26	<0,01

Примечание. Образец № 94 взят из гнейсов; образцы № 96, 97—из юрских конгломератов, образцы № 64, 64-2, 64-3, 49, 50, 73, 74, 29, 85, 85a, 85b, 98, 99 отобраны из шлихов.

Таблица 8

Цвет зерен пиропа	Интенсивность окраски и колебания величины показателя преломления				
	бледная	светлая	средняя	яркая	густая
Оранжевый	1,735—1,739	1,740—1,748	1,750—1,752		1,767
Красный	1,737—1,739	1,741—1,748	1,749—1,752	1,755—1,758	1,764—1,767
Фиолетовый	1,733—1,739	1,743—1,748	1,750—1,753	1,755—1,760	1,764—1,765

кограмм. Результаты рентгеноструктурных исследований приведены в табл. 9*.

Для образцов № 1, 2, 9, 10, 11 (табл. 9) имеются химические анализы (соответственно № 2, 3, 4, 5, 6, табл. 5).

Следует подчеркнуть, что величина a в исследованных гранатах не только больше расчетных данных гранатов пироп-альмандинового ряда, но часто превышает a чистого альмандин ($a=11,49$), что несомненно связано со значительным содержанием кальция, характерным для гранатов кимберлитов.

* Рентгеноструктурные анализы производились В. И. Михеевым в рентгеноструктурной лаборатории Ленинградского горного института.

№ п/п	Цвет образца	№ ±0,002	<i>a</i>
1	Темно-фиолетово-красный	1,754	11,534
2	"	1,759	11,522
3	"	1,764	11,543
4	"	1,769	11,554
5	"	1,774	11,571
6	Лиловый	1,744	11,515
7	"	1,754	11,527
8	"	1,759	11,530
9	Оранжево-красный	1,744	11,509
10	"	1,749	11,527
11	Темно-оранжево-красный	1,754	11,532
12	Оранжевый	1,739	11,496
13	"	1,749	11,514
14	"	1,759	11,532
15	Бесцветный	1,744	11,528

Ильменит

Как уже отмечалось, ильменит широко развит в кимберлитовой трубке «Зарница». В меньшем количестве он наблюдается в трубке «Мир» и в совершенно незначительных количествах в трубке «Загадочная».

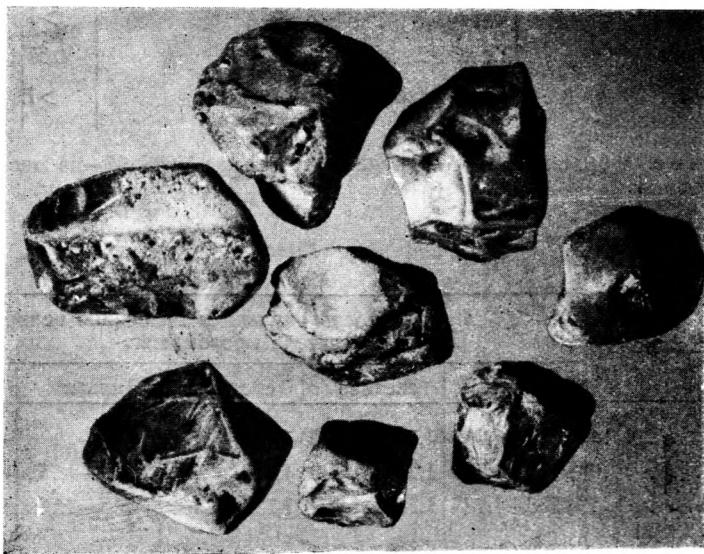


Рис. 56. Ильменит из кимберлитовой трубки «Мир». 20

Размеры зерен ильменита столь же разнообразны, что и размеры зерен пироба, но необходимо подчеркнуть, что в среднем, например, в трубке «Зарница», этот минерал встречается в крупных зернах. Отдельные зерна ильменита нередко превышают по размеру 10 мм. Наиболее крупные неделимые ильмениты — желваки — достигают размеров грецкого ореха.

Ильменит обычно наблюдается в виде угловатых обломков (рис. 56) или их орошков (рис. 57). Пластинчатые кристаллы и вообще зерна со следами огранки или отдельными хорошо выраженными гранями встречаются очень редко. Только в концентратах обогащения из трубки «Мир» были встречены три зерна ильменита (размером 1—1,5 мм) в виде хорошо ограненных кристалликов.

С поверхности зерна ильменита обычно покрыты тонкой серой пленкой лейкоксена. Лейкоксеновая оторочка достигает 1—1,5 мм (рис. 58). В свежем изломе ильменит обладает смоляно-черным цветом и металлическим блеском.

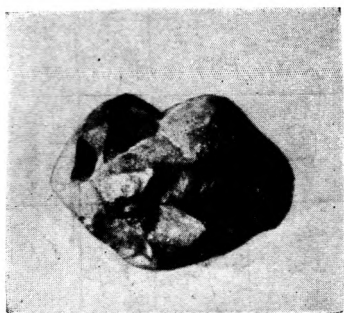


Рис. 57. Сросток кристаллов ильменита из кимберлитовой трубки „Зарница“. $\times 20$



Рис. 58. Лейкоксеновая оторочка на ильмените из кимберлитовой трубки „Мир“. $\times 15$

В трубке «Зарница» наблюдалось обрастание зерна ильменита мельчайшими (менее 0,1 мм) кристалликами перовскита (рис. 59).

Следует заметить, что в одном месте было встречено зерно ильменита с вросшими в него мелкими зернышками красно-фиолетового пироба. Однако включения зерен ильменита были обнаружены также в одной из пластинок, изготовленных из красного пироба для получения кривых поглощения.

В табл. 10 приведены анализы ильменита из кимберлитов Сибири и для сравнения анализы ильменитов из кимберлитов других стран, а также два анализа ильменита из основных пород Сибири и Гренландии и один анализ ильменита из древних галечников Сибири*.

Для анализов 3 и 6 были отобраны зерна ильменита, не обладающие магнитными свойствами. Материалом для образцов (анализы 4, 5, 7) послужили магнитные зерна ильменита.

Из приведенных данных видно, что ильменит, являющийся спутником сибирских алмазов, отличается от обычного ильменита значительным содержанием окиси железа и магния и в этом отношении совершенно сходен с ильменитом из кимберлитов Африки и Америки.

Ильменит из дифференцированных сибирских траппов резко отличается от ильменита из кимберлитов малым содержанием магния и, в свою очередь, по этому признаку весьма сходен с ильменитом из габбро Восточной Гренландии.

Как известно, обычный ильменит (близкий по составу к кричтониту— FeTiO_3) обладает слабыми магнитными свойствами. Часть зерен ильме-

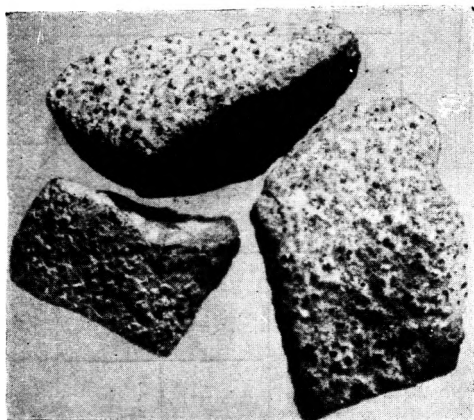


Рис. 59. Перовскит на зернах ильменита из кимберлитовой трубки „Зарница“. $\times 20$

* Образцы ильменита для химических анализов были отобраны таким же способом, как и образцы пироба, т. е. из кимберлитов и шлихов россыпей, непосредственно связанных с кимберлитовыми трубками.

Таблица 10

№ п/п Состав	Ильменит из кимберлитов и алмазных россыпей бассейна р. Вилуй						Ильменит из кимберлитов Африки и Америки				Ильменит из основных пород		Ильменит из древних галечников на водоразделе рр. Мархи и Тонг Колл М. И. Плотниковой
	Ильменит из элювия трубки "Зарница"		Ильменит из шлихов р. Давалын			Ильменит из шлихов р. Ирээлээ		Ильменит из месторождения Мукероб (Юго-западная Африка). По П. А. Вагнеру	Ильменит из месторождения Кимберлей (Южная Африка). По П. А. Вагнеру	Ильменит из трубки "Зефу" (Белгийское Конго). По Ж. Верхогену	Ильменит из месторождения Эллиот (Кентукки, США). По П. А. Вагнеру	Ильменит из Аламахской интрузии траппов (р. Вилуй)	Ильменит из габбро Восточной Гренландии По Е. А. Vincent
	Ильменит из элювия трубки "Зарница"	Ильменит из элювия "Мир"	немагнитный	слабомагнитный	сильномагнитный	немагнитный	магнитный						
1	0,40	0,10	0,40	0,96	0,92	0,33	—	—	—	—	—	—	—
2	47,95	46,33	47,06	33,58	32,80	48,96	36,20	49,27	53,79	53,21	49,32	49,50	0,14
3	13,15	17,96	15,25	32,54	37,95	16,24	36,95	11,27	7,05	11,90	9,13	2,81	49,89
4	0,75	0,41	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,63	—	—	0,74	—	6,26
5	28,00	26,29	28,02	22,99	25,14	25,91	20,83	29,34	27,05	27,99	27,81	44,64	—
6	—	—	0,14	0,24	0,24	0,20	0,15	0,29	—	—	0,20	—	40,39
7	9,00	8,60	9,22	9,28	2,64	8,22	4,65	8,87	12,10	7,20	8,86	1,56	0,41
8	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,13	—	—	0,23	Сл.	2,27
9	0,20	0,20	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	—	—	—	Не опр.	0,34
10	0,13	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	—	—	—	Не опр.	—
11	—	—	0,20	0,24	0,20	0,20	0,20	—	—	—	—	—	—
12	99,58	99,89	100,29	99,83	100,06	99,98	99,80	99,99	100,30	96,29	98,50	98,50	99,99
13	4,58	4,61	—	—	4,747	4,570	4,749	—	—	—	—	—	—
14	100,14	100,14	100,14	100,14	100,14	100,14	100,14	100,14	100,14	100,14	100,14	100,14	100,14
Сумма	99,58	99,89	100,29	99,83	100,06	99,98	99,80	99,99	100,30	96,29	98,50	98,50	99,99
Ул. вес	4,58	4,61	—	—	4,747	4,570	4,749	—	—	—	—	—	—
Анализ	К.А. Бакланова	К.А. Бакланова	В.Д. Бугрова	В.Д. Бугрова	В.Д. Бугрова	В.Д. Бугрова	В.Д. Бугрова	—	—	Эллисберг	—	К.А. Бакланова	Е. А. Vincent

нита из кимберлитов легко притягивается обычным простым магнитом и при этом, подобно магнетиту, образует цепочки. Другая часть притягивается с трудом, единичными зернами. Наконец на некоторые зерна простой магнит не оказывает никакого действия. По внешнему виду зерна с различными магнитными свойствами совершенно неотличимы друг от друга. В частности, наиболее сильно-магнитные зерна совершенно сходны с немагнитными и резко отличны от тусклых с матовой поверхностью зерен магнетита, одновременно присутствующих в породе. Таким образом, при полном внешнем сходстве магнитные свойства ильменита варьируют в весьма значительных пределах, что, как будет показано ниже, обусловлено особенностями химического состава.

В табл. 11 данные химических анализов пересчитаны на содержание отдельных компонентов. Такие компоненты, как гематит, рутил и др., показаны условно, поскольку неизвестно, в каком состоянии находится в ильмените излишек соответствующих окислов.

Из таблицы видно, что в ильмените из сибирских кимберлитов (за исключением сильно магнитной разности) и в ильмените из кимберлитов Южной Африки и Северной Америки гейкилитовый компонент составляет около $\frac{1}{3}$. В ильмените же, связанном с габбровой магмой, количество гейкилита не превышает 6—8%, и такой ильменит по существу представляет собою почти

Таблица 11

Компоненты	Ильменит из кимберлитов и алмазных россыпей бассейна р. Видлой														Ильменит из галечников на водоразделе рр. Мар-хи и Тюнг	
	№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
Кричитонит		58,4	57,3	54,7	31,8	64,0	56,2	53,0	59,5	51,3	59,5	60,4	89,5	87,5	75,1	
Гейкилит		34,6	33,4	35,0	39,1	12,4	31,8	21,0	33,3	41,3	27,5	34,2	6,0	8,6	4,1	
Пирофанит		—	—	0,4	0,5	0,6	0,4	0,4	0,6	—	—	0,5	—	0,9	0,6	
Рутил		—	0,2	—	—	—	3,6	4,3	—	—	7,4	0,5	—	—	10,1	
Перовскит		—	—	—	—	1,6	—	—	—	—	—	—	—	—	5,1	
Магнетит		2,1	—	5,1	22,6	—	—	—	2,3	4,9	5,6	—	2,8	—	—	
Гематит		4,4	8,9	4,8	6,0	21,4	8,0	21,3	4,3	2,5	—	4,4	—	3,0	—	
Хромит		0,5	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	

Примечание. Порядковая нумерация образцов та же, что и в табл. 10.

чистый крйтонит (FeTiO_3). Имеется полное сходство ильменитов, происхождение которых связано с кимберлитами (за исключением образцов ильменита № 5 и 7 сильно магнитной разности, в которых содержание гейкилита понижено).

Ильменит из водораздельных галечников по химическому составу приближается к ильмениту из пород трапповой формации.

Магнитные разности ильменита, как это видно из данных табл. 10, отличаются весьма значительным содержанием окиси железа (до 38%), чем, очевидно, и объясняются их магнитные свойства и заметно более высокий удельный вес.

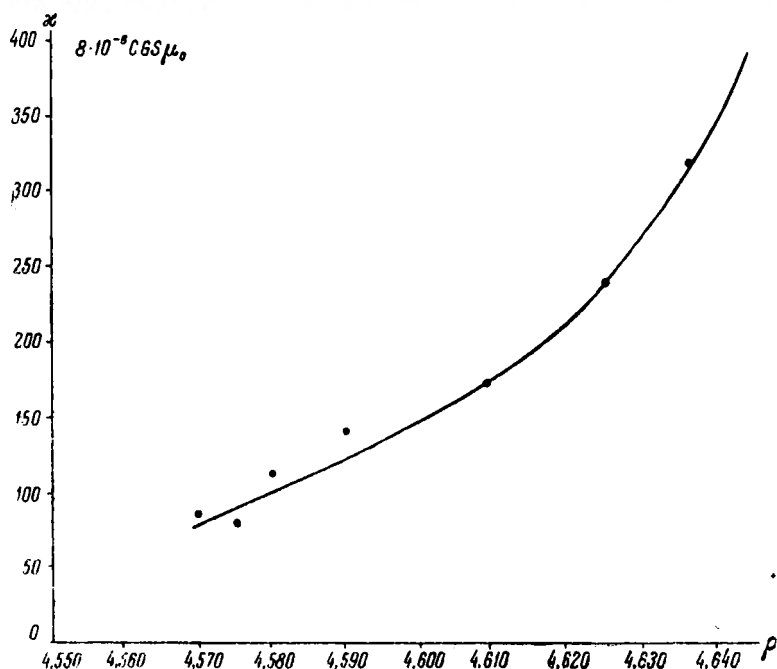


Рис. 60. Связь между удельным весом (ρ) и магнитной восприимчивостью ильменита (χ)

Связь между удельным весом и магнитными свойствами ильменита хорошо выражена на рис. 60, где по оси абсцисс отложены удельные веса, а по оси ординат величина удельной магнитной восприимчивости фракций ильменита различной степени магнитности. Для получения этих фракций проба ильменита, отобранная из элювия кимберлитовой трубки «Мир», была разделена на электромагнитном сепараторе, причем сила тока изменялась от 0,1 до 1,1 а (табл. 12).

Таблица 12

№ фракции	Сила тока при разделении на сепараторе в а	Содержание фракции в пробе, в % по весу	Удельный вес фракции ρ	Удельная магнитная восприимчивость $\chi \cdot 10^{-6} \text{ CGS } \mu_0$
1	0,4	5,3	4,680	960
2	0,5	10,5	4,636	321
3	0,6	15,6	4,625	241
4	0,7	22,0	4,608	175
5	0,8	21,9	4,590	143
6	0,9	14,4	4,580	113
7	1,0	7,8	4,575	83
8	1,1	2,5	4,570	87

Удельные веса фракций определены В. К. Коноплевой с точностью $\pm 0,002$. Величина магнитной восприимчивости определена И. Я. Бедером на индукционной установке магнитной станции ленинградского завода «Геологоразведка» с точностью 1—2%.

Принято считать, что ильменит может удерживать в состоянии твердого раствора лишь незначительное количество окиси железа. В какой форме оно находится в исследованных ильменитах, без более детального изучения сказать трудно. Просмотр под микроскопом зерен магнитного ильменита в полированных шлифах (без травления) показал, что в подавляющем большинстве случаев они имеют совершенно гомогенное строение, неотличимое от строения зерен немагнитных и весьма слабо магнитных разностей (лишь на двух зернах из числа нескольких десятков был отмечен распад на две фазы).

Не исключена возможность, что столь большое количество окиси железа удерживается в ильмените без распада твердого раствора, благодаря его быстрому остыванию, при котором происходит закалка.

Кроме высокого содержания магния и окисного железа, третьей особенностью химического состава ильменита из алмазоносных кимберлитов является постоянное присутствие в нем, в незначительных количествах, хрома, очевидно, нехарактерного для ильменитов из пород трапповой формации. В табл. 13 приведены результаты полуколичественного спектрального анализа шести образцов (№ 1, 2, 3, 4, 5, 6) ильменита из кимберлитов алмазных россыпей (химический состав их приведен в табл. 10, соответственно № 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7) и для сравнения образца ильменита (№ 7) из дифференцированных траппов Аламджахской интрузии (№ 12, табл. 10)*.

Таблица 13

Элементы	Номера образцов						
	1	2	3	4	5	6	7
Si	0,1—1,0	0,1—1,0	0,1—1,0	0,1—1,0	0,1—1,0	0,1—1,0	0,1—1,0
Ti	≥ 10	≥ 10	$\gg 10$	$\gg 10$	$\gg 10$	$\gg 10$	$\gg 10$
Al	0,1—0,3	0,1—0,3	0,1—1,0	0,1—0,3	0,1—1,0	0,1—0,3	0,1—1,0
Mg	≥ 10	≥ 10	1,0—1,0	10	1,0—1,0	3,0—6,0	1,0—3,0
Mn	0,01—0,03	0,01—0,03	0,6—1,0	0,6—1,0	0,06—0,1	1,0—3,0	0,06—0,1
Cr	0,6—1,0	0,1—0,3	0,01—0,03	0,03—0,06	0,03—0,06	0,01—0,03	не обнаружен
Nb	$\approx 0,01$	—	—	—	—	—	—
Ni	0,03—0,06	0,01—0,03	0,1—0,3	0,1—0,3	0,06—0,1	0,06—0,1	0,06—0,1
Fe	> 10	> 10	$\gg 10$	$\gg 10$	$\gg 10$	$\gg 10$	$\gg 10$
V	0,06—0,1	0,03—0,06	0,1—0,3	0,06—0,1	0,1—0,3	0,1—0,3	не обнаружен
Co	—	—	$\sim 0,001$	$\sim 0,001$	$\sim 0,001$	$\sim 0,01$	0,01

Графические результаты спектрального анализа этих образцов изображены на рис. 61.

Как видно из таблицы, хром и ванадий присутствуют во всех образцах ильменита, происходящего из кимберлитов, и не обнаружен в ильмените из траппов. Обращает на себя внимание присутствие Nb в ильме-

* Спектральные анализы произведены в лаборатории Центральной экспедиции Союзного треста № 2 Я. М. Кравцовым.

ните из «Зарницы», подтвержденное и химическим анализом (см. табл. 10).

Сравнительно высокое содержание магния и присутствие хрома в ильмените является, очевидно, общей геохимической особенностью всего

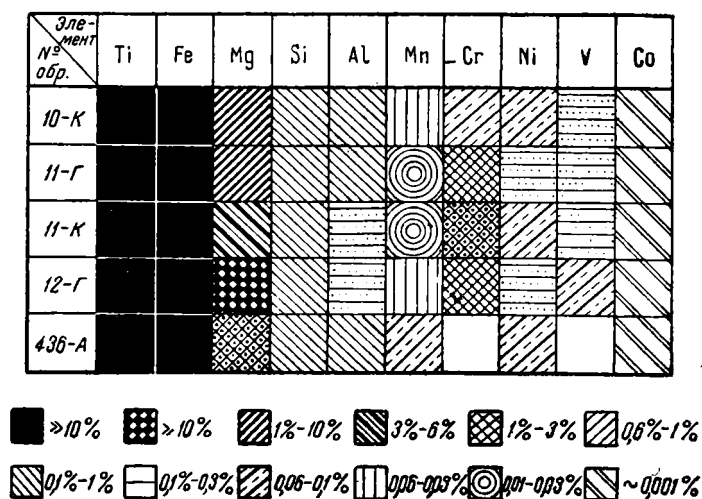


Рис. 61. Диаграмма химического состава образцов ильменита по данным спектрального анализа

комплекса минералов ультраосновных алмазоносных пород Сибирской платформы, в отличие от минералов трапповой формации (для которых эти элементы не характерны), а также от соответствующих минералов в породах кристаллического фундамента платформы.

Магнетит

Магнетит является сравнительно широко распространенным минералом в кимберлитах. По генезису можно выделить два типа магнетита:

- образовавшийся одновременно с породой,
- образовавшийся в процессе серпентинизации.

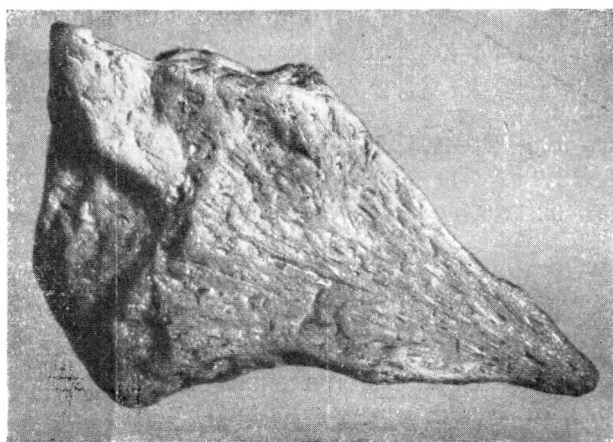


Рис. 62. Магнетит радиально-шестоватого строения из кимберлитовой трубки «Зарница» $\times 5$

Магнетит встречается преимущественно в виде угловатых зерен — обломков кристаллов. Часто эти зерна находятся в тесном сростании с по-

родой. В некоторых более крупных агрегатах магнетита наблюдается радиальнолучистое строение (рис. 62). Встречается он также в виде почковидных натечных образований (см. рис. 65), иногда в виде мелких друзок или отдельных кристалликов октаэдрической формы (рис. 63, 64).

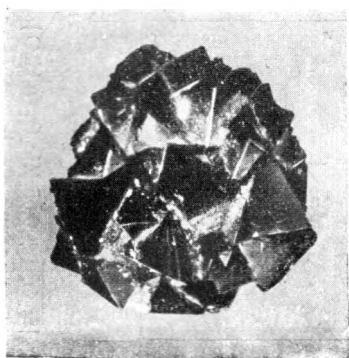


Рис. 63. Друза кристаллов магнетита из кимберлитовой трубки «Зарница»

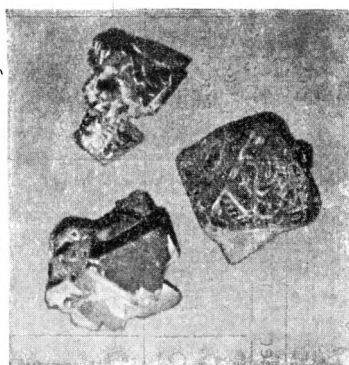


Рис. 64. Сrostки октаэдрических кристаллов магнетита из кимберлитовой трубки «Зарница». $\times 10$

Ниже приводятся полуколичественные спектральные (табл. 14) и химические (табл. 15) анализы магнетита из кимберлитовых трубок «Зарница» и «Мир».

Т а б л и ц а 1

Месторождения	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Cu	Ni	Cr
„Мир“	0,1—1,0	~0,01	0,1—0,3	0,01	≥ 10	~0,01	~0,001	~0,001	$\leq 0,01$
„Зарница“	0,1—1,0	—	0,01—0,1	0,01	$\gg 10$	0,03—0,06	—	—	—

Т а б л и ц а 15

Окислы	Месторождения	
	„Мир“	„Зарница“
SiO ₂	1,56	0,20
TiO ₂	0,40	0,80
FeO	25,20	27,93
Fe ₂ O ₃	72,10	69,30
MnO	—	0,23
MgO	—	0,90
С у м м а	99,26	99,36
Уд. вес (при $t = 22^\circ$)	4,67	4,82

Оливин

Как уже отмечалось, оливин кимберлитов обычно нацело замещен серпентином и другими вторичными минералами.

Несколько зерен неизмененного оливина было найдено в концентрате из кимберлитовой трубки «Зарница». Зерна мелкие (от 2 до 4 мм), бесформенные (рис. 66), полупрозрачные, с матовой поверхностью. Цвет — от почти бесцветного до оливково-зеленого, в основном — бледно-зелено-вато-желтый.

Таблица 16

Состав	Весовые %	Молеку- лярное количе- ство	Атомное количество кислорода	Атомные количества кислорода, приходящиеся на:				Число ато- мов кисло- рода в оли- вине	Число катионов в оливине
				серпентин (Mg, Al) _n [OH] ₄ [Si ₂ O ₅]	диоксид CaMg [Si ₂ O ₆]	гидроокислы железа Fe ₂ O ₃ n H ₂ O	оливин (Mg, Fe) ₂ SiO ₄		
SiO ₂	40,82	679	1 358	12	26	—	1 320	2,01	1,00
TiO ₂	следы	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,09	1	3	3	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	1,14	7	21	—	—	21	—	—	—
FeO	8,06	112	112	—	—	—	112	0,17	0,17
MnO	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	49,10	1 218	1 218	15	13	—	1 190	1,82	1,82
CaO	0,70	13	13	—	13	—	—	—	—
H ₂ O	0,27	14	14	—	—	14	—	—	—
П.п.п.	0,44	24	24	24	—	—	—	—	—
Сумма:	100,41		2,763	54	52	35	2 622	4,00	

Общий множитель 4 : 2 622 = 0,0015

Кристаллохимическая формула оливина: (Mg_{1,82} Fe_{0,17}) [SiO₄] + 0,08 ((Mg·Al)₃ [OH]₄ [Si₂O₆]) + 0,07 (Ca Mg [Si₂O₆]) + 0,05 (Fe₂O₃·n H₂O)



Рис. 65. Почковидные образования магнетита из кимберлитовой трубки «Зарница». $\times 1,5$



Рис. 66. Зерна оливина из кимберлитовой трубки «Зарница». $\times 20$



Рис. 67. Зерна диопсида из кимберлитовой трубки «Зарница». $\times 20$

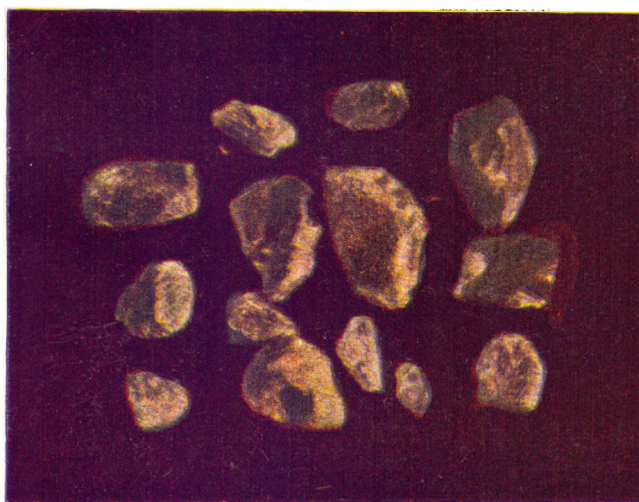


Рис. 68. Зерна хромдиопсида из кимберлитовой трубки «Зарница». $\times 20$

Значительное количество оливина было найдено в элювии кимберлитовой трубки «Дальняя». Показатели преломления этого оливина следующие: $Ng' = 1,690$, $Np' = 1,652$, химический состав и данные пересчета приведены в табл. 16 (аналитик В. Д. Бугрова). Из данных химического анализа следует, что оливин содержит лишь около 9% фаялитового компонента, т. е. является весьма магнезиальным оливином, обычным для серпентина ультраосновных пород.

Диопсид и хромдиопсид

Диопсид встречается в редких зернах во всех изучаемых месторождениях в виде угловатых обломков от почти бесцветного до бутылочно-зеленого цветов. Размер зерен от 2 до 5 мм. Зерна полупрозрачные до прозрачных. Поверхность зерен неровная, мелкоребристая (рис. 67). Блеск на свежем изломе стеклянный.

Измерение оптических констант для бутылочно-зеленого диопсида из кимберлитовой трубки «Зарница» дало следующие результаты:

$Ng = 1,712$; $Np = 1,690$; $Ng - Np = 0,022$; $2V = +62^\circ$.

Химический анализ пироксена отсутствует и название дано условно.

Хромдиопсид в кимберлитах трубок «Мир» и «Зарницы» также встречается очень редко. Размер зерен, их форма и поверхность сходны с зернами диопсида (рис. 68). Цвет хромдиопсида от грязно-зеленого до изумрудно-зеленого. В элювии кимберлитовой трубки «Загадочная», как уже было отмечено выше, хромдиопсид встречается в больших количествах, но обычно зерна его разрушены, испещрены многочисленными трещинками, выполненными серовато-белыми продуктами разложения. Цвет данного хромдиопсида бледный серовато-зеленый.

Оптические константы изумрудно-зеленого хромдиопсида из кимберлитовой трубки «Зарница» следующие: $Ng = 1,706$; $Np = 1,680$; $Ng - Np = 0,026$; $2V = +63^\circ$. Плеохроирует по Ng травяно-зеленым цветом; по Np желто-зеленым. Были замерены показатели преломления хромдиопсида из трубок «Мир» и «Загадочная». $Ng' = 1,696$, $Np' = 1,676$.

В табл. 17 приведен химический анализ (аналитик В. Ковязина) и данные пересчета хромдиопсида из трубки «Загадочная».

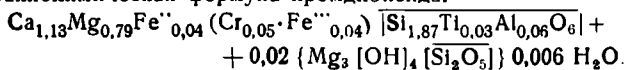
Таблица 17

Состав	Весовые %	Молекулярное количество	Атомное количество кислорода, приходящееся на:		Число атомов кислорода в хромдиопсиде	Число катионов в хромдиопсиде
			серпентин	хромдиопсид		
SiO ₂	54,25	903	28	1 778	3,75	1,87
TiO ₂	1,07	14	—	28	0,06	0,03
Al ₂ O ₃	1,40	14	—	42	0,09	0,06
Fe ₂ O ₃	1,50	9	—	27	0,06	0,04
Cr ₂ O ₃	1,82	12	—	36	0,08	0,05
FeO	1,34	18	—	18	0,04	0,04
MnO	0,10	—	—	1	—	—
MgO	16,70	414	42	378	0,79	0,79
CaO	21,60	536	—	536	1,13	1,13
K ₂ O } Na ₂ O }	Следы	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,05	3	3	—	—	—
П.п.п.	0,50	28	28	—	—	—
Сумма	100,33	1 952	101	2 844	6,00	—

Общий делитель $6 : 2844 = 0,0021$

Удельный вес = 3,05

Кристаллохимическая формула хромдиопсида:



Перовскит

В табл. 18 приведен качественный спектральный анализ перовскита из трубки «Зарница», где он встречается в виде мельчайших (менее 0,1 мм) кубических кристалликов (или их обломков), нередко образующих корочки на поверхности зерен ильменита.

Таблица 18

Элементы	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Nb
Содержание	+	Следы	+	++	Следы	Следы	++	+

Хромит

Встречается очень редко в виде мелких (1,5—2 мм) зерен черного цвета. В свежем изломе обладает смоляно-черным цветом.

В тонких пластинках просвечивает буровато-красным цветом. Зерна представлены либо мелкими кристаллами, либо их обломками, либо сростками кристаллов.

В кристаллах преимущественно наблюдается развитие октаэдрических граней, но иногда встречаются комбинации граней куба с октаэдром. Часто ребра граней закруглены, отчего кристаллы хромита приобретают характерный несколько вытянутый облик.

Флогопит

В элювии кимберлитов флогопит представлен обычно округлыми табличками зеленовато-бурого цвета; встречается сравнительно редко. В относительно больших количествах флогопит наблюдается в кимберлитах трубки «Загадочная» (рис. 69).

Во флогопите из трубки «Зарница» (рис. 70) наблюдается развитие за счет него хлорита.

В одном из зерен пироба из трубки «Загадочная» наблюдалось развитие по трещинкам чешуек флогопита, что указывает на вторичность его образования (рис. 71). Несомненно вторичный флогопит отмечен также в ксенолитах известняков и других пород.

Оптическое исследование нескольких образцов слюды из элювия кимберлитовой трубки «Загадочная», произведенное М. Фишкиным (кафедра минералогии Львовского государственного университета), дало следующие результаты: образец № 1—слюда бурая (при подогревании становится серебристо-белой и разбухает), $Nm=1,564 \approx Ng$, $Np=1,637$; образец № 2—слюда желто-зеленая (при подогревании становится серебристо-белой и разбухает); $Ng=1,566$, $Nm=1,564$, $Np=1,535$.

Судя по оптическим данным, эти два образца представляют собой гидрослюду флогопитового состава — вермикулит.

Хлорит

Хлорит в больших количествах наблюдается в элювии кимберлитов на р. Малая Батуобия, слагая совместно с серпентином легкую фракцию зернистого материала.

Хлорит представлен мелкими чешуйками серо-зеленого цвета с синеватым оттенком (рис. 72). Часто в зернах хлорита между листочками наблюдается выделение белого кальцита ($Ng=1,666$) и доломита ($Ng=1,682$).



Рис. 69. Слюда из кимберлитовой трубки «Загадочная». $\times 5,5$



Рис. 70. Слюда из кимберлитовой трубки «Зарница». $\times 20$



Рис. 71. Развитие чешуек флогопита по трещинам
в зерне пироба из кимберлитовой трубки
«Загадочная». $\times 30$



Рис. 72. Хлорит из кимберлитовой трубки «Мир». $\times 25$.

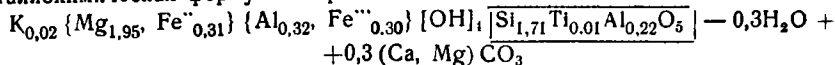
Состав	Весовые %	Молекулярное количество	Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода	Число катионов
SiO ₂	30,48	507	1 014	3,42	1,71
TiO ₂	0,32	4	8	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	8,42	82	246	0,82	0,54
Fe ₂ O ₃	7,31	46	138	0,46	0,30
Cr ₂ O ₃	0,26	1	3	0,01	—
FeO	6,81	95	95	0,31	0,31
MnO	0,06	1	1	—	—
NiO	0,13	1	1	—	—
MgO	25,18	624	624(581)	1,95	1,95
CaO	3,70	66	66(—)	—	—
K ₂ O	0,30	3	3	0,01	0,02
Na ₂ O					
H ₂ O—	1,24	69	69	2,00	4,00
H ₂ O+	11,13	619	619		
CO ₂	4,83	109	218		
P ₂ O ₅	Следы	—	—	—	—
Сумма	100,17		3 105 — 327 (Ca, Mg)CO ₃ 2 778 — 90 2 688	9,00	

$$X = \frac{2mC - KA}{2m - K} = \frac{2,9 \cdot 688 - 4 \cdot 2778}{2,9 - 4} = 90$$

$$C - X = 688 - 90 = 598$$

Общий делитель 2 688 : 9 = 299

Кристаллохимическая формула хлорита:



В табл. 19 приводятся результаты химического анализа хлорита (аналитик К. А. Бакланова) из трубки «Мир» и его пересчет*. При пересчете было исключено количество кальция и магния, эквивалентное содержанию углекислоты. Для данного хлорита: $Nm = 1,595$, уд. вес = 2,62—2,67.

Из химического анализа видно, что хлорит содержит некоторые количества Ni и Cr, которые, повидимому, обусловили появление не обычной окраски хлорита.

Была получена дифференциальная термическая кривая хлорита (рис. 73)**.

Первый эндотермический эффект в интервале температур

* Пересчет химического анализа на кристаллохимическую формулу произведен по В. С. Соболеву (1949).

** Термические анализы производились в термической лаборатории ВСЕГЕИ под руководством В. П. Ивановой.

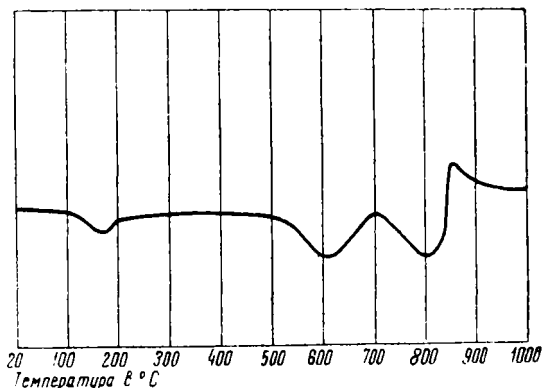


Рис. 73. Дифференциальная термическая кривая хлорита.

110—190° отвечает удалению адсорбционной воды (что подтверждается химическим анализом, табл. 19). Второй и третий эндотермические эффекты в интервалах 525—700° и 710—820° обусловлены стадийным выделением конституционной воды, что связано с различным характером связей этой воды в хлорите. Весьма характерный экзотермический эффект при температуре 850° выражен несколько слабо, в связи с появлением дополнительного эндоэффекта в интервале 830—840°, связанного с диссоциацией кальцита, от которого полностью не удалось освободиться при отборе материала.

В. И. Михеевым был произведен рентгено-структурный анализ хлорита, результаты расчета дебаеграмм которого представлены в табл. 20.

Т а б л и ц а 20

№ линий	Исследуемый хлорит			Прохлаорит			
	l	$\frac{d\alpha}{h}$	$\frac{d\beta}{h}$	l	$\frac{d\alpha}{h}$	hkl	Q
1	1	8,88	8,05				
2	3	(7,97)	7,23				
3	7	7,14	6,47	10	7,1	002	14,26
4	1	5,00	4,71	4	5,2	002	14,28
5	8	4,77	4,32	10	4,72	003	14,21
6	1	4,56	4,13				
7	3	(3,94)	3,57	5	3,93	004	14,28
8	10	3,58	3,24	10	3,54	004	14,32
9	4	3,35	3,03	(Линия кварца)			
10	4	(3,18)	2,886	1	3,12	005	14,430
11	1	3,01	2,727				
12	10	2,883	2,613	7	2,83	005	14,415
13	2	2,660	2,411	1	2,69		
14	6	2,570	2,330	5	2,55		
15	2	2,456	2,226	5	2,44		
16	6p	2,403	2,178	3	2,39	006	14,418
17	3	2,277	2,064	3	2,26		
18	4	2,195	1,990	2	2,22		
19	8	2,018	1,829	8	2,01		
20	1	1,897	1,719	4	1,88		
21	3	1,805	1,636	4	1,83		
22	1	1,737	1,574	1	1,73		
23	5	1,700	1,541	2	1,70	060	9,246
24	3	1,662	1,506	3	1,66		
25	3	1,569	1,422	7	1,563		
26	10	1,542	1,398	8	1,540	060	9,252
27	4	1,511	1,369	3	1,505		
28	3	1,466	1,328	1	1,460		
29	2	1,415	1,282	2	1,334	0.0.10	14,150
30	5	1,325	1,201	3ш	1,323	400	5,300
31	5	1,297	1,175	2	1,294		
32	1	1,267	1,148	1	1,283		
33	2	1,227	1,112	4	1,220		
34	1	1,195	1,084	1	1,192		
35	1	1,177	1,067	2	1,179	0.0.12	14,124
36	1	1,149	1,042	1	1,148		
37	1	1,132	1,026	4	1,132		
38	2	1,109	1,005				
39	1	1,098	0,990		1,095		
40	1p	1,080	0,979				
41	2p	1,046	0,948		1,043		

По характеру расположения линий и их относительным интенсивностям исследуемый образец полностью отвечает хлориту, как видно из сравнения с данными для стандартного образца прохлаорита, приведенными в той же таблице.

Для дебаеграмм хлорита, как слоистого силиката, характерна яркая линия с межплоскостным расстоянием 1,535—1,552 и серия ярких отражений от базисного пинакоида.

На дебаеграмме исследуемого образца присутствует яркая линия 1,542 и серия кратких отражений.

Важнейшие линии дебаеграммы исследуемого образца легко индицируются и символы отражающих плоских сеток приводятся в табл. 20.

Из таблицы видно, что на снимке образца присутствует семь порядков отражений от плоскости пинакоида: 002, 003; 004; 005; 006; 0.0.10; 0.0.12. По ним легко определяется величина $c \cdot \sin \beta \cong 14,2$. За наиболее надежно отражение принимается 10-й порядок отражения и тогда для величины $c \cdot \sin \beta$ получаем значение, равное 14,150.

Яркая линия 060 с межплоскостным расстоянием 1,542 позволит определить длину оси b элементарной ячейки хлорита ($b = 9,252 \text{ кх}$), наконец, отражение 400 (линия с межплоскостным расстоянием 1,325) позволяет установить, что $a \cdot \sin \beta = 5,300 \text{ кх}$. Результаты всех указанных расчетов приведены в последней графе (Q) таблицы.

Таким образом, элементарная ячейка исследованного хлорита определяется довольно точно.

Серпентин

Серпентин широко распространен в элювии кимберлитов Даалдынского и Мало-Батуобинского районов, составляя основную массу легкой фракции зернистого материала.

Представлен округлыми зернами серовато-белого, бледно-зеленого, темно-зеленого, желто-бурого и бурого цветов, часты псевдоморфозы по кристаллам оливина. При этом огранка настолько четкая, что можно измерить углы между гранями с помощью гониометра. Размер зерен от 1 до 3—4 мм, в среднем 1,5—2 мм.

Гониометрическое исследование псевдоморфоз серпентина по кристаллам оливина было произведено М. М. Сливко (кафедра минералогии Львовского государственного университета) на однокружном гониометре с наименьшим делением на нониусе в 30".

Псевдоморфозы светло-зеленовато-серого серпентина. Размер кристаллов колеблется от 0,5 до 2,5 мм. Грани кристаллов обычно неровны, волнисты, ребра часто округлены. Под бинокулярной лупой видно, что кристаллы неоднородны и имеют петельчатую структуру.

На описываемых кристаллах гониометрически установлены следующие простые формы: призмы {110}, {120}, {021}, {101}, пинакоиды {010} и {001}, дипирамида {111}.

Габитус кристаллов столбчатый, но характерно, что кристаллы часто уплощены по грани второго пинакоида (010), в связи с чем они приобретают сплюснутый облик. Пинакоид {001} развит слабо и очень редко отсутствует совершенно.

Наряду со сплюснутыми кристаллами встречаются кристаллы с изометрическим сечением в разрезе, перпендикулярном (001). Такие кристаллы обычно имеют более удлиненный габитус (отношение $l : h$ достигает 2,5 : 1).

Псевдоморфозы серо-зеленого и буровато-коричневого серпентина. Размер кристаллов до 0,7 мм. Образованы более совершенно, чем описанные выше. На кристаллах обнаружены те же простые формы, что и на предыдущих. В отличие от светло-зеленовато-серых эти кристаллы более короткостолбчатые, реже уплощенного облика.

На рис. 74 и 75 приведены ортогональные изображения (ось z и совпадающая с ней ось g_2 перпендикулярны чертежу) соответственно пер-

вых и вторых кристаллов-псевдоморфоз. Положение граней, а также элементы симметрии кристаллов и углы между нормальными к граням полностью соответствуют ромбо-дипирамидальному классу ромбической сингонии, т. е. симметрии кристаллов оливина. Однако углы между нормальными к граням измеренных кристаллов несколько отклоняются от данных для оливина (табл. 21). Последнее, очевидно, связано с процессами замещения, вызвавшими искажения величин углов.

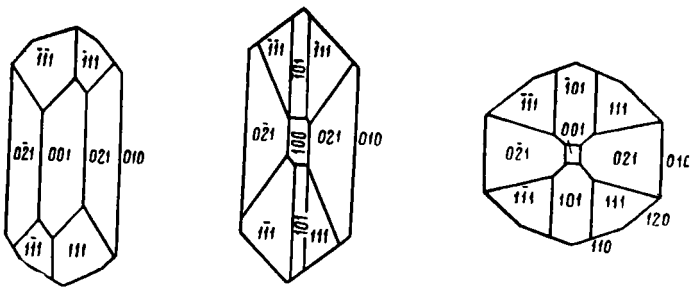


Рис. 74. Псевдоморфозы серпентина по оливину

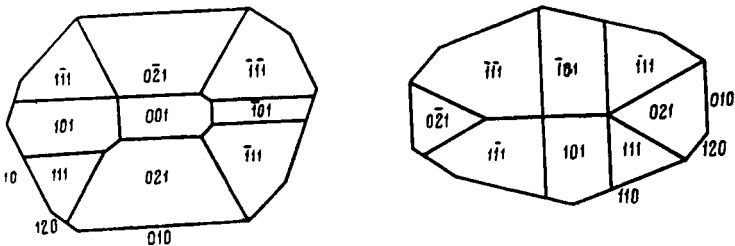


Рис. 75. Псевдоморфозы серпентина по оливину

Таблица 21

№ п/п	Символы граней	Колебание угла между нормальными	Средний угол	Качество сигнала*	Количество измерений	Угол для оливина Дэна
1	110 : 110	49°35'—50°51'	50°10'	1	5	49°57'
2	120 : 120	93°37'—93°41'	93°40'	1	5	94°04'
3	021 : 021	94°10'—98°50'	97°55'	2	5	99°06'
4	101 : 101	102°03'—103°38'	103°00'	3	4	103°06'
5	001 : 111	53°14'—55°28'	54°49'	2—2	4	—
6	001 : 101	51°05'—51°49'	51°27'	2—3	4	—
7	001 : 0021	47°15'—49°25'	49°17'	2—2	5	—
8	111 : 111	38°40'—40°12'	39°44'	2	3	40°05'

* 1—четкий сигнал, 2—полурасплывчатый с гнал, 3—расплывчатый сигнал.

Оптическое исследование образцов серпентина дало следующие результаты:

Образец № 4с. Серпофит («Зарница») $N = 1,556—1,549$. Слабо двупреломляет.

Образец № 5с. Серпентин («Зарница») $Ng = 1,558$; $Np = 1,548$. Волокнистый. Присутствует доломит с $Ng = 1,680$ и в незначительном количестве кальцит с $Ng = 1,662$.

Образец № 2с. Серпентин (трубка «Мир»). Аналогичен предыдущему образцу № 5с.

Образец № 3с. Серпентин (трубка «Мир»). Волокнистый. $Ng = 1,558—1,560$; $Np = 1,546—1,548$. Очень много доломита с $Ng = 1,678—1,680$. Кальцит не установлен.

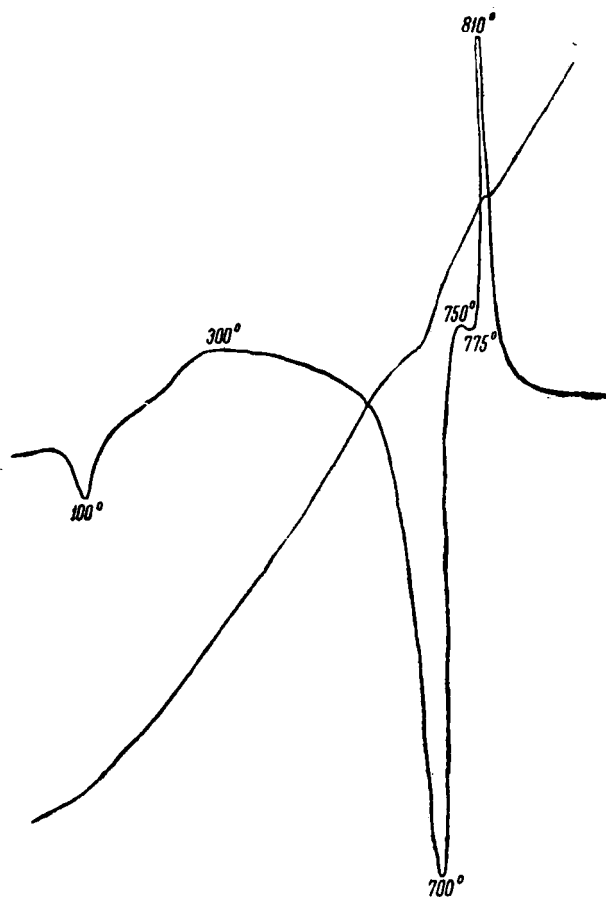


Рис. 76. Дифференциальная термическая кривая серпентина. Образец № 4с

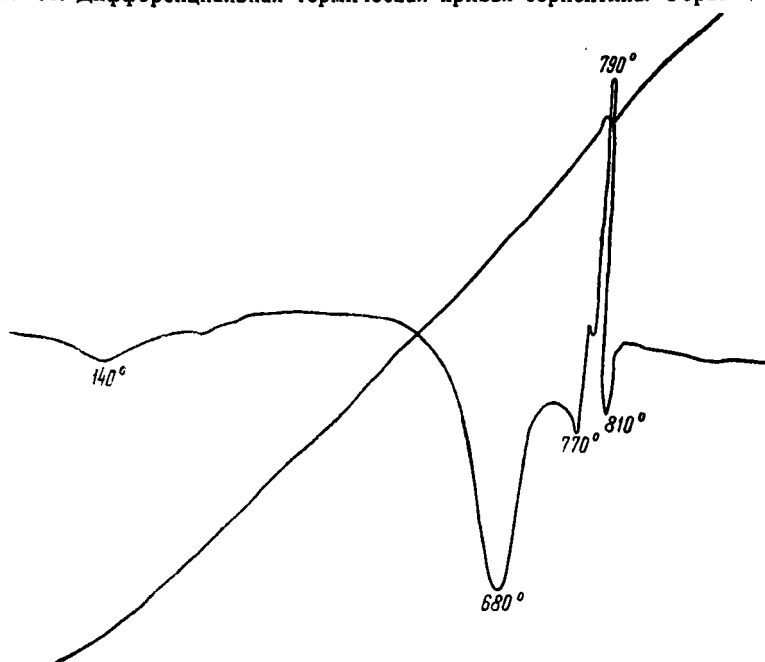


Рис. 77. Дифференциальная термическая кривая серпентина. Образец № 5с

Образцы № 4с и 5с были подвергнуты термическому исследованию (рис. 76, 77).

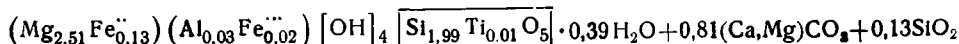
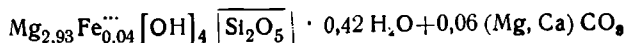
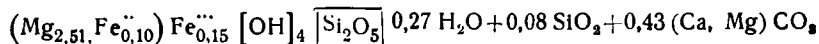
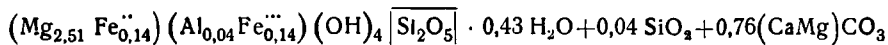
Образец № 4с — серпофит. Характеризуется двумя эндопиками, которые отвечают выделению адсорбционной и конституционной воды и двумя экзопиками (при 300° и 810°), природа которых не выяснена. № 5с — серпофит — аналогичен предыдущему. Эндопики при 770° и 810° создают один эндопик, разорванный экзопиком. Оптически в зернах обнаружен доломит с $Nm = 1,680$, но так как пик диссоциации магниезального компонента совпадает с эндотермической остановкой серпентина, создается впечатление (по кривым), что в серпентине присутствует только кальцит. Температура диссоциации $CaCO_3$ сдвинута в сторону понижения, что является характерным для разложения кальцита при наличии примесей.

В табл. 22 приведены результаты химического анализа исследованных образцов, а также даны кристаллохимические формулы, причем при расчете были исключены соответствующие количества Са и Mg.

Т а б л и ц а 22

Состав	Обр. 5с	Обр. 4с	Обр. 2с	Обр. 3с
SiO ₂	34,84	41,02	33,80	38,11
TiO ₂	0,21	0,06	0,08	Сл.
Al ₂ O ₃	0,50	Нет	0,57	Нет
Fe ₂ O ₃	0,68	1,49	3,22	3,85
Cr ₂ O ₃	0,05	Сл.	0,05	0,15
FeO	2,66	0,13	2,77	2,28
MnO	0,06	Сл.	0,08	0,08
NiO	0,21	0,24	0,21	0,20
CaO	7,72	0,28	6,80	4,00
MgO	31,22	41,05	31,53	33,30
K ₂ O } Na ₂ O }	0,10	Сл.	Нет	Нет
H ₂ O	1,66	1,04	2,36	1,92
П. п. п.	10,14	14,00	9,79	10,59
CO ₂	9,87	0,96	9,28	5,85
P ₂ O ₅	0,053	0,013	Нет	0,22
Сумма	99,97	100,28	100,54	100,45
Уд. вес	— Аналитик К. А. Бакланова	2,43 Аналитик В. Ковязина	2,49 Аналитик М. Стукалова	—

Кристаллохимические формулы серпентина:



Кальциостронцианит

Кальциостронцианит встречается только в элювии кимберлитовой трубки «Зарница», где он является почти единственным минералом тяжелой немагнитной фракции. Он представляет собой тесно сросшиеся в радиальнолучистые агрегаты игольчатые снежно-белые кристаллики, иногда окрашенные гидроокислами железа в кремовые и желто-бурые цвета.



Рис. 78. Кальциостронцианит из кимберлитовой трубки «Зарница». $\times 15$



Рис. 79. Кристаллы кальцита из кимберлитовой трубки «Мир». $\times 15$

Часто эти агрегаты заканчиваются почковидными натечными образованиями — бесцветными, полупрозрачными или же окрашенными гидроокислами железа в розоватые и буроватые цвета (рис. 78).

Минерал двусный отрицательный, $Ng = 1,674$. Размер агрегатов кальциостронцианита достигает 0,6—0,7 см.

В табл. 23 приведены результаты химического анализа кальциостронцианита (аналитик К. А. Бакланова) с пересчетом на кристаллохимическую формулу.

Т а б л и ц а 23

Состав	Весовые %	Пересчет карбоната на 100%	Молекулярное количество	SrCO ₃	CaCO ₃	MgCO ₃
SiO ₂	0,14	—	—	—	—	—
CaO	6,88	6,90	123	—	123	—
SrO	61,00	61,19	591	591	—	—
BaO	Следы	—	—	—	—	—
MgO	0,29	0,29	7	—	—	7
CO ₃	31,52	31,62	718	591	123	4
Сумма	99,03	100,00				

Кристаллохимическая формула кальциостронцианита: $(\text{Sr}_{0,823}\text{Ca}_{0,171}\text{Mg}_{0,009})\text{CO}_3$.

По данным В. П. Ивановой, температура обратимого полиморфного превращения по сравнению с чистым стронцианитом сильно понижена, что, вероятно, связано с изоморфной примесью кальция. Однако содержания кальция в стронцианите меньше, чем это дается в приведенной формуле, так как при нагревании наблюдается потеря в весе, отвечающая разложению некоторой части карбоната кальция, вероятно, примеси кальцита.

Кальцит

Кальцит широко распространен во всех месторождениях. Обычно кальцит представлен прозрачными или полупрозрачными, спайными обломками кристаллов; реже наблюдается в виде мелких кристалликов скаленоэдрического облика (рис. 79). Иногда кальцит окрашен гидроокислами железа в кремовые и буроватые цвета. Довольно часто кристаллы и зерна кальцита насыщены темными непрозрачными включениями. Замеренный показатель преломления кристаллов кальцита $Ng = 1,666$. В табл. 24 приводится химический анализ кальцита из элювия трубки «Мир» и пересчет на кристаллохимическую формулу (уд. вес 2,73).

Т а б л и ц а 24

Состав	Весовые %	Пересчет на 100% карбоната	Молекулярное количество	CaCO ₃	MgCO ₃	SrCO ₃	FeCO ₃
SiO ₂	2,56	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,51	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,07	—	—	—	—	—	—
FeO	0,14	0,14	2	—	—	—	2
MgO	0,78	0,80	20	—	20	—	—
CaO	52,84	54,59	974	974	—	—	—
SrO	0,43	0,44	4	—	—	4	—
CO ₂	42,62	44,03	1001	974	20	4	2
Сумма	99,95	100,00					

Кристаллохимическая формула кальцита:
 $(\text{Ca}_{0,974}\text{Mg}_{0,020}\text{Sr}_{0,004}\text{Fe}_{0,002})\text{CO}_3$.

На полученной для кальцита дифференциальной термической кривой (рис. 80) наблюдается характерный эндотермический эффект при температуре 965°, отвечающий диссоциации кальцита *.

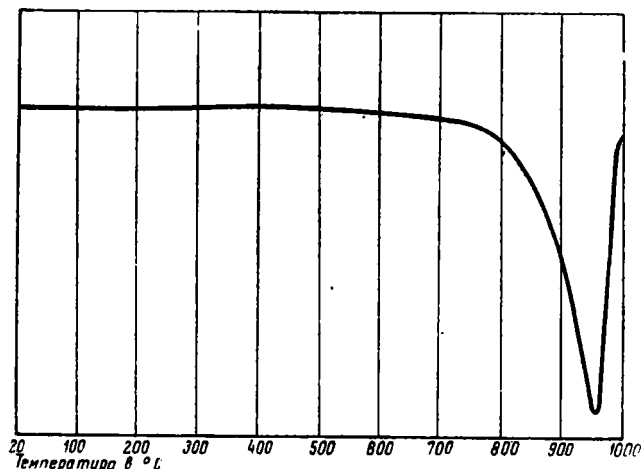


Рис. 80. Дифференциальная термическая кривая кальцита

Кварц

Кварц в сравнительно небольших количествах встречается во всех месторождениях. Можно выделить два типа кварца:

а) кварц из ксенолитов, представленный обычно мелкими мутными округлыми зернами;

б) кварц, связанный с наложившимися гидротермальными процессами, т. е. вторичный кварц. Последний наблюдается иногда в хорошо образованных, мелких (до 2,5 мм) кристалликах с четко выраженными гранями призмы и ромбоэдров. Чаще представлен в виде веретенообразных сростков кристаллов, заканчивающихся обычно несколькими ромбоэдрическими головками отдельных индивидов.

Зерна и кристаллы кварца обычно водяно-прозрачные, но часто также окрашены гидроокислами железа в красивые желтовато-оранжевые или бурые цвета.

Пирит

В незначительных количествах пирит был встречен в элювии трубки «Мир». Представлен обычно либо кубическими кристаллами и их обломками, либо образует шаровидные мелкие (до 2 мм) агрегаты с радиальнолучистым строением (рис. 81).

Часто кристаллы и зерна пирита окислены и покрыты красновато-бурыми окислами железа.

Дистен

Дистен в редких знаках был встречен в трубках «Зарница» и «Загадочная». Размер зерен 2—4 мм. Зерна в виде табличек, прозрачные, со стекляннм блеском, цвет голубой или синий; $Ng = 1,729$, $Np = 1,710$.

Гроссуляр

Мелкие (от 0,1—0,3 до 1,5—2 мм) зерна гроссуляра изредка встречаются в зернистом материале из элювия кимберлитовой трубки «Мир». Почти для всех зерен гроссуляра характерна зональность окраски —

* Исследования производились в термической лаборатории ВСЕГЕИ под руководством В. П. Ивановой.



Рис. 81. Пирит из кимберлитовой трубки «Мир». $\times 20$



Рис. 82. Зерна гроссуляра (элювий кимберлитовой трубки «Мир»). $\times 20$

в центре темно-бурая до черной, на периферии — буровато-желтая или зеленовато-желтая (рис. 82). Зерна большей частью полуокатаны, но часто имеют хорошо сохранившиеся грани ромбододекаэдра. На некоторых зернах гроссуляра наблюдаются ступенчатые углубления с многогранными очертаниями, обусловленные, повидимому, процессами роста.

Замеренный показатель преломления для светлоокрашенной зоны гроссуляра — 1,773.

Турмалин

В элювии кимберлитовой трубки «Мир» было встречено одно зерно турмалина округлой формы, грязно-зеленого цвета. Под микроскопом заметен плеохроизм от зеленовато-бурого по Nm до буровато-желтого по Np , $Ng = Nm = 1,656$, $Np = 1,633$.

Апатит

В искусственном шлихе из эклогитоподобной породы (кимберлитовая трубка «Зарница»), помимо пироба, альмандина и плагиоклаза, был обнаружен апатит в виде белых среднеокатанных зерен с $Ng = 1,634$ и $Np = 1,631$.

Плагиоклаз

Плагиоклаз в виде остроугольных табличек белого цвета составляет почти полностью легкую фракцию искусственного шлиха из ксенолита эклогитоподобной породы («Зарница»). Замеренные $Ng = 1,548$ и $Np = 1,539$ отвечают плагиоклазу № 25.

Циркон

В концентрате из элювия кимберлитовой трубки «Зарница» было встречено несколько мелких (0,5—1,5 мм) остроугольных прозрачных бледно-розовых зерен циркона с сильным блеском; $Ng \ll 1,781$.

Бурые железняки

Широко развиты во всех изучаемых месторождениях, являясь конечным продуктом разложения минералов.

Наблюдаются: охристые разновидности желтого, бурого и кирпично-красного цветов; плотные разновидности коричневого и темно-коричневого цветов, обычно представленные округлыми лепешковидными формами зерен с блестящей поверхностью и, наконец, зерна с чередованием светлых охристых гидроокислов железа с плотными, темноокрашенными, обычно бурыми. Как уже отмечалось, бурые железняки образуют псевдоморфозы по зернам и кристаллам пирита.

Приведенные минералогические данные, при всей их неполноте, показывают большое сходство главнейших минералов сибирских кимберлитов с минералами кимберлитов Африки и в первую очередь сходство граната и ильменита, этих спутников алмаза, используемых при поисках коренных месторождений. Вместе с тем выявляются и некоторые особенности минералогии сибирских кимберлитов, в частности сравнительно малое распространение перовскита. Дальнейшее детальное изучение минералогии неизмененных кимберлитов несомненно даст новый материал для суждения о генезисе этих интересных пород вообще и генезисе алмаза в частности.



IV. МИНЕРАЛОГИЯ АЛМАЗОВ БАССЕЙНА р. ВИЛЮЙ

Систематическое изучение вилюйских алмазов было начато в 1952 г. под руководством безвременно погибшего во время полевых работ минералога и кристаллографа Н. А. Бобкова.

По ряду обстоятельств и прежде всего вследствие обширного материала, доставляемого поисковыми и разведочными работами с громадной территории бассейна р. Вилюй, а также в связи с запросами практики поисков, изучение вилюйских алмазов до настоящего времени шло главным образом в направлении сравнительного морфологического описания их из различных алмазоносных районов. Были успешно разрешены такие практически важные вопросы, как множественность первоисточников сибирских алмазов, местонахождение их на самой территории россыпной алмазоносности, предсказание кимберлитовой породы этих первоисточников и т. д.

В то же время вопросы изучения физических свойств алмазов, включений в них и т. п. до сих пор остались неразработанными.

Содержание данного раздела о минералогии сибирских алмазов представляет собой не более, как краткое морфологическое описание их особенностей, целью которого является создание у читателя лишь общего представления о вилюйских алмазах.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ВИЛЮЙСКИХ АЛМАЗАХ

Величина алмазов

Размеры алмазов, находимых в коренных и россыпных месторождениях бассейна р. Вилюй весьма разнообразны — от мельчайших зерен, весом 0,1—0,2 мг до относительно крупных (для такого минерала, как алмаз) кристаллов весом в несколько карат*. Среди наиболее мелких алмазов, наряду с бесформенными осколками, встречаются целые идеально образованные миниатюрные кристаллики. Наиболее крупный из известных в настоящее время вилюйских алмазов, весом в 32,5 карата, был найден осенью 1956 г. в трубке «Мир».

Характерной чертой вилюйских алмазов как в россыпях, так и в коренных месторождениях является преобладание среди них весьма мелких кристалликов и их обломков. Часто более половины алмазов различных россыпей имеет вес меньше 10 мг, от 70% до 90% алмазов имеют вес до 20 мг. Крупные алмазы (к числу которых мы условно относим зерна весом более полукарата — 100 мг) встречаются повсюду, но в весьма незначительном количестве.

* Метрический карат равен 200 мг.

Типичная для россыпей кривая распределения алмазов по весам показана на рис. 83 (россыпь «Огонек» в среднем течении р. Виллюй). Из формы кривой видно, что максимальное количество алмазов, найденных в россыпи, имеет вес меньше 10 мг, в то время как средний вес,

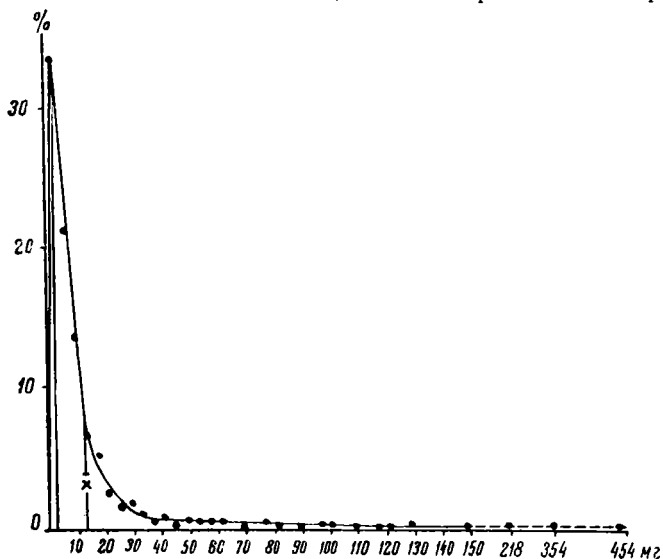


Рис. 83. Кривая распределений алмазов по весам.
Россыпь «Огонек»

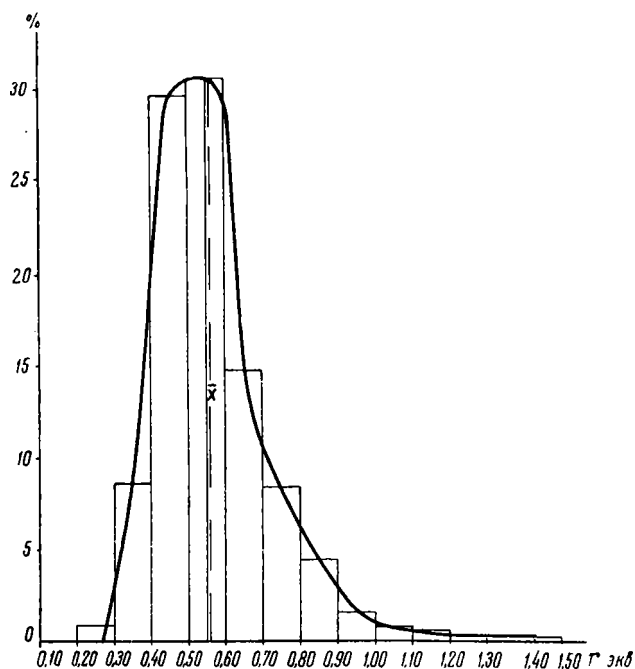


Рис. 84. Гистограмма распределения алмазов по радиусам
эквивалентных шаров. Россыпь «Огонек».

за счет влияния единичных относительно крупных алмазов, равен 13 мг. Такое несовпадение моды со средним значением на кривых распределения алмазов по весам наблюдается для всех россыпных месторождений и объясняется тем, что зерна алмаза при осаждении в водном потоке сортируются не по весу, а по гидравлической крупности. На рис. 84

изображена кривая распределения алмазов той же россыпи «Огонек» по радиусам эквивалентных шаров, т. е. для каждого алмаза вычислен радиус шароподобной частицы, которая падала бы в воде с такой же ско-

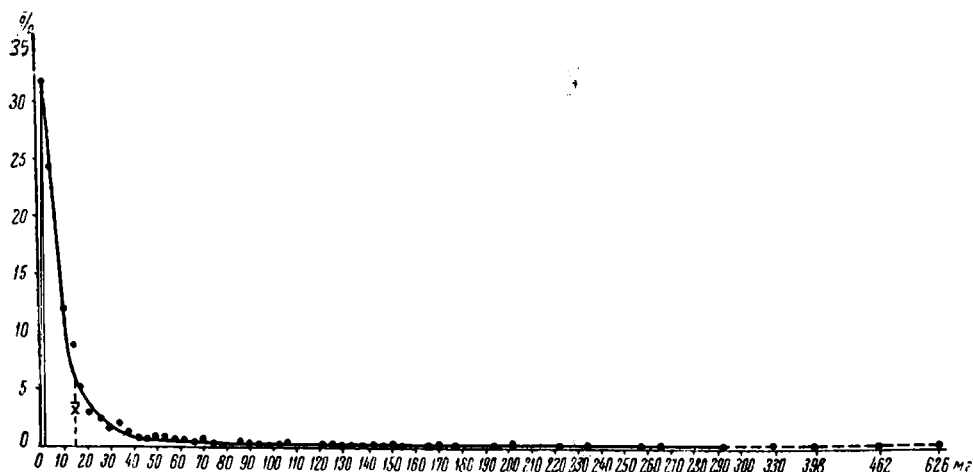


Рис. 85. Кривая распределения алмазов кимберлитовой трубки «Мир» по весам

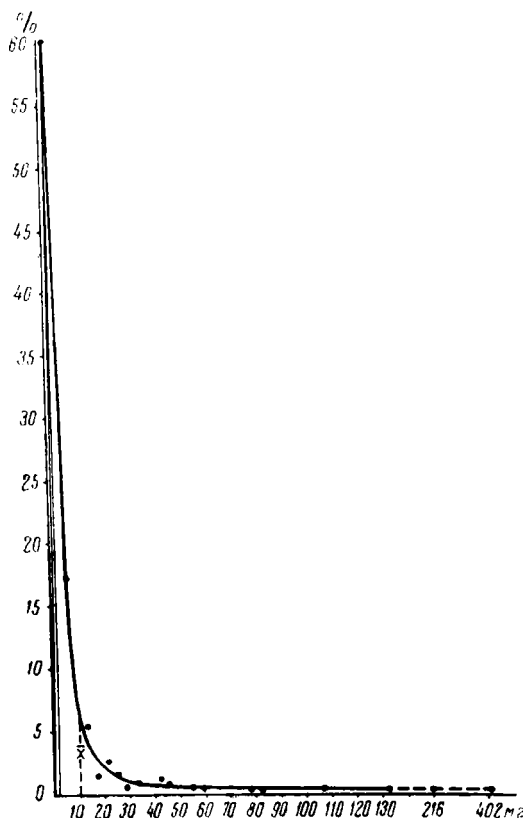


Рис. 86. Кривая распределения алмазов кимберлитовой трубки «Зарница» по весам

ростью, как этот алмаз. Как видно из рисунка, кривая распределения при этом оказывается близкой к известной кривой нормального распределения Гаусса, по которой, вследствие турбулентности потока, размеры частиц аллювия, осаждающегося на небольшом участке русла, должны распределяться в статистически равных средних условиях.

Таким образом, распределение алмазов по крупности в пределах таких небольших участков, как отдельные косовые или русловые россыпи, полностью подчиняется обычным и общим для частиц аллювия законам.

Распределение алмазов по весам в двух изученных к настоящему времени коренных месторождениях также оказывается резко неравномерным, в основном преобладают мелкие алмазы, а крупные встречаются как исключение (рис. 85 и 86).

Таким образом, особенности распределения алмазов по величине заложены уже в самих коренных месторождениях, а в ходе аллювиального

переноса алмазы, не изменяясь по существу, только в той или иной степени трансформируются.

Если пересчитать данные, по которым построены кривые на рис. 85 и 86 на радиусы эквивалентных шаров, то распределение получится близким к нормальному. Это естественно, так как процесс кристаллизации является статистическим процессом и величина возникающих кристаллов колеблется около одного среднего значения, отражающего средние условия кристаллизации.

При этом и в данном случае основным является не вес, а размер образующихся индивидов.

Вниз по течению алмазоносных рек, в направлении от установленных (или предполагаемых) коренных источников средние веса алмазов в россыпях довольно закономерно убывают от 27 до 8—9 мг для р. Виллой (рис. 87) и от 20 до 7 мг для среднего течения р. Марха (рис. 88)*. Градиент падения среднего веса алмазов для русловых россыпей средних течений рр. Виллой и Марха составляет около 3—4 мг на 100 км. График падения средних весов на этих участках фактически представляет собою прямую линию. Как видно из рис. 87, вблизи коренного первоисточника кривая становится заметно более крутой. Такой же подъем кривой ясно выражен и на графике для среднего течения р. Марха, в районе россыпей Устричная — Береговая, что дает основание предполагать и здесь близость коренного источника, до сих пор еще не обнаруженного. Кроме того, из графика видно, что непосредственно ниже трубки «Мир» в русловой россыпи крупность алмазов значительно выше, чем в самом коренном месторождении. Это объясняется тем, что непосредственно ниже трубки, благодаря крутому продольному профилю небольшой речки, происходит энергичный вынос мелких алмазов, и русловая россыпь несколько обогащается крупными алмазами.

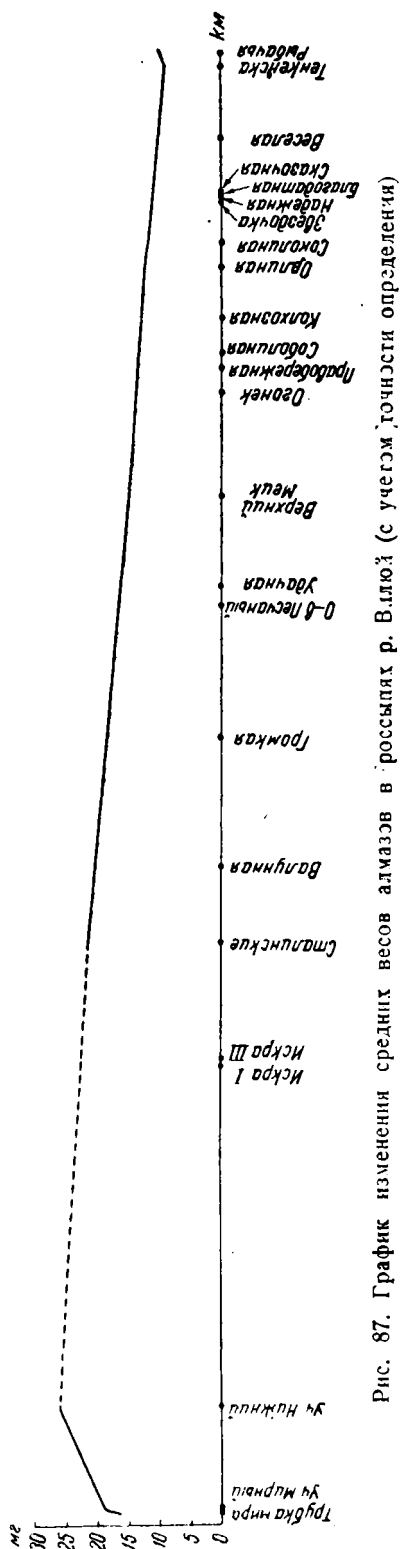


Рис. 87. График изменения средних весов алмазов в россыпях р. Виллой (с учетом точности определения)

* Графики построены с учетом вероятной ошибки определения средних весов.

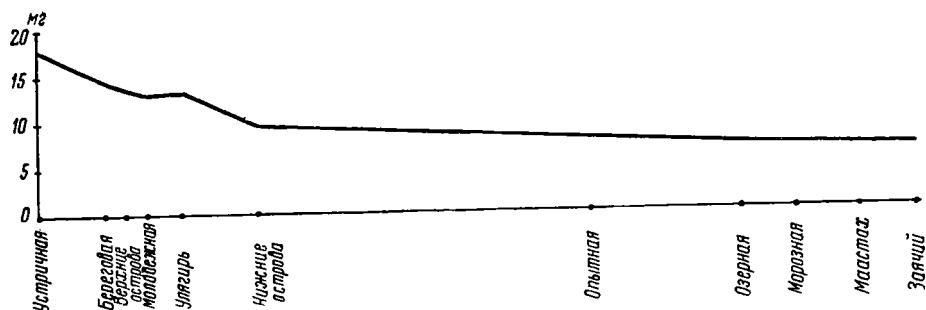


Рис. 88. График изменения средних весов алмазов в россыпях р. Марха (с учетом точности определения)

Форма кристаллов

Все вилуйские алмазы, за весьма редкими (единичными) исключениями, представляют собою кристаллы октаэдрического, ромбододекаэдрического или переходного (от октаэдра к ромбододекаэдру) габитусов (рис. 89). Исключительно редко среди них попадаются кристаллы кубического габитуса.



Рис. 89. Пластинчатый кристалл алмаза переходного габитуса от октаэдрического к ромбододекаэдрическому. $\times 24$



Рис. 90. Грубослоистый октаэдр алмаза. $\times 13$

Чрезвычайно характерной особенностью вилуйских алмазов является резко выраженное у подавляющего большинства кристаллов ламинарное (слоистое) строение (рис. 89, 90, 91). Наблюдения показывают, что при пластинчатом (послойном) росте октаэдров на последних, а иногда и относительно ранних стадиях кристаллизации, тригональные или дитригональные слои, за счет наложения которых растет каждая октаэдрическая грань, начинают последовательно уменьшаться в размерах. Каждая вновь нарастающая пластинка не достигает краев предыдущей, а следовательно, и краев грани октаэдра. В результате на таких кристаллах ребра октаэдра замещаются поверхностями, образованными отдельными «ступенями роста» (из выступающих один из-под другого торцов слоев роста), а плоские, ровные поверхности октаэдрических граней, уменьшаясь в размерах, постепенно редуцируются.

На подавляющем большинстве октаэдрических кристаллов алмаза мы не видим прямых, острых ребер, обычных для кристаллов многих других минералов. Говоря о «ребре» октаэдра, мы фактически почти всегда имеем в виду не линию, по которой соприкасаются грани кристал-

ла, а некоторую ступенчатую или исштрихованную поверхность, заменившую ребро (рис. 92). Даже на плоскогранных октаэдрических кристаллах почти всегда можно наблюдать некоторое расширение ребер октаэдра к его вершинам.

По своему положению ступенчатые или штриховатые поверхности, возникающие на месте ребер октаэдра, суммарно отвечают граням ромбододекаэдра. В зависимости от степени их развития намечается постепенный переход от алмазов октаэдрического габитуса к алмазам ромбододекаэдрического габитуса.

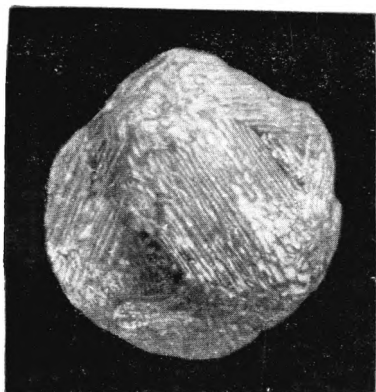


Рис. 91. Тонкослойный кристалл алмаза переходного габитуса.
× 21

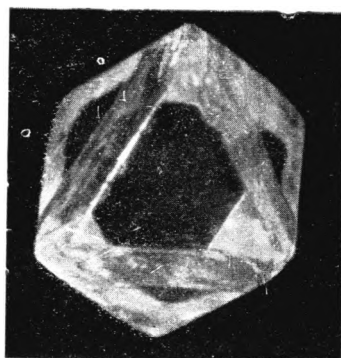


Рис. 92. Октаэдр алмаза с исштрихованными поверхностями на месте ребер. × 14

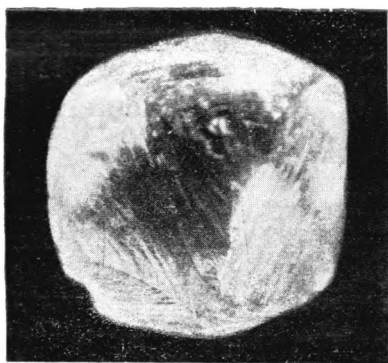


Рис. 93. Кристалл алмаза ромбододекаэдрического габитуса, сложенный дитригональными пластинками. На грани слева видна извилистая линия гранного шва. × 15

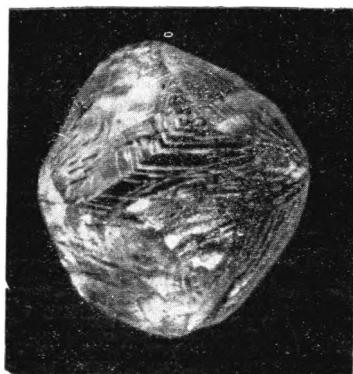


Рис. 94. Кристалл алмаза ромбододекаэдрического габитуса, сложенный дитригональными пластинками. × 20

Если при этом отдельные толстые слои роста (образующие ступеньки роста) и имеют тригональную форму, острые края и вертикальные торцы, то в предельном случае на месте ребер октаэдра возникают поверхности ромбических очертаний, а плоские поверхности граней октаэдра сохраняются в виде небольших реликтовых площадок.

Кристалл такой формы может быть назван «псевдоромбододекаэдром», так как фактически грани ромбододекаэдра у него отсутствуют, а каждая грань октаэдра представляет собою ступенчатую тригональную пирамидку (обычно с усеченной вершиной), сложенную из параллельно наложенных пластин. Естественно, что такой кристалл будет давать на гониометре октаэдрические сигналы. В подавляющем большинстве слу-

чаев «ступеньки роста» таких кристаллов оказываются закругленными, и кристаллы даже грубослоистого строения дают на гониометре ромбододекаэдрические сигналы в виде размазанных световых треугольников, характерные для так называемых округлых алмазов.

Такие кристаллы сложены дитригональными слоями роста и штриховатые поверхности, заместившие ребра октаэдра — «грани ромбододекаэдра» — пересечены у них гранным швом, проходящим примерно в направлении короткой диагонали ромба (рис. 93). Наблюдаются постепенные переходы между кристаллами алмазов с ясно слоистым сложением и, соответственно, грубой четкой штриховкой на «гранях ромбододекаэдра», с одной стороны, и классическими округлыми алмазами почти без следов ламинарного строения — с другой (рис. 94, 95, 96).

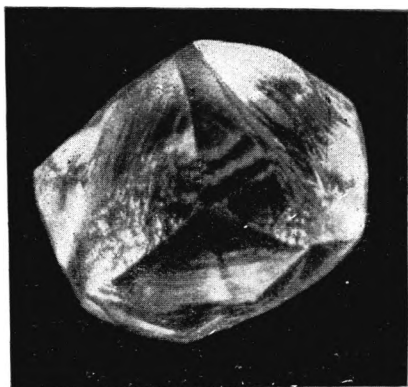


Рис. 95. Кристалл алмаза ромбододекаэдрического габитуса со штриховкой на гранях, образованной выступающими торцами слоев роста. Слева пирамидка роста на выходе тройной оси симметрии. $\times 15$



Рис. 96. Округлый ромбододекаэдр алмаза со следами ламинарного строения в виде извилистой снеповидной штриховки. $\times 22$

В кристаллографии алмазов о возникновении кривогранных форм (округлых ромбододекаэдров) до сих пор существуют две противоположные точки зрения. Сторонники одной из них объясняют происхождение округлых ромбододекаэдров процессами растворения плоскогранных октаэдрических кристаллов (И. И. Шафрановский, 1948, А. А. Кухаренко, 1955). Сторонники другой точки зрения связывают возникновение кривогранных форм алмаза с особенностями их роста (О. М. Аншелес, 1954, 1955).

Двойники и сростки

Среди вилюйских алмазов двойники и сростки встречаются хотя и в небольших количествах, но повсеместно и особой редкости не составляют.

По характеру двойникования эти алмазы не отличаются от алмазов других месторождений мира. Преобладающими двойниковыми сростками являются среди них двойники по «шпинелевому закону», в которых плоскостью срастания служит грань (111). Сдвойникованными кристаллами большей частью являются октаэдры. Такие двойники почти всегда сильно уплощены в направлении одной из тройных осей симметрии, перпендикулярной плоскости двойникования.

В результате образуются своеобразные «треугольные» алмазы (рис. 97, 98), от тончайших пластинок (рис. 99) до почти изометрически развитых двойников. Иногда по тому же закону бывают сдвойникованы округлые алмазы (рис. 100).

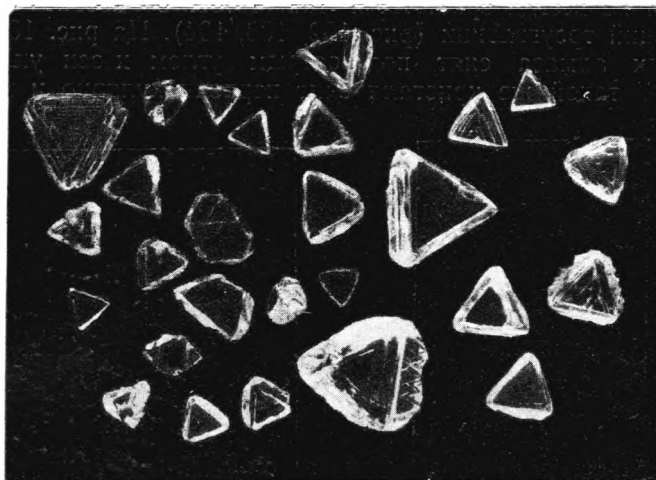


Рис. 97 Алмазы—шпинелевые двойники

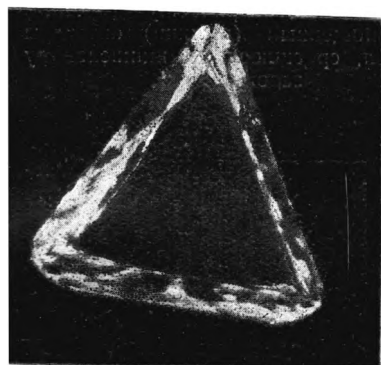


Рис. 98. Шпинелевый двойник октаэдров алмаза, уплощенный по тройной оси симметрии. $\times 15$

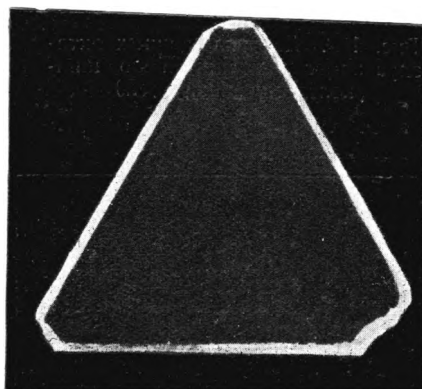


Рис. 99. Крайняя степень уплощения шпинелевого двойника алмаза. $\times 21$

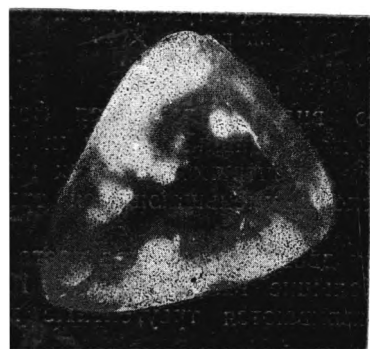


Рис. 100. Шпинелевый двойник двух округлых алмазов. $\times 14$

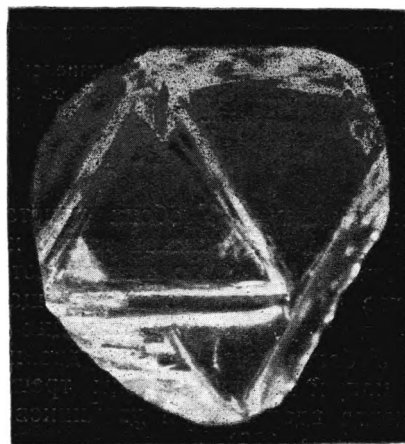


Рис. 101. Уплощенный октаэдр алмаза с тригональным наростом в положении шпинелевого двойника. $\times 26$

Отдельные индивиды двойника могут быть различного размера (рис. 101) и не всегда срастаются так, чтобы образовать правильный равносторонний треугольник (рис. 102, 103, 104). На рис. 105 шпинелевый двойник алмаза снят под острым углом к оси уплощения, на рис. 106, 107 такой же кристалл снят перпендикулярно и параллельно

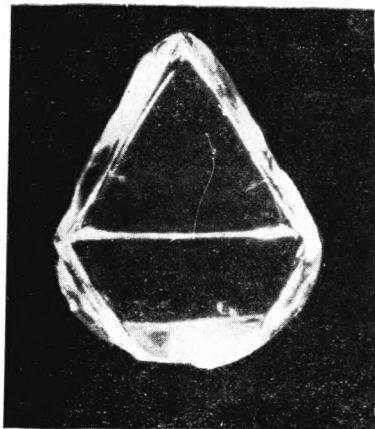


Рис. 102. Два уплощенных октаэдра алмаза, сросшиеся по шпинелевому закону $\times 20$

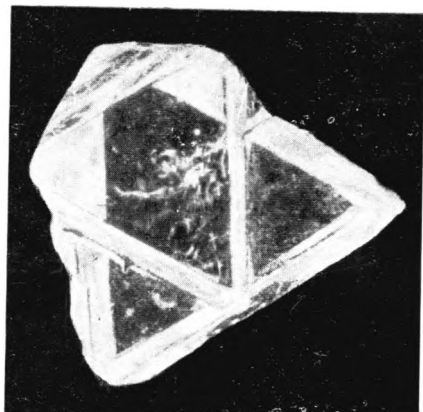


Рис. 103. Изометрический (верхний) и уплощенный (нижний) октаэдры алмаза, сросшиеся по шпинелевому закону. $\times 19$



Рис. 104. Уплощенный шпинелевый двойник ламинарных октаэдров алмаза. $\times 35$

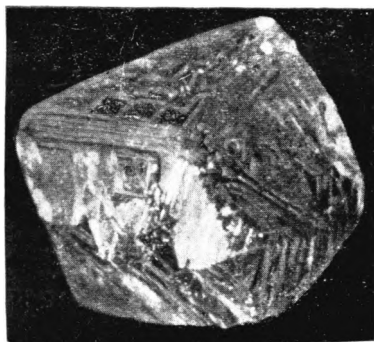


Рис. 105. Уплощенный шпинелевый двойник октаэдров алмаза, снятый под острым углом к оси уплощения. $\times 24$

оси уплощения. У обоих кристаллов ясно видна уплощенная форма октаэдров. На снимках также хорошо видны входящий угол и направление двойникового шва, к которому сходится штриховка обоих индивидов двойника, представляющая собою следы уменьшающихся тригональных пластинок, слагающих кристалл.

У более изометричных двойников линия двойникового шва часто неровная, к ней приурочены трещины и небольшие выбоины (рис. 108). Иногда вдоль линии двойникового шва развиваются треугольные впадины (рис. 109).

Кроме уплощенных двойников по шпинелевому закону среди вилюйских алмазов встречаются также параллельные сrostки алмазов изометрического облика (рис. 110).



Рис. 106. Уплощенные шпинелевые двойники алмаза. Снимок вдоль оси уплощения. $\times 8$

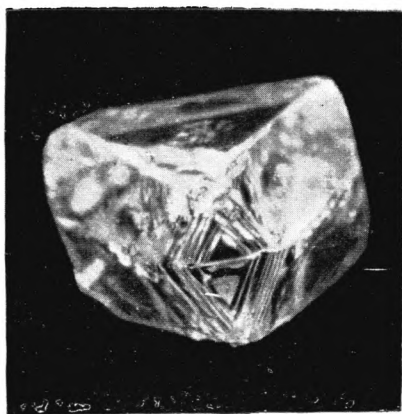


Рис. 107. То же, что на рис. 106. Снимок под прямым углом к оси уплощения. $\times 8$

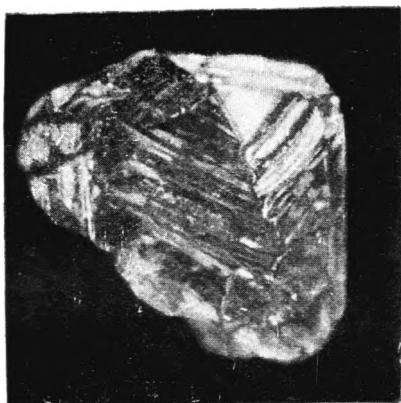


Рис. 108. Обломок шпинелевого двойника алмаза с извилистой линией двойникового шва. $\times 20$



Рис. 109. Узор тригональных впадин вдоль линии двойникового шва у уплощенного шпинелевого двойника алмаза. $\times 5,5$

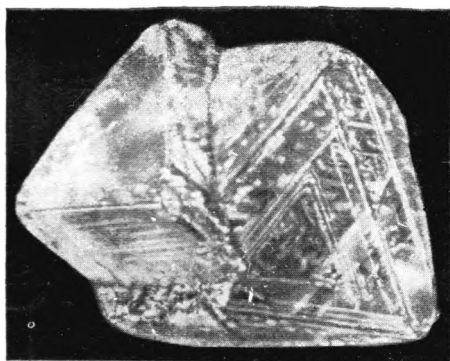


Рис. 110. Параллельный сrostок двух октаэдров алмаза. $\times 20$

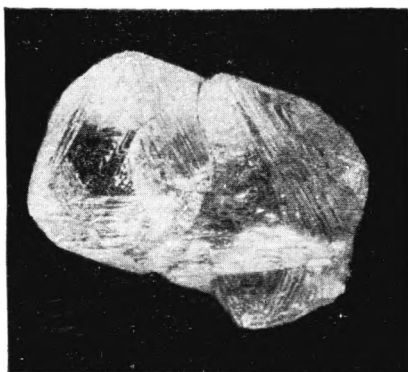


Рис. 111. Сrostок трех ламинарных октаэдров алмаза. Два больших кристалла срослись в параллельном положении; третий, меньших размеров (на снимке внизу сзади), прирос в положении шпинелевого двойника. $\times 15$

На рис. 111 изображен сросток трех кристаллов. Два крупных октаэдра находятся в параллельном срастании друг с другом. Третий небольшой кристалл прирастает к одному из них по шпинелевому закону. Иногда 2, 3 кристалла и более срастаются в параллельном или в неправильном положении (рис. 112, 113).

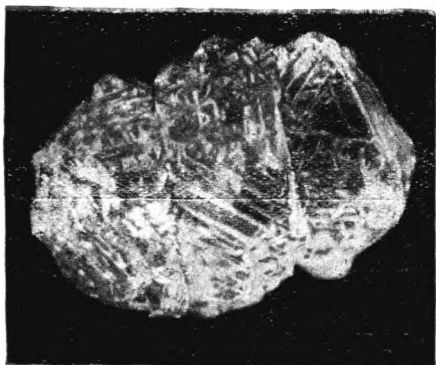


Рис. 112. Сросток трех ламинарных октаэдров алмаза. $\times 18$

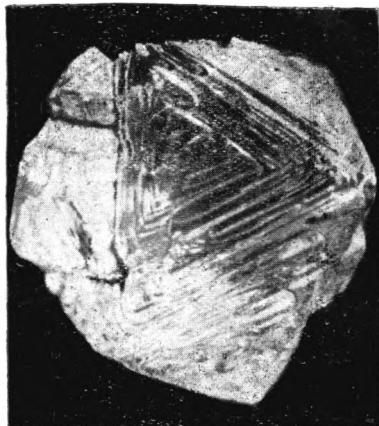


Рис. 113. Неправильный сросток трех ламинарных октаэдров алмаза. $\times 20$

В россыпях и коренных месторождениях бассейна р. Вилюй нередки также сростки, состоящие из значительного количества (от 10 до 30 и более) тесно сросшихся между собою мельчайших алмазов. Иногда от-

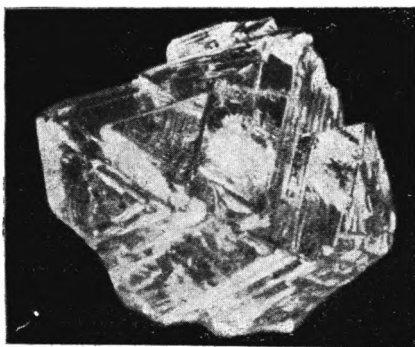


Рис. 114. Поликристальный сросток алмазов октаэдрического габитуса. $\times 18$

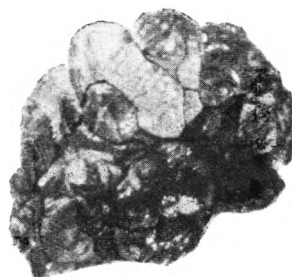


Рис. 115. Алмаз из кимберлитовой трубки „Мир“. $\times 7$

дельные неделимые таких сростков представлены хорошо образованными кристаллами, габитус и детали строения которых легко различимы (рис. 114). В других образцах отчетливость строения неделимых сростка теряется, и он представляет собою, плотную зернистую массу (рис. 115) или агрегат бесформенных частиц.

В подавляющем большинстве случаев все кристаллы таких поликристальных сростков относятся к одному морфологическому типу.

На обломках таких сростков удается наблюдать их внутреннее строение. Обычно неделимые сростки нарастают вокруг центра, представленного одним или несколькими неправильными зернами алмаза черного цвета. Первые слои выросших вокруг такого центра кристаллов или зерен обычно также темно окрашены (буро-черные или темно-дым-

чатые). К поверхности сростка интенсивность окраски постепенно падает.

Поликристалльные сростки представляют собою сегрегации весьма мелких алмазов неясно концентрического строения, сферической или уплощенной (лепешкообразной) формы, по типу приближающиеся к так называемым «балласам» (алмазам концентрического строения) или «борту» в том специальном смысле, который придают этому термину некоторые зарубежные исследователи (см. И. И. Шафрановский, А. А. Гумилевский, 1952).

Для таких сростков характерны своеобразный жирный блеск, черпочно-коричневая, желто-бурая или интенсивно дымчатая окраска и большое количество включений графита в виде мелких пылевидных хлопьев, иногда буквально переполняющих кристаллы.

Некоторые особенности строения граней

Форма слоев роста и штриховка на гранях ромбододекаэдра

Выше уже упоминалось, что очертания слоев роста, пластинок нарастания, строящих октаэдр алмаза, могут быть тригональными или дитригональными.

У последних тупые углы дитригонов часто закруглены и очертания грани октаэдра приобретают щитовидную форму. В соответствии с формой слоев роста на «гранях ромбододекаэдра» возникает параллельная или сноповидная штриховка, последняя преломлена гранным швом.

Сторонники «теории растворения» объясняют возникновение сноповидной штриховки, обуславливающей дитригональную или щитовидную форму граней октаэдра, процессами растворения, действующими от вершин к середине ребер и от ребер к центру граней октаэдра. При этом гранный шов трактуется как своеобразный «водораздел», как линия наименьшей скорости растворения, идущего от вершин октаэдра, чем, в частности, объясняется часто наблюдаемая извилистость этой линии и ее смещение (иногда весьма резкое) в направлении к одной из вершин (А. А. Кухаренко, 1955).

В противоположность этому взгляду О. М. Аншелес (1955) объясняет возникновение дитригональной формы слоев роста у алмаза особенностями его структуры.

Параллельная и сноповидная штриховки являются наиболее распространенными видами скульптур и встречаются почти на всех без исключения кристаллах вилюйских алмазов в той или иной степени своего развития.

Обратнопараллельные треугольные впадины на гранях октаэдра

Обратнопараллельные или обратноориентированные по отношению к грани октаэдра (вершинами к ребрам, а ребрами к вершинам грани) треугольные (трехгранные) впадины являются наиболее обычным видом скульптуры на гранях октаэдров алмазов. Иногда это довольно крупные образования, занимающие существенную часть грани, иногда мельчайшие, усеивающие грани как бы сыпью и заметные только при большем увеличении.

Многочисленные треугольные впадины бывают обычно очень плоскими (рис. 116), но встречаются и крупные, глубокие, одиночные впадины, обычно со ступенчатыми стенками (рис. 117).

Довольно часто мелкие многочисленные треугольные впадины развиваются на грани октаэдра рядами вдоль трещин октаэдрической спайности, образуя характерный линейный (рис. 118) или пересекающийся узор. Иногда грани октаэдра бывают сплошь покрыты тригональным узором таких впадин.

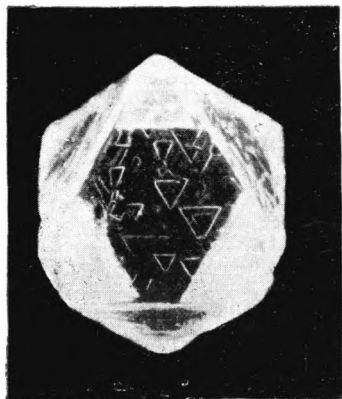


Рис. 116. Плоские, обратнопараллельные, треугольные впадины, усеивающие грани октаэдра алмаза. $\times 7$



Рис. 117. Крупная и глубокая обратнопараллельная треугольная впадина со ступенчатыми стенками на грани кристалла алмаза. $\times 13$

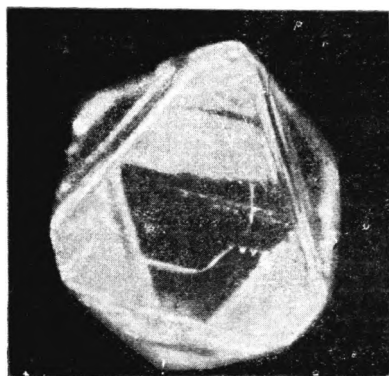


Рис. 118. Линейный узор мелких обратнопараллельных треугольных впадин, развитых по направлению октаэдрической спайности алмаза. $\times 7$

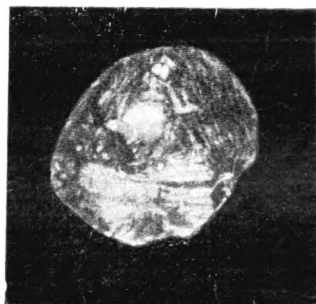


Рис. 119. Образование обратнопараллельной треугольной впадины при росте грани октаэдра алмаза от вершин. $\times 20$



Рис. 120. Образование „открытой“ обратнопараллельной треугольной впадины при росте грани октаэдра алмаза от двух вершин. $\times 21$

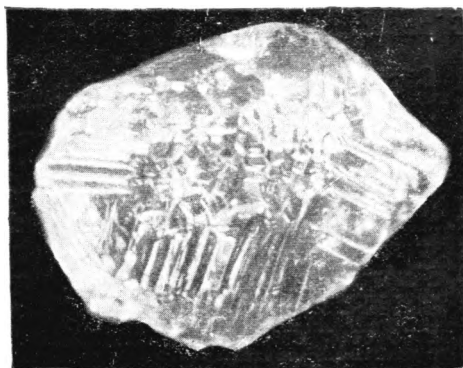


Рис. 121. Узор тетрагональных впадин на месте грани куба алмаза. $\times 30$

Обратнопараллельные треугольные впадины широко распространены на алмазах всех месторождений и неоднократно описаны в литературе. Тем не менее по вопросу об их происхождении до сих пор нет единства мнений. Одни исследователи безоговорочно относят их к формам роста кристалла, другие большинство таких образований относят к формам вытравливания (А. А. Кухаренко, 1954).

Если такие впадины образуются при нарастании грани отдельными слоистыми усеченными пирамидками от вершин октаэдра (рис. 119), причем при нарастании от двух вершин одна сторона впадины остается открытой (рис. 120), образование их при росте кристалла ни у кого не оставляет сомнений. Что касается возникновения многочисленных треугольных впадин, иногда покрывающих всю грань кристалла, то известно, что грани реальных кристаллов не являются идеально правильными. В ряде точек своей поверхности они имеют неровности, впадины, выступы и другие дефекты. Легко представить, что некоторые из таких точек энергетически (благодаря наличию трехгранных или двугранных углов) являются наиболее выгодными для отложения частиц раствора или расплава. В этих точках и начинается отложение вещества, подчиненное симметрии грани, т. е. на грани октаэдра алмаза будут расти из каждой точки равнобедренные треугольники.

Расположение таких точек роста относительно грани октаэдра и между собою будет случайным, поскольку случайно (в статистическом смысле) образование дефекта грани в той или иной его точке. Очевидно, что если число «точек кристаллизации» на одной грани равно трем или более трех и зарастание грани при отложении данного слоя по тем или иным причинам не доходит до конца, промежутки между соприкоснувшимися друг с другом треугольниками нарастания неизбежно будут представлять собою обратно ориентированные треугольные впадины.

Заметим, что многочисленные эксперименты по травлению граней алмаза, на которые обычно ссылаются сторонники возникновения обратнопараллельных треугольных впадин, неизменно дают один и тот же результат: в процессе растворения грани покрываются согласно ориентированными треугольными углублениями, постепенно принимающими округлые очертания. Такая ориентировка объясняется тем, что растворение начинается в дефектных точках грани и подчиняется ее симметрии, как и рост. Указание А. А. Кухаренко (1954) на то, что треугольные впадины всегда наблюдаются на октаэдрах с «растворенными» ребрами, не верно. Это хорошо видно на помещенных здесь микрофотографиях с кристаллов, которые никаких следов растворения не несут. В то же время прямо параллельные треугольные углубления наблюдались нами только в тех случаях, когда алмаз несет и другие следы коррозии (М. А. Гневушев, 1955). Таким образом, происхождение обратнопараллельных треугольных впадин в процессе роста кристаллов представляется несомненным.

Тетрагональные фигуры и узоры у вершин октаэдров

Тетрагональные фигуры и узоры у вершин октаэдров наблюдаются на многих пластинчатых кристаллах октаэдрического габитуса. Как видно из приведенных микрофотографий (рис. 121, 122), эти четырехгранные углубления возникают вследствие нарастания граней октаэдра уменьшающимися в размерах пластинками, которые не дорастают до вершин октаэдра и образуют ступенчатые поверхности на его ребрах (рис. 123).

В результате такого своеобразного антискелетного роста, на месте выходов четверной оси симметрии возникают покрытые тетрагональным узором поверхности, которые по своему положению отвечают грани куба. Иногда на месте выхода четверной оси образуются одиночные, крупные и глубокие четырехгранные впадины (рис. 124).

Стороны таких четырехугольных впадин всегда ориентированы по диа-

гонали грани куба, т. е. параллельно ребру октаэдра. При искусственном растворении алмаза подобные впадины имеют обратную ориентировку (А. А. Кухаренко, 1955).

*Шестоватая скульптура**

На некоторых сибирских алмазах ромбододекаэдрического габитуса наблюдается своеобразный узор, характер которого достаточно ясно виден на рис. 125. Грани таких кристаллов представляются сложенными из отдельных пластинок или чешуек, перекрывающих друг друга по направлению к выходу тройной оси симметрии. Длина чешуек, как бы выступающих одна из-под другой на поверхности грани, не одинакова и всегда значительно меньше длины самой грани. Чешуйки «обрезаются» линиями, направленными параллельно короткой диагонали грани ромбододекаэдра. В результате на поверхности грани возникает узор выступающих по длинной оси частей чешуек или «шестиков», ориентированных параллельно длинной диагонали грани.

Шестоватая, а также близкая к ней черепитчатая скульптура уральских алмазов были детально изучены А. А. Кухаренко. Такие скульптуры на сибирских алмазах специально не изучались, поэтому мы ограничимся лишь беглым упоминанием о них.

Перечисленными здесь примерами разумеется не исчерпывается все многообразие скульптур, встречающихся на гранях вилюйских алмазов. Некоторые из них (блоковая скульптура) будут вкратце описаны ниже, при характеристике алмазов различных морфологических типов, другие (каплевидные холмики, шагрень и т. п.) еще настолько слабо изучены, что останавливаться на их описании не имеет смысла.

Коррозия граней

Описанные выше особенности строения граней алмазов обязаны своим происхождением условиям роста кристаллов. Кроме того, на гранях вилюйских алмазов, хотя и весьма редко, встречаются следы обратного процесса — коррозии поверхности.

Из скульптур наиболее обычна так называемая «структурная матировка». Степень развития структурной матировки различна. Иногда это как бы тончайший налет на алмазе, напоминающий налет, которым покрываются стеклянные и металлические предметы, будучи внесены с холода в теплое помещение (рис. 126). Такой налет покрывает кристалл не вполне равномерным слоем, сквозь который местами просвечивает прозрачное вещество алмаза. Чаще матировка бывает более густой, но сквозь нее ясно проступают отдельные детали строения граней алмаза (рис. 127). Иногда она распределена на поверхности кристалла отдельными пятнами, неравномерно (рис. 128).

Алмазы, сплошь покрытые достаточно густой матировкой, приобретают молочно-белый цвет (рис. 129, 130). Поверхность алмаза становится тонкошероховатой и острие стальной иглы пишет по ней, как карандаш по бумаге. Структурная матировка развивается не только на целых кристаллах, но и на сколах (рис. 131). При сильном развитии она складывается в ясно различимый узор мелких бугорков и впадин (рис. 132), переходя в общую коррозию всей поверхности кристалла. Ребра сильно корродированных ромбододекаэдров закруглены (рис. 133, 134, 135), поверхность их мелкоячеистая. Не всегда коррозией охвачена вся поверхность алмаза. Иногда на гладкой поверхности развиваются отдельные каверны разье-

* Термин заимствован у А. А. Кухаренко (1955).

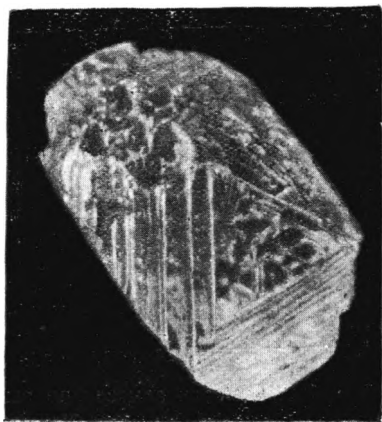


Рис. 122. Узор тетрагональных впадин на месте грани куба алмаза. $\times 35$

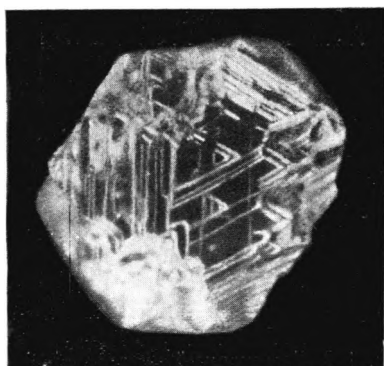


Рис. 123. Образование узора тетрагональных углублений при пластинчатом росте октаэдра алмаза $\times 30$



Рис. 124. Тетрагональные впадины на вершинах октаэдра алмаза. $\times 23$

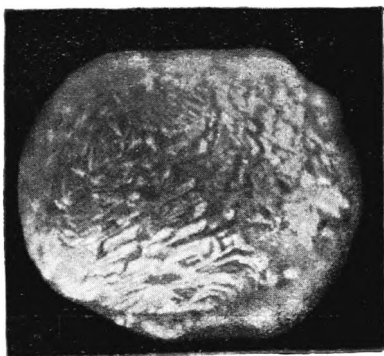


Рис. 125. Кристалл алмаза ромбодекаэдрического габитуса с шестоватой скульптурой граней. $\times 19$

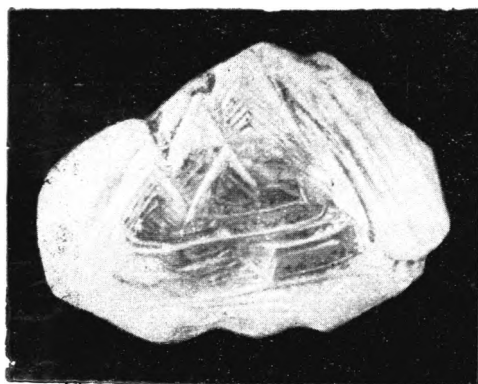


Рис. 126. Неправильный кристалл алмаза с гранью октаэдра, сложенный тонкослоистыми дитригональными треугольными наростами. Кристалл покрыт легкой просвечивающей структурной матировкой. $\times 9$

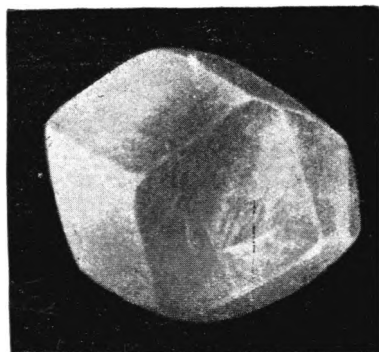


Рис. 127. Кристалл алмаза ромбодекаэдрического габитуса, покрытый структурной матировкой. $\times 17$



Рис. 128. Ламинарный октаэдр алмаза с пятнистой структурной матировкой на гранях. $\times 17$



Рис. 129. Октаэдр алмаза, покрытый густой структурной матировкой. На поверхности граней видны серповидные трещины. $\times 10$

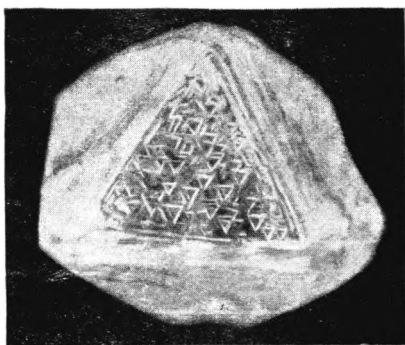


Рис. 130. Неправильно развитый кристалл алмаза октаэдрического габитуса с узором обратнопараллельных тригональных впадин на грани октаэдра. Кристалл покрыт структурной матировкой. $\times 11$

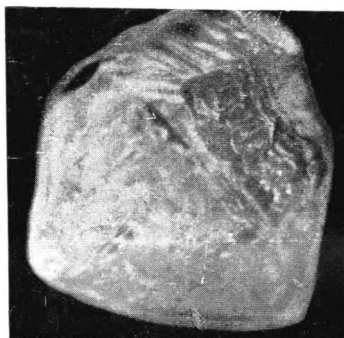


Рис. 131. Обломанный кристалл алмаза ромбододекаэдрического габитуса. Грани кристалла и поверхность скола покрыты структурной матировкой. $\times 22$

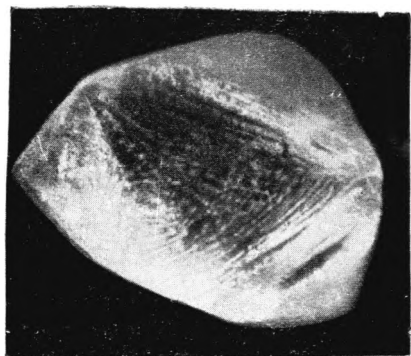


Рис. 132. Кристалл алмаза ромбододекаэдрического габитуса с корродированной поверхностью. $\times 33$

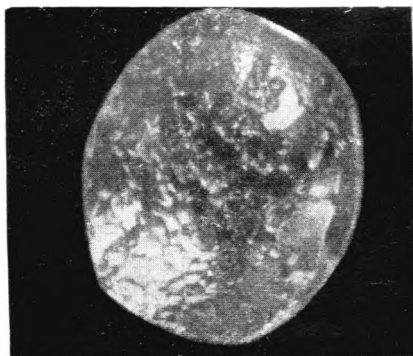


Рис. 133. Округлый ромбододекаэдр алмаза с корродированной поверхностью. $\times 35$

дания, обычно округлых очертаний (рис. 136). Так же как и среди матированных алмазов, среди корродированных встречаются не только целые кристаллы, но и бесформенные остроугольные обломки (рис. 137).

Существование постепенных переходов от тонкой матировки к грубой коррозии указывает на то, что все эти явления имеют одну общую природу.

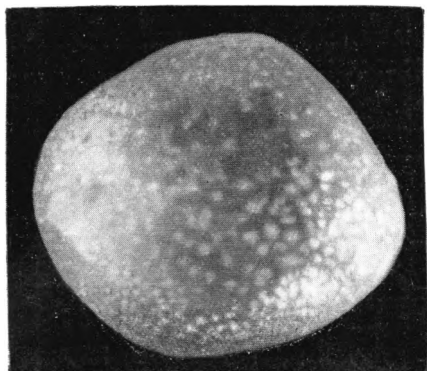


Рис. 134. Округлый ромбододекаэдр алмаза с корродированной поверхностью и закругленными ребрами. $\times 16$



Рис. 135. Кристалл алмаза ромбододекаэдрического габитуса с грубокорродированной поверхностью и закругленными ребрами. $\times 12$

Характерной чертой структурной матировки является то, что, как правило, она покрывает весь алмаз целиком, в том числе и все углубления на нем. Последним она существенно отличается от механической матировки. Экспериментальными работами (А. А. Кухаренко и В. М. Титова) доказано, что такая матировка возникает при воздействии на алмаз га-



Рис. 136. Округлый ромбододекаэдр алмаза с мелкими кавернами разъедания на гранях (в нижней части снимка). $\times 25$

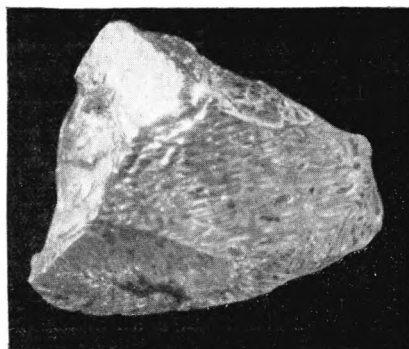


Рис. 137. Осколок алмаза с корродированной поверхностью. $\times 15$

зовой среды. Наши наблюдения, изложенные выше, полностью подтверждают данные опыта. Структурная матировка и коррозия представляют собою результат воздействия на кристалл весьма подвижного и во всех точках поверхности алмаза примерно с одинаковой силой действовавшего растворителя, свободно проникавшего во все впадины на кристалле. Естественно предположить, что и в природных условиях таким растворителем являлась газовая среда.

Структурная матировка наблюдается на алмазах различного габитуса: на октаэдрах, ромбододекаэдрах, на округлых алмазах и на обломках.

Очевидно, что корродирующий реагент воздействовал на уже выкристаллизовавшиеся алмазы. Корродирующему действию газов подверглась лишь весьма незначительная часть алмазов. Последнее указывает на то, что в истории образования алмазов воздействие газовой среды — явление кратковременное, случайное, которому подверглись только редкие, единичные алмазы *.

Какой-либо приуроченности алмазов со следами коррозии к определенным алмазоносным районам или месторождениям пока не обнаружено, тем более что такие алмазы вообще редки.

В одной из последних работ об округлых кристаллах алмаза А. А. Кухаренко (1954) к числу доказательств происхождения этих форм в результате процесса растворения, относит и коррозионные скульптуры на поверхности алмазов. Но из изложенного выше ясно, что эти скульптуры, возникающие уже по окончании кристаллизации и, вероятно, на последних стадиях формирования первичных алмазоносных пород, никак не могут рассматриваться в качестве такого доказательства.

Удельный вес

Удельный вес вилюйских алмазов в связи с другими их свойствами специально не изучался. Имеющиеся определения дают цифры, колеблющиеся от 3,52 до 3,56, в среднем 3,54. Возможно, что эти определения несколько завышены.

Окраска

Подавляющее большинство вилюйских алмазов бесцветно. Интенсивно окрашенные цветные алмазы встречаются среди них исключительно редко. Из них наиболее обычные кристаллы, окрашенные в желтый цвет, от чуть заметного лимонно-желтого оттенка до довольно густого оранжево-желтого тона. Природа этой окраски не изучена, но, по данным А. А. Кухаренко (1955), для уральских желтых алмазов причиной окраски является, вероятно, присутствие в кристалле твердого раствора хрома и титана. Среди вилюйских алмазов желтая окраска наблюдается чаще всего у кристаллов октаэдрического габитуса, в том числе и у уплощенных по шнипелевому закону двойников. Любопытно, что, как правило, такие октаэдры и двойники покрыты сплошным узором обратнопараллельных треугольных впадин роста. На бесцветных октаэдрах такой узор почти никогда не наблюдается. Связь скульптуры граней с окраской, т. е. влияние красящего пигмента на рост кристалла представляется в данном случае несомненной.

Очень редко среди вилюйских алмазов встречаются кристаллы, окрашенные в бледный аквамаринный, голубоватый или зеленоватый цвета.

Чаще на алмазах наблюдаются отдельные пятна зеленого (иногда также табачно-бурого) цветов, так называемые «пятна пигментации», известные и на алмазах других месторождений земли (Африка, Урал). Интенсивность окраски таких пятен различна, но наиболее характерна густая травяно-зеленая окраска. Эти пятна, исчезающие при шлифовке, располагаются непосредственно под поверхностью грани кристалла.

О происхождении пятен пигментации существуют различные мнения. В настоящее время подобная окраска легко вызывается у алмазов искусственно, бомбардировкой поверхности кристалла радиоактивными частицами в циклотроне. Алмазы с такой же природной окраской

* Если высказанная точка зрения правильна, можно сделать вывод, что коррозия кристаллов алмаза происходила не там, где они сейчас находятся, и что совместно присутствуют алмазы, имеющие разную историю формирования. — *Прим. ред.*

обычно встречаются в наиболее древних месторождениях (например, зеленые алмазы Витватерсранда докембрийского возраста в Южной Африке). Поэтому мнение о том, что и в природе возникновение пятен пигментации обусловлено слабым воздействием радиоактивных излучений, действовавших на протяжении длительного (в геологическом смысле) времени, кажется нам наиболее обоснованным.

Возражение А. А. Кухаренко (1955), что такие алмазы не радиоактивны, в то время как искусственно окрашенные обладают очень сильной радиоактивностью, вряд ли правильно. Нельзя сравнивать между собой алмазы, только что вынутые из циклотрона, и алмазы, пролежавшие в земле миллионы лет, слабая радиоактивность которых давно может быть утрачена.

Кроме алмазов, окрашенных в различные, более или менее чистые цвета, которые весьма редки, среди вилюйских алмазов значительно более часто встречаются кристаллы, в той или иной степени дымчато-серые, бурые, иногда коричнево-бурые или почти черные. Такая окраска, по-видимому, обусловлена присутствием в алмазе бесчисленных мельчайших частиц (хлопьев) графита. В частности, она характерна для поликристалльных сростков алмаза.

Многие из вилюйских алмазов на первый взгляд кажутся в той или иной степени окрашенными в желтые, иногда красноватые тона различного оттенка. Ближайшее рассмотрение показывает, что это обусловлено проникновением окислов железа в мельчайшие трещинки в кристалле и, следовательно, никакого отношения к внутренней окраске алмаза не имеет.

Люминесценция

Почти все без исключения вилюйские алмазы люминесцируют в рентгеновских, катодных и ультрафиолетовых лучах. Люминесценция алмазов представляет собой сложное явление, не связанное однозначно с каким-либо другим его свойством, и в настоящее время для вилюйских алмазов изучение люминесценции точными методами находится еще на начальной стадии. Поэтому мы ограничимся статистическими данными по фотолюминесценции вилюйских алмазов в ультрафиолетовых лучах, полученными при визуальном наблюдении их свечения в аппарате ЛЮМ-1 с лампой ПРК-4 и светофильтром УФС-3. Работа велась при силе тока в 3—4 а.

По характеру люминесценции все вилюйские алмазы могут быть разбиты на четыре основных категории:

1. Алмазы с сине-голубой люминесценцией.
2. Алмазы с желтой люминесценцией.
3. Алмазы со слабой, неопределимой на глаз (в отношении цвета) люминесценцией.
4. Алмазы, не обнаруживающие видимой люминесценции.

Кроме голубой и желтой люминесценции, очень редко у единичных образцов наблюдается красная и зеленая, а также зональная люминесценция.

Относительные количества алмазов, проявляющих ту или иную люминесценцию, в различных алмазоносных районах различны. Так, например, в россыпях среднего течения р. Вилюй 36 % алмазов обладают сине-голубой люминесценцией, 32 % дают желтое свечение, 10 % слабо люминесцируют неопределенным цветом и 22 % не обнаруживают видимой люминесценции, в то время как в россыпях среднего течения р. Марха количество алмазов с голубой люминесценцией вдвое больше, чем на р. Вилюй (60 %), алмазы с желтой люминесценцией встречаются реже (23 %), вдвое меньше алмазов слаболюминесцирующих и визуалью не люминесцирующих (соответственно 5 % и 10 %).

В то же время намечается некоторая связь между габитусом кристалла и цветом его люминесценции. От кристаллов октаэдрического габитуса

через переходные формы к кристаллам ромбододекаэдрического габитуса постепенно растет количество алмазов, люминесцирующих в сине-голубых тонах, в основном за счет алмазов с желтой люминесценцией.

Наконец, имеются и некоторые, пока еще весьма недостаточные данные о связи люминесценции с такими свойствами алмаза, как прозрачность и совершенство формы. Так, алмазы «чистой воды», как правило, на 95 % люминесцируют в сине-голубых тонах, тогда как у дымчатых и желтоватых алмазов преобладает желтая люминесценция. В то же время алмазы «чистой воды» с сине-голубой люминесценцией в подавляющем большинстве случаев представляет собою правильные, изометрично развитые кристаллы.

Заметим также, что сине-голубая люминесценция наиболее свойственна округлым алмазам, среди которых ею обладает около 90 % всех алмазов, и в наименьшей степени — поликристалльным сростком (27 % алмазов с сине-голубой люминесценцией).

Включения

Включения различных минералов, встречающиеся в вилюйских алмазах, изучены к настоящему времени еще очень слабо и о них здесь даны самые предварительные сведения.

Прежде всего следует заметить, что включения в алмазах представляют собою весьма распространенное явление. При внимательном рассмотрении под микроскопом почти в каждом кристалле алмаза можно заметить одно или несколько включений. Точная диагностика включений не производилась. По внешним признакам, наблюдаемым визуально, их в первом приближении можно разбить на следующие группы.

Включения графита. Эта группа является наиболее распространенной. Включения графита представляют собой тонкие листочки, пластинки и бесформенные хлопья черного или серого цветов, располагающиеся как в глубине кристалла, так и близко к его поверхности. Размеры их разнообразны — от довольно крупных, составляющих значительную долю площади граней кристалла, до мельчайших пылевидных. Включения эти бывают двух типов.

Включения первого типа располагаются по внутренним трещинам в алмазе, образуя плоские округлые пластинки (рис. 138) или розетки (рис. 139), образованные несколькими пластинками, расположенными в различных плоскостях, но пересекающимися в одном центре. Таким центром всегда является кристалл, или зерно без правильной огранки, включенного в алмаз прозрачного минерала (рис. 140). Как указывает А. А. Кухаренко, (1955) графит представляет собой эпигенетическое включение, возникающее после образования кристалла алмаза на стенках трещин, «в результате полиморфного превращения алмаз—графит (клифтонит), по-видимому в связи с резким изменением давления при возникновении трещин». Внутренние трещины возникают при этом, очевидно, вследствие разницы в коэффициентах линейного расширения алмаза и включенного в него прозрачного или рудного минерала, являющегося центром розетки графита и представляющего собой сингенетическое включение.

Включения второго типа представляют собой мелкие и мельчайшие хлопья и пылинки графита, рассеянные внутри алмаза без видимой закономерности. Такого рода включения особенно характерны для дымчатых алмазов и поликристалльных сростков алмаза, где они иногда буквально переполняют весь кристалл, придавая ему серую или даже черную (в центре поликристалльных сростков) окраску.

Следует заметить, что розетки и крупные пластинки графита никогда не наблюдаются совместно с мелкими его хлопьями, что явно указывает на различное происхождение тех и других.

Включения прозрачных минералов. Обычно довольно мелкие (рис. 141, 142) и представляют собой хорошо ограненные кристаллы (рис. 143), иногда обломанные с одного конца (рис. 144), или искаженные вытянутые зерна, со следами огранки (рис. 145). Большинство из них совершенно бесцветны и прозрачны, но иногда встречаются

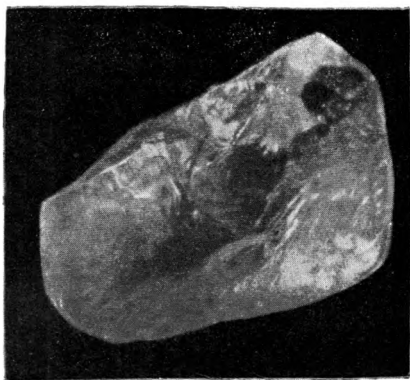


Рис. 138. Включение округлой пластинки графита у поверхности неправильно развитого ромбодекаэдрического кристалла алмаза. $\times 9$

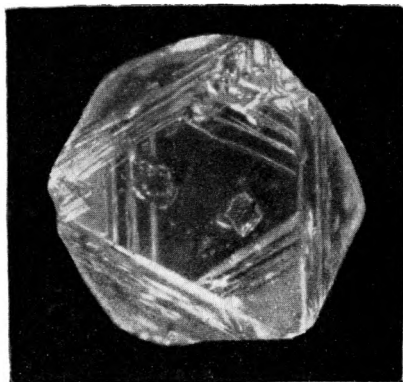


Рис. 139. Две розетки графита, развившиеся по внутренним трещинам в октаэдре алмаза.

кристаллы, окрашенные в интенсивный малиново-лиловый цвет. В массе алмаза все эти включения выделяются чрезвычайно рельефно, что указывает на существенную разницу в показателях преломления. Для неко-

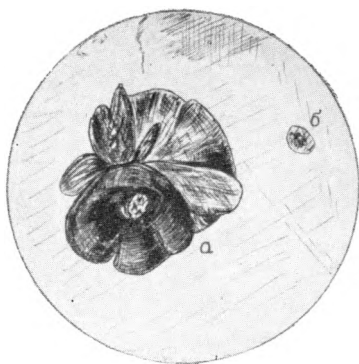


Рис. 140. Включения в алмазе
а — крупная розетка графита, развившаяся по внутренним трещинам вокруг включения прозрачного минерала (циркона?); б — включение кристалла прозрачного минерала, окруженное небольшой тонкой пластинкой графита.
 $\times 30$



Рис. 141. Мелкие включения прозрачного минерала (циркона?) в октаэдре алмаза (в центре и вверху снимка). $\times 6$

торых из таких включений безусловно устанавливается принадлежность их к оливину. Так, например, Ю. Л. Орлов (Центральная экспедиция Союзного треста № 2) для включения прозрачного зеленоватого минерала в алмазе из россыпи Верхне-Кокунской определил: $N_g = 1,690$, $N_r \approx 1,650 - 1,652$, $2V \approx 90$. Для другого подобного включения в алмазе из россыпи Колхозной Ю. Л. Орловым спектральным анализом установлено наличие Si, Al, Mg, Fe, Ni и следы Cr.

Включения кристаллов циркона были описаны в уральских алмазах А. А. Кухаренко (1955). Но последние исследования Ю. Л. Орлова показали, что многие включения в уральских алмазах, принимавшиеся ранее А. А. Кухаренко за циркон, при точной диагностике оказались оливином или гранатом (рис. 146).

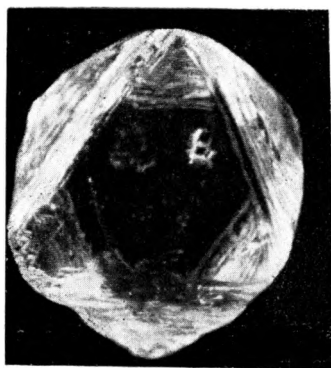


Рис. 142. Мелкие включения прозрачного минерала (циркона?) в октаэдре алмаза (вверху справа). $\times 18$

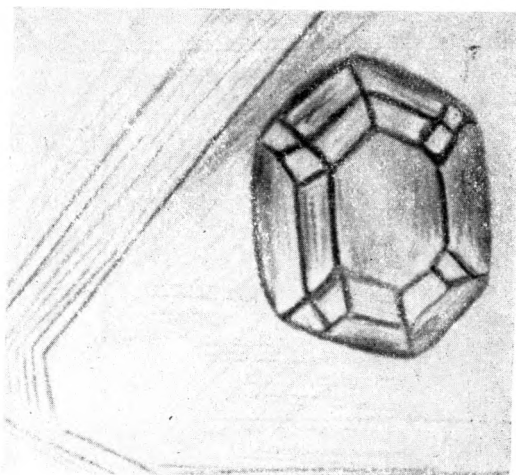


Рис. 143. Включение прозрачного кристалла оливина в алмазе. $\times 80$

В настоящее время установлено, что большинство прозрачных включений в якутских алмазах представляют собой также кристаллы оливина и пироба. Включения циркона последними исследованиями не подтверждается.

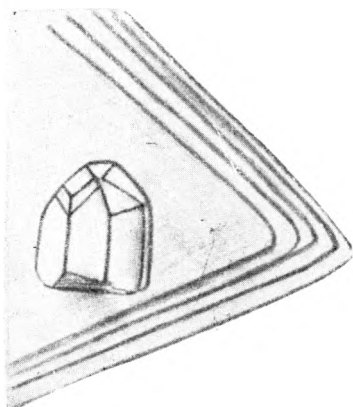


Рис. 144. Обломанный призматический кристалл циркона (?), включенный в алмаз

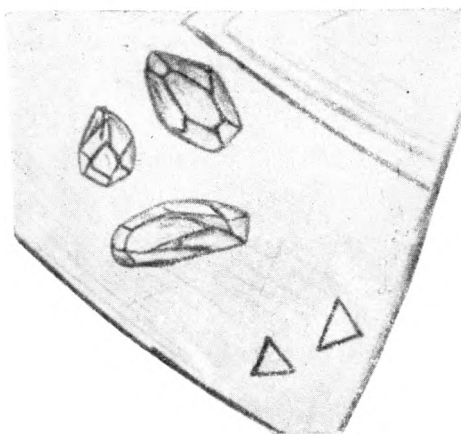


Рис. 145. Группа включений кристаллов оливина (?) в алмазе

Для одного из таких включений — изотропного зерна с ясным фиолетовым оттенком — О. Л. Орлов определил $N \approx 1,768$, спектральным анализом установлены Si, Mg и Fe. Таким образом, наиболее обычными включениями в алмазе являются те же минералы, которые сопутствуют ему в кимберлите, — оливин и пироп.

Как уже указывалось, прозрачные включения часто окружены розетками графита, развивающимися по внутренним трещинам, идущим от включения. Это относится к бесцветным включениям. Вокруг окрашенных (малиново-лиловых) включений таких розеток нами не наблюдалось.

Включения рудных минералов. К таковым нами отнесены кристаллы и неправильные зерна смоляно-черного цвета, с сильным металловидным блеском (рис. 147), встречающиеся в алмазах довольно часто как поодиночке, так и группами.

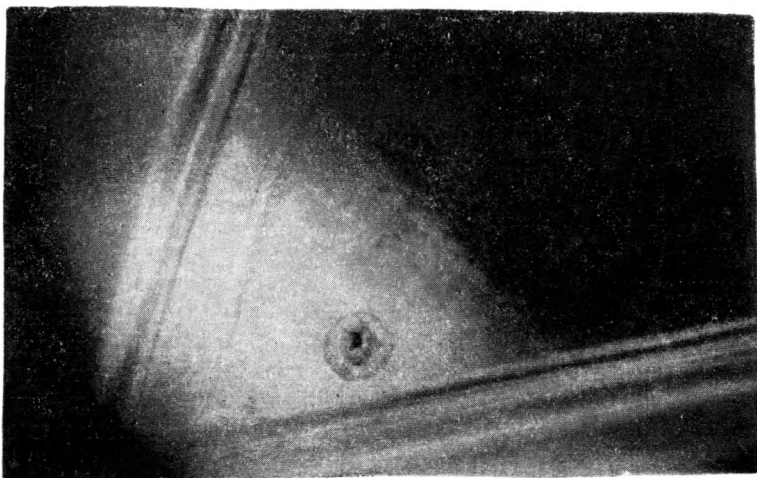


Рис. 146. Включение изометрически развитого кристалла граната (?) в алмазе

В отличие от пластинчатых включений графита это — явно объемные включения. Некоторые из них изредка бывают окружены описанными выше розетками графита. В тех случаях, когда такие зерна имеют форму правильно образованных октаэдров (рис. 148) обычно с несколько закругленными ребрами, можно предполагать, что это — включения хромшпинелида. Возможны также включения ильменита и магнетита.

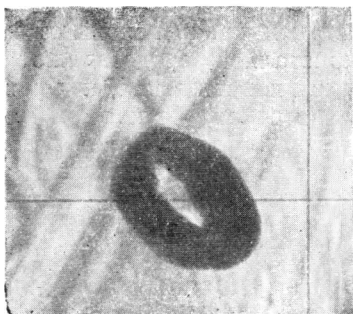


Рис. 147. Включение кристалла хромшпинелида (?) в алмазе.
× 80

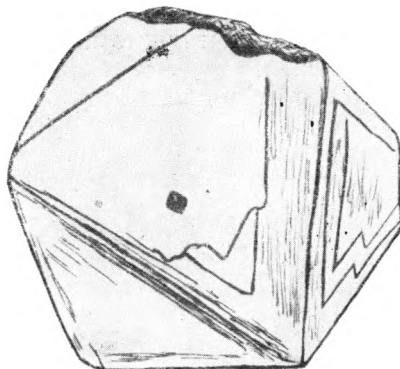


Рис. 148. Включение октаэдра хромшпинелида в пластинчатом октаэдре алмаза

Включения алмаза. Относительно редко встречаются включения алмаза в алмаз. Обычно это плоскогранные пластинчатые октаэдры, иногда довольно крупные по отношению к размерам вмещающего кристалла. Внешними отличиями их от включенных в алмаз других прозрачных и бесцветных минералов является отсутствие вокруг таких включений внутренних трещин (как графитизированных, так и не графитизированных). Кроме того, они почти не имеют рельефа — включения как бы тонут в веществе вмещающего кристалла, напоминая в этом отношении кристаллы-фантомы. Эти отличительные от других включений признаки есте-

ственно объясняются равенством коэффициентов линейного расширения и показателей преломления у включения и вмещающего кристалла.

Кроме включений, вкратце охарактеризованных выше, в вилюйских алмазах встречаются включения других минералов, пока еще ближе не определенных и не изученных.

Так, например, в нескольких алмазах были встречены мелкие, неправильной или удлинённой формы, просвечивающие зерна желто-бурого цвета, которые лишь чисто предположительно можно отнести к брукиту или рутилу. Может быть, этим же минералом являются встреченные в одном образце удлинённые (палочковидные), призматического габитуса, черные, почти непросвечивающие зерна, окруженные системой графитизированных трещин.

В двух кристаллах алмаза были встречены довольно крупные пластинчатые включения изумрудно-зеленого цвета, возможно принадлежащие хромдиопсиду.

Заметим, что встречаются также включения во включениях. Так, например, в одном удлинённом бесцветном прозрачном кристалле, включенном в алмаз, который предположительно можно отнести к оливину, в свою очередь наблюдались многочисленные (более 10) точечные включения в виде округлых пятнышек, распределенные равномерно по всему кристаллу.

В будущем детальное изучение включений в вилюйских алмазах с применением точных методов минералогической диагностики несомненно значительно расширит и уточнит приведенный здесь список и позволит ближе подойти к пониманию физико-химических условий образования алмаза.

Сохранность кристаллов и следы механического износа

Среди вилюйских алмазов, находимых в россыпях, значительную часть составляют обломки. Средний вес обломков обычно лишь незначительно отличается от среднего веса целых кристаллов из той же россыпи, что является следствием примерно равных условий переноса и отложения для тех и других.

Свежие, с блестящей поверхностью и острыми краями сколы от вершин и ребер, а реже — выбоины на гранях кристаллов, представляют собой наиболее обширную категорию механических повреждений, являющуюся в основном следствием их транспортирования реками от коренных месторождений к россыпям (некоторое количество обломков встречается и в кимберлитовых трубках). Естественно, что масштабы этих повреждений весьма разнообразны — от мельчайших выколов на ребрах кристаллов до остроугольных осколков, со всех сторон ограниченных сколами (рис. 149, 150, 151, 152, 153, 154).

Обычно на поверхностях таких сколов, так же как и на уцелевших частях кристаллов, не наблюдается никаких следов истирания. Лишь острые и тонкие края их в некоторых случаях обломаны и выкрошены.

В подавляющем большинстве случаев сколы проходят через кристалл по направлениям октаэдрической спайности. Поверхности сколов при этом имеют ступенчатый вид (рис. 155). Но нередко также сколы по криволинейным поверхностям, причем поверхность излома алмаза приобретает при этом раковинчатый характер (рис. 156, 157).

Количество поврежденных кристаллов алмаза в россыпях бассейна р. Вилюй весьма значительно и обычно составляет около половины. Вниз по течению рек количество обломков и осколков алмаза постепенно растёт. Так, например, в среднем течении р. Марха оно увеличивается от 40% в россыпи Устричной до 60—70% в россыпях Нижней и Озерной.

Кроме весьма распространенных свежих сколов, среди вилюйских алмазов исключительно редко встречаются кристаллы с такими следами



Рис. 149. Октаэдр алмаза с небольшим сколом на грани (у ребра). $\times 7$

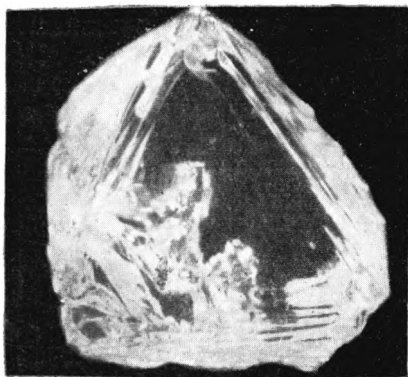


Рис. 150. Октаэдр алмаза с обколотой вершиной и выбоинами на грани. $\times 17$



Рис. 151. Октаэдр алмаза с частично обколотыми вершинами и гранями; на грани видны трещины раковинчатого излома. $\times 18$

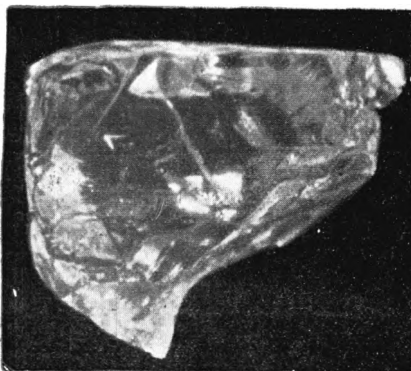


Рис. 152. Бесформенный осколок кристалла алмаза с сохранившимся участком грани октаэдра, на котором видна обратнопараллельная трехгранная впадина. $\times 26$

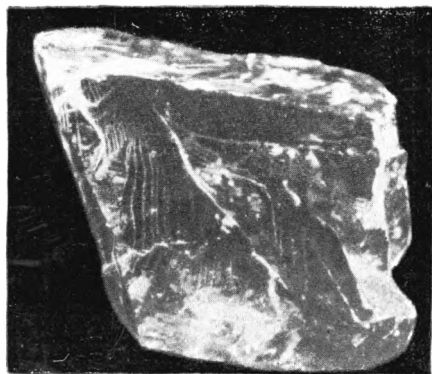


Рис. 153. Бесформенный осколок кристалла алмаза с тонкими извилистыми трещинками на поверхности скола. $\times 18$

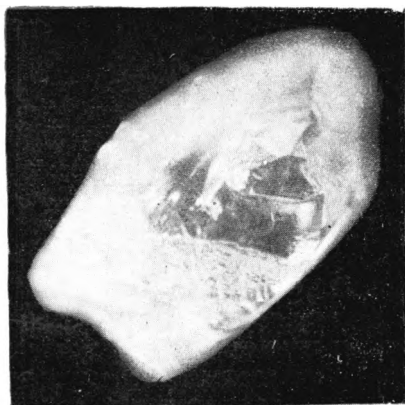


Рис. 154. Бесформенный осколок кристалла алмаза. $\times 25$

изнашивания граней и ребер, которые свидетельствуют не об единичных расколах (под влиянием, очевидно, единичных сильных ударов), а о достаточно длительном и интенсивном динамическом воздействии на алмаз водной среды. Подобного рода износ проявляется на гранях в виде грубой механической матировки, в многочисленных трещинах, сколах и выбоинах на ребрах и у вершин кристалла (рис. 158).

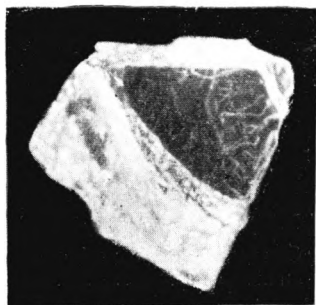


Рис. 155. Неправильно развитый кристалл алмаза со ступенчатой, поверхностью скола. $\times 17$

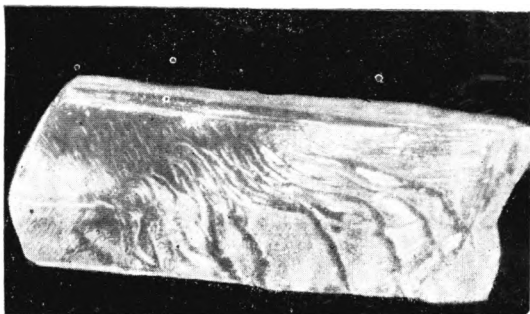


Рис. 156. Параллелепедальный осколок алмаза с раковинчатой поверхностью скола. $\times 15$

Прогрессирующее округление ребер и притупление вершин может на конечных стадиях привести к образованию совершенно окатанных шарообразных или эллипсоидоподобных зерен с матовой поверхностью. На р. Вилкой шароподобные алмазы пока не встречены, но на Урале они известны.

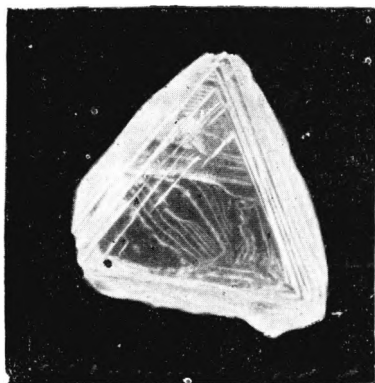


Рис. 157. Уплощенный по тройной оси симметрии пластинчатый шпинелевый двойник алмаза с узором трещин раковинчатого излома на сколотой грани октаэдра. $\times 7$

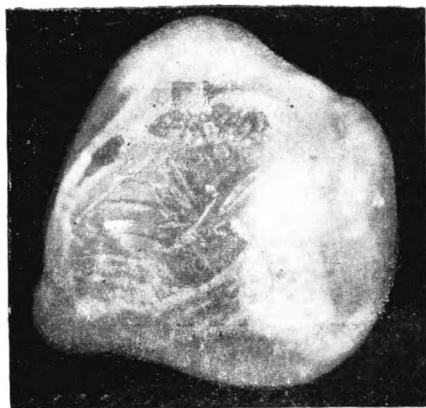


Рис. 158. Кристалл алмаза неправильной формы со следами механического износа на ребрах и вершинах. $\times 16$

В отличие от структурной механическая матировка (во всяком случае на первых ее стадиях) не затрагивает впадин на поверхности кристалла и всегда сопровождается мелкими трещинами и выбоинами на ребрах, направленными перпендикулярно к ребру. Матировка на гранях представляет собою тесно переплетенный беспорядочный узор тончайших царапинок и «точек» от ударов.

Исключительная редкость алмазов с описанными следами механического износа не позволяет выделять их в особую генетическую категорию,

как это сделано, например, А. А. Кухаренко для Урала, где подобные кристаллы встречаются систематически. Не следует упускать из вида то обстоятельство, что на рр. Вилуй и Марха, где эти находки сделаны, имеется значительное количество порохов (образованных выходами траппов) в особенности в верхнем течении р. Вилуй. На порогах имеются многочисленные «исполиновые котлы». Попад в такой котел, алмаз может сравнительно быстро под влиянием истирания в такой природной «шаровой мельнице» получить описанные следы износа.

Алмазы как из коренных, так и из россыпных месторождений р. Вилуй относительно низкосортны из-за своей в среднем весьма небольшой величины, а также из-за присутствия значительного количества обломков и осколков, особенно в россыпных месторождениях. Ювелирные алмазы встречаются редко и вилуйские месторождения являются месторождениями в основном технического алмаза.

2. ОСНОВНЫЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВИЛУЙСКИХ АЛМАЗОВ

Сравнительное изучение многих тысяч алмазов из россыпных и коренных месторождений бассейна р. Вилуй показывает, что некоторые их особенности являются сопряженными между собою, т. е. встречаются совместно у одних и тех же кристаллов алмаза. Так, например, правильно образованные октаэдры почти всегда очень прозрачны, обладают сильным блеском, не содержат многочисленных мелких пылевидных включений графита, в большинстве люминесцируют в ультрафиолетовых лучах синеголубым цветом. Алмазы с занозистой штриховкой часто бывают в той или иной степени мутными, содержат многочисленные мелкие включения графита или рудного минерала, блеск их в общем значительно слабее, чем у правильно образованных октаэдров. Округлые алмазы, как правило, относятся к алмазам чистой воды, не содержат включений, обладают синеголубой люминесценцией и т. п.

Это обстоятельство позволяет выделить среди всего многообразия алмазов определенные морфологические типы кристаллов. Алмазы, принадлежащие к одному морфологическому типу и связанные между собою общностью некоторого комплекса свойств, очевидно, будут иметь общие условия происхождения.

В основу излагаемой ниже морфологической классификации вилуйских алмазов, которую следует рассматривать как предварительную, в качестве ведущего признака взят характер нарастания слоев на кристалл и особенности самих слоев роста, поскольку и то и другое непосредственно связано с условиями кристаллизации.

Наиболее распространенными морфологическими типами алмазов в бассейне р. Вилуй в целом, т. е. включая сюда также бассейны рр. Марха и Тюнт, являются перечисленные ниже.

Плоскогранные октаэдры

К ним прежде всего относятся идеально образованные октаэдры с гладкими блестящими плоскими гранями, острыми прямыми ребрами и острыми вершинами. Такие кристаллы немногочисленны, но в некоторых месторождениях не составляют редкости. К этому же типу отнесены гораздо более многочисленные и уже упоминавшиеся выше октаэдры со следами ламинарного (слоистого) сложения, проявляющегося в некотором притуплении ребер за счет отступания слоев роста к центру грани, т. е. постепенного сокращения их площади. Поскольку форма слоев роста в подавляющем большинстве случаев дитригональная, ламинарное строение кристалла проявляется в некотором расширении ребер к вершинам

и появлении на них сноповидной штриховки. Реже, при тригональной форме пластинок, штриховка параллельная (рис. 159).

Общим для всех кристаллов данного морфологического типа является не только их форма, но и некоторые другие свойства. Как правило, это бесцветные алмазы чистой воды, весьма прозрачные, с сильным алмазным блеском, сопровождаемым игрою цветов. Окрашенные, мутные или дымчатые кристаллы в этом типе совершенно не встречаются.

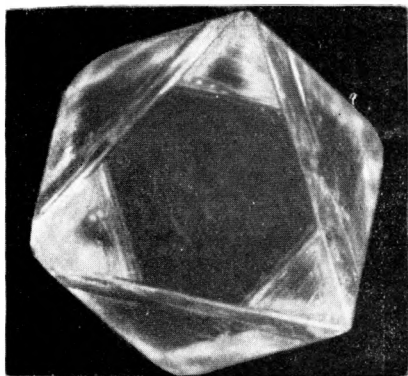


Рис. 159. Плоскогранный октаэдр алмаза с параллельной штриховкой на месте ребер. $\times 24$

Из скульптур на поверхности граней широким распространением пользуются только описанные выше обратнопараллельные, треугольные впадины роста.

Средний вес гладкогранных и плоскогранных октаэдров алмаза в различных месторождениях и различных алмазоносных районах различен при сохранении общности остальных признаков.

Кристаллы, сложенные тригональными слоями роста

К этому типу отнесены кристаллы, на которых явление сокращения площади толстых слоев нарастания по мере роста грани октаэдра выражено очень резко. Большинство алмазов этого типа имеет октаэдрический облик. Реже встречаются кристаллы переходной формы (рис. 160). Исключительно редко встречаются кристаллы ромбододекаэдрического габитуса, на которых всегда остаются мелкие плоские площадки грани октаэдра у выходов тройной оси симметрии.

Кристаллы этого типа в общем близки к описанным выше октаэдрам со следами ламинарного строения. На существенная разница имеется в форме слоев роста в плане и профиле. В плане слои роста имеют строго прямолинейные тригональные очертания. Возникающие, вследствие сокращения площади слоев роста, «ступеньки роста» имеют вертикальные торцы и острые края, а не сходят постепенно на нет, как в предыдущем типе.

Большинство кристаллов описываемого типа — тонкослоистые. Для них чрезвычайно характерна строго параллельная штриховка на месте ребер октаэдра, без каких-либо следов гранного шва.

Алмазов чистой воды почти не встречается. Зато весьма часты дымчатые кристаллы и кристаллы с большим количеством пылевидных включений рудного минерала и хлопьевидных включений графита.

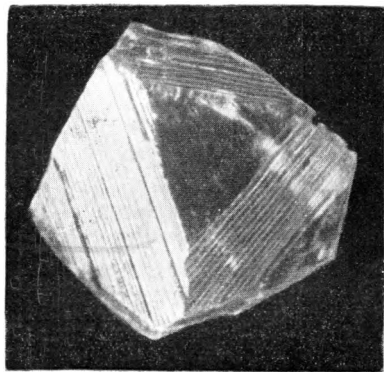


Рис. 160. Кристалл алмаза переходного габитуса, сложенный тригональными слоями роста. $\times 25$

Обратнопараллельные треугольные впадины роста на кристаллах этого типа почти никогда не наблюдаются.

Любопытно отметить, что повсюду в коренных месторождениях и россыпях алмазы этого типа встречаются в незначительном количестве и принадлежат к числу наиболее мелких.

Кристаллы с полицентрически растущими гранями

Выше, при общей морфологической характеристике вилюйских алмазов, уже описывались рельефные и слоистые треугольные наросты на гра-

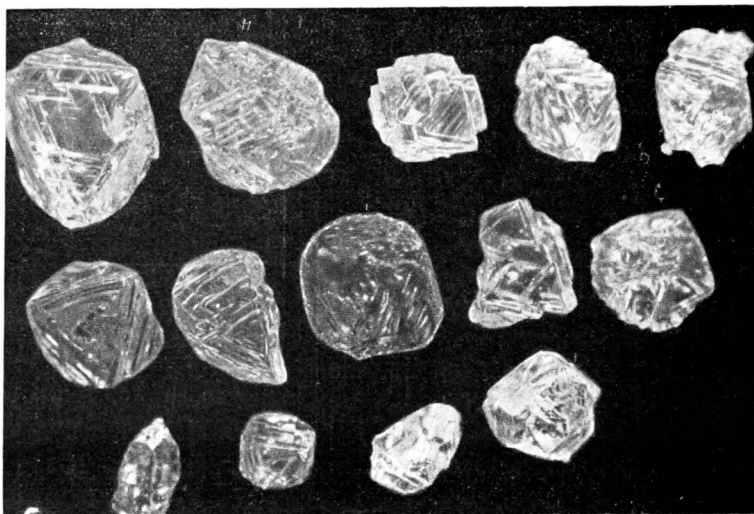


Рис. 161. Кристаллы алмаза с полицентрически растущими гранями

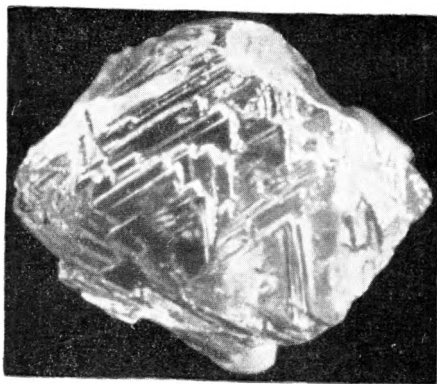


Рис. 162. Обломанный октаэдр алмаза, грани которого покрыты перекрывающимися друг друга тригональными наростами. $\times 20$

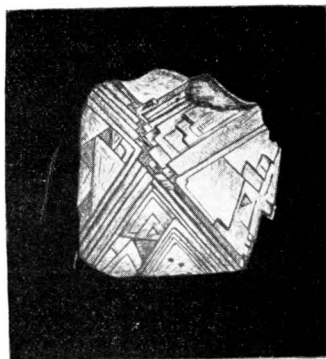


Рис. 163. Алмаз с полицентрически растущими гранями со стороны выхода. $\times 21$

нях октаэдра, ориентированные параллельно его ребрам. При сильном развитии таких наростов возникают алмазы своеобразного облика, выделенные нами в особый морфологический тип.

К ним относятся алмазы октаэдрического габитуса, реже переходной формы, с многочисленными рельефными, ясно слоистыми дитригональными (значительно реже тригональными) наростами на гранях октаэдра (рис. 161, 162, 163). Такое строение кристалла свидетельствует о резко проявленном росте грани октаэдра одновременно или почти одновременно

из нескольких точек. Очевидно, что морфология таких кристаллов свидетельствует о каких-то особых условиях их кристаллизации, может быть связанных с быстрым падением температуры и давления, т. е. условиями большего пересыщения.

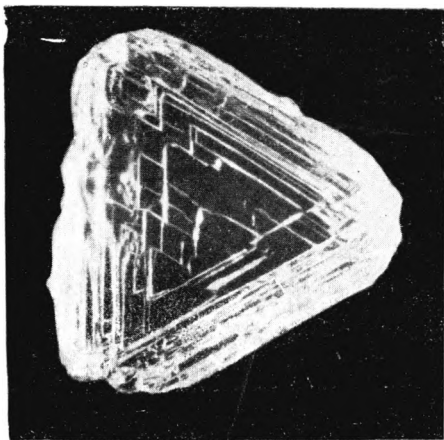


Рис. 164. Упленный по тройной оси симметрии шпинелевый двойник октаэдров алмаза. Общая грань октаэдров образована перекрывающимися друг друга тонкими тригональными наростами.
× 7



Рис. 165. Неправильно развитый (удлинённый по g_1) «гребенчатый» октаэдр алмаза. × 12

Среди кристаллов описываемого типа особенно характерны такие, грани которых сложены перекрывающимися друг друга, расположенными в несколько рядов, относительно плоскими, тонкослоистыми треугольниками нарастания (рис. 164).

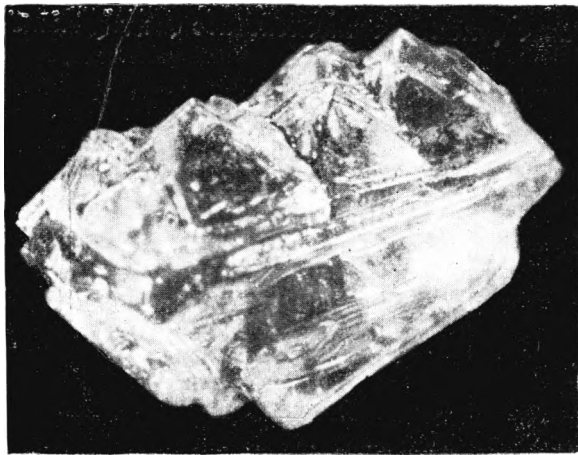


Рис. 166. То же, что на рис. 165. × 21

Довольно часты среди них неправильно развитые кристаллы. В тех случаях, когда у таких октаэдров, одновременно с полицентрическим ростом граней, имеет место удлинение кристалла в направлении одной из осей симметрии второго порядка, треугольники нарастания, выступающие к растянутой в линию вершине октаэдра, придают алмазу характерный «гребенчатый» или «зубчатый» вид (рис. 165, 166).

Подавляющая часть кристаллов этого типа относится к весьма прозрачным и бесцветным, хотя камни «чистой воды» встречаются среди них не часто. Дымчатые кристаллы очень редки и для этого типа совершенно не характерны.

Включения здесь также относительно редки и представлены почти исключительно крупными розетками графита и крупными (относительно самого алмаза) единичными зернами (часто хорошо ограненными кристалликами) алмаза, оливина и граната (?).

Средний вес алмазов этого морфологического типа в различных месторождениях различен.

Кристаллы, сложенные дитригональными слоями роста

К этому типу нами отнесены тонкослоистые кристаллы октаэдрического, переходного и ромбододекаэдрического габитуса, сложенные дитригональными или щитовидными слоями роста, у которых ребра октаэдра в той или иной степени замещены поверхностями, отвечающими по положению граням ромбододекаэдра. Микрофотографии таких кристаллов приведены на рис. 167, 168.

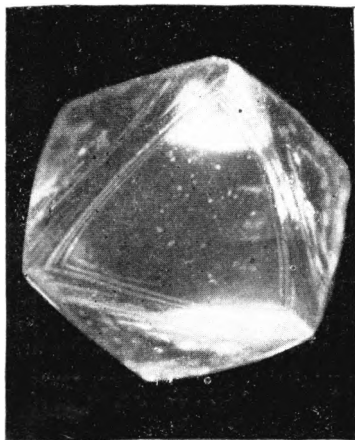


Рис. 167. Октаэдр алмаза, сложенный щитовидными слоями роста. На месте ребер октаэдра возникает сноповидная штриховка. $\times 15$

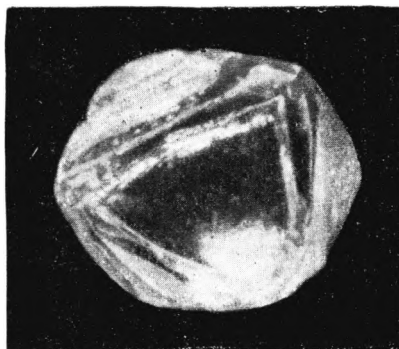


Рис. 168. Кристалл алмаза ромбододекаэдрического габитуса, со щитовидной формой слоев роста. $\times 42$

Отличительной их особенностью является четкая, часто грубая сноповидная штриховка на поверхностях, отвечающих граням ромбододекаэдра (на месте ребер октаэдра), преломленная обычно несколько извилистым гранным швом. Эта штриховка образована торцами пластинок нарастания, причем края этих пластинок, как правило, закругленные, а не острые, как, например, у кристаллов, сложенных уменьшающимися тригональными слоями роста. Иногда такая штриховка образует как бы складки — «гофрировку».

Большинство кристаллов этого типа бесцветны и прозрачны, но алмазы, в той или иной степени дымчатые, также не составляют среди них редкости. Иногда встречаются алмазы чистой воды. Они в большинстве случаев сложены щитовидными пластинками, т. е. тупые углы слагающих их пластин-дитригонов закруглены.

Из скульптур на поверхности плоских участков октаэдрических граней довольно обычны обратнопараллельные треугольные впадины роста. Включения большей частью представлены мелкими хлопьевидными образованиями графита. Средний вес алмазов этого типа различен в различных месторождениях.

Кристаллы с „заноистой“ штриховкой

По общему облику эти алмазы близки к алмазам предыдущего типа. К ним также относятся тонкослоистые кристаллы октаэдрического (рис. 169), переходного (рис. 170) и ромбододекаэдрического габитусов (рис. 171), сложенные дитригональными слоями роста.

Они отличаются от кристаллов предыдущего типа характером штриховки на «гранях ромбододекаэдра». Вероятно, благодаря некоторому смещению отдельных слоев роста друг относительно друга в ходе кристал-

лизации их выступающие торцы, образующие штриховку, не прослеживаются непрерывно одной линией вдоль всей «грани ромбододекаэдра», а прерываются, кулисообразно замещая друг друга. В результате возникает своеобразная «занозистая» штриховка. При этом выступающие

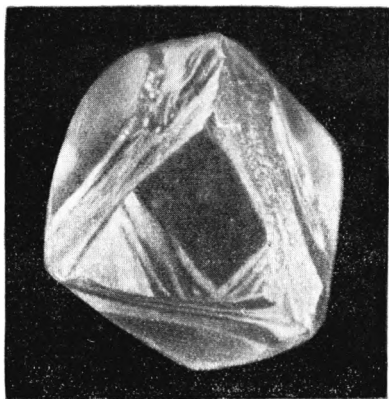


Рис. 169. Октаэдр алмаза с „занозистой“ штриховкой на месте ребер. $\times 16$

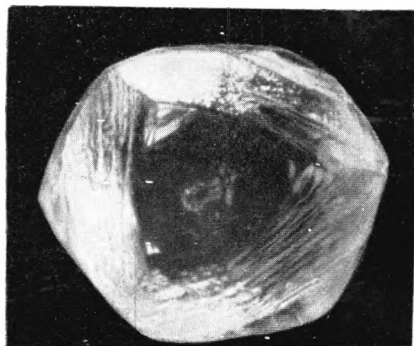


Рис. 170. Кристалл алмаза переходного габитуса с „занозистой“ штриховкой на гранях ромбододекаэдра. $\times 25$

торцы слоев роста, как правило, имеют округленные края (как и на кристаллах, сложенных дитригональными слоями роста) и часто утолщены в том месте, где пластинка заканчивается и как бы выходит «углом» на поверхность.



Рис. 171. Изометрически-развитый ромбододекаэдр алмаза, покрытый „занозистой“ штриховкой. $\times 20$

Для октаэдрических кристаллов этого типа и вообще кристаллов с сохранившимися участками граней октаэдра внешним отличительным признаком является контрастная комбинация штриховатых «занозистых» граней ромбододекаэдра и гладких, блестящих граней октаэдра. На плоских участках граней октаэдра довольно часто встречаются относительно крупные, одиночные или групповые обратнопараллельные треугольные впадины роста, иногда расположенные в центральной части грани. Кристаллы этого типа довольно часто бывают дымчатыми.

Алмазы чистой воды редки. Включения в общем не характерны. Большей частью это мелкие хлопьевидные включения графита и рудных минералов.

Средние веса алмазов этого типа из различных коренных месторождений и различных районов россыпной алмазности несколько различаются между собою.

Кристаллы с округлоступенчатыми гранями

Большинство кристаллов этого типа имеют октаэдрический или переходный облик. При этом плоские участки граней октаэдра и ступенчатые поверхности, отвечающие по своему положению граням ромбододекаэдра, комбинируются на этих кристаллах.

Основным отличительным признаком кристаллов этого типа является то, что отдельные ступени, образованные кромками отступающих толстых

слоев нарастания, имеют округлый профиль (рис. 172, 173, 174, 175, 176). Каждый такой слой, внешний край которого образует торец округлой ступени, состоит из множества тончайших слоев нарастания. Эти слои также последовательно уменьшаются по площади, т. е. постепенно отступают от края в направлении от основания к верху ступени. Это и создает столь характерную для данного типа кристаллов закругленность отдельных ступеней. Не всегда ступени идеально правильны, т. е. равной высоты и параллельные друг другу. Довольно часто они пережимаются, выклиниваются и кулисообразно сменяют друг друга в направлении, параллельном ребру октаэдра.

Если послойный рост кристаллов связан с ритмическим ходом кристаллизации, то существование данного типа кристаллов свидетельствует, очевидно, о возникновении более крупных ритмов (толстые округленные ступени), каждый из которых охватывает серию более мелких, фиксированных множеством отдельных тонких слоев нарастания.

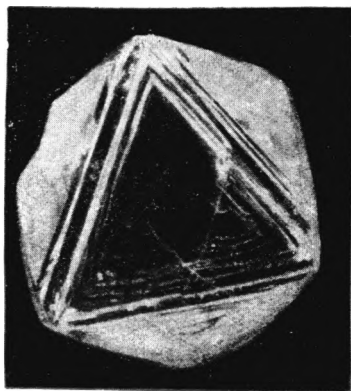


Рис. 172. Октаэдр алмаза с округлыми, в профиле толстыми слоями нарастания. $\times 18$



Рис. 173. Неправильно развитый октаэдр алмаза с округлоступенчатыми гранями. $\times 28$

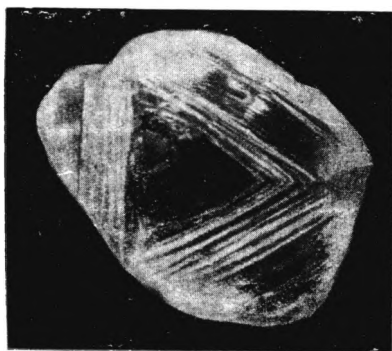


Рис. 174. То же, что на рис. 173. $\times 15$

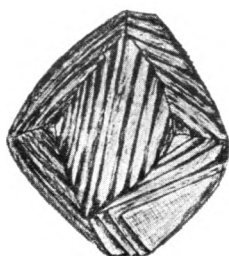


Рис. 175. Алмаз ромбододекаэдрического габитуса с округлоступенчатыми гранями. $\times 29$.

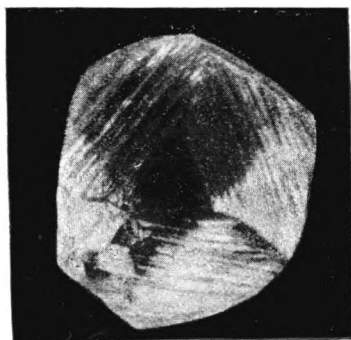


Рис. 176. То же, что на рис. 175. $\times 28$

Алмазы с округлоступенчатыми гранями, как правило, сложены дитригональными, в большинстве случаев щитовидными пластинками. Прохо-

дящий через ступени гранный шов в тех случаях, когда он хорошо выражен, является общим для всех ступеней.

Отдельные толстые пластины нарастания иногда несколько смещены относительно других, но это смещение всегда направлено только к вершинам, а не к вершинам и ребрам, как это наблюдается на кристаллах с полицентрически растущими гранями.

Алмазы с округлоступенчатыми гранями в подавляющем большинстве случаев бесцветны и прозрачны, но камни чистой воды среди них относительно редки. Приуроченности к ним какого-либо особого вида включений пока не отмечено.

Средний вес таких алмазов в большинстве месторождений довольно высокий.

Кристаллы с блоковой скульптурой*

Такие алмазы (рис. 177) представляют собою обычно кристаллы ромбододекаэдрического (рис. 178), реже октаэдрического (габитуса), часто в той или иной степени искаженные. При этом грани алмазов образованы



Рис. 177. Алмазы с блоковой скульптурой

отдельными, замкнутыми криволинейными поверхностями, сопряженными между собою плавно изогнутыми линзами. Таким образом, кристалл как бы состоит из отдельных участков (блоков), различных как по форме периметра, так и по кривизне поверхности, которая может быть выпуклой и вогнутой.

Для типичных кристаллов с блоковой скульптурой треугольные впадины и другие, обычные на кристаллах иных типов, аксессуарии роста не характерны.

Алмазам этого морфологического типа присущи высокая степень прозрачности и сильный блеск. Кристаллы или совершенно бесцветны или имеют чуть заметный голубоватый оттенок. Включения редки и представлены единичными кристаллами и зернами алмаза, циркона (?), графита (розетки) или рудного минерала.

* Этот вид скульптуры был выделен и описан на кристаллах уральских алмазов А. А. Кухаренко (1955).

Большинство вилюйских алмазов очень чистой воды, с весьма сильным алмазным блеском, относится к этому типу. Комбинация многочисленных поверхностей различной кривизны создает у таких алмазов особо сильную природную «игру».

Для алмазов с блоковой скульптурой характерно резкое преобладание сине-голубой люминесценции в ультрафиолетовых лучах.

Алмазы этого типа—средней крупности и почти во всех месторождениях имеют примерно одинаковый средний вес (от 10 до 16 мг).

Округлые кристаллы

К ним относятся округлые ромбододекаэдры с выпуклыми гранями, преломленными, примерно, по короткой диагонали ромба гранными швами (октаэдрониды и додекаэдрониды). Кристаллы этого типа, относительно редкие на Вилюе и в Сибири вообще, преобладают в алмазных россыпях Среднего Урала. Уральские

округлые алмазы прекрасно и всесторонне изучены А. А. Кухаренко (1955) и И. И. Шафрановским (1948).

Образцы сибирских округлых алмазов из россыпей бассейна р. Вилюй представлены на рис. 179, 180, 181, 182. Сибирские

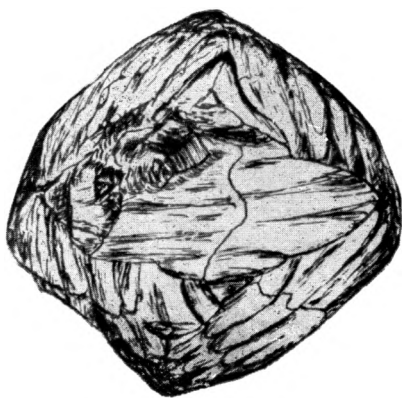


Рис. 178. Алмаз ромбододекаэдрического габитуса с блоковой скульптурой на гранях. $\times 14$

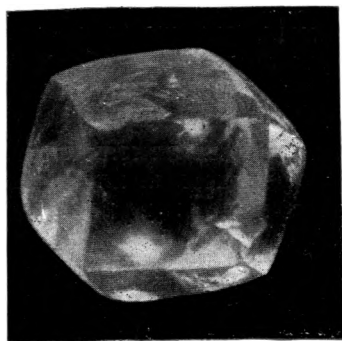


Рис. 179. Округлый ромбододекаэдр алмаза. $\times 14$

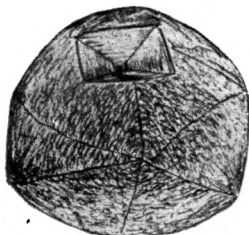


Рис. 180. Округлый ромбододекаэдр алмаза с черепитчатой скульптурой на гранях. У выхода одной из четверных осей симметрии—крупная четырехугольная впадина

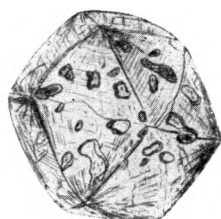


Рис. 181. Узор ромбических трещин на октаэдрониде алмаза. $\times 15$

округлые алмазы, по нашим наблюдениям, связаны рядом постепенных переходов с обычными слоистыми псевдоромбододекаэдрическими и через них с широко распространенными здесь ламинарными кристаллами октаэдрического габитуса.

Вне зависимости от того, рассматривать ли округлые алмазы как конечные формы растворения плоскогранных октаэдров или как кристаллы, образовавшиеся в условиях крайне медленного роста, периодически прерываемого частичным растворением, их следует считать образовавшимися при медленной кристаллизации в глубинных условиях.

Отметим некоторые особенности сибирских округлых алмазов. Они часто весьма прозрачны, и среди них встречается большое количество алмазов чистой воды. В то же время именно к этому типу приурочена основная масса цветных (желтых, аквамариновых, зеленых) алмазов,

вообще очень редких в Сибири. Включения для алмазов этого типа в общем не характерны.

На поверхности граней алмазов этого типа нередко наблюдается черепитчатая скульптура (рис. 180). Почти исключительно к округлым алмазам приурочены такие своеобразные узоры, как тонкий узор ромбических трещин (рис. 181).

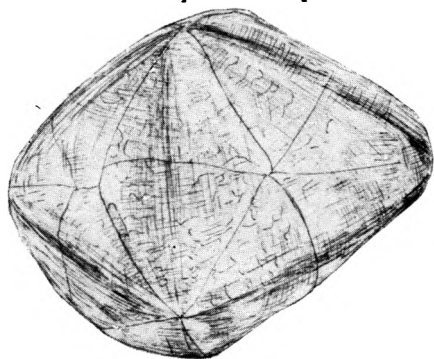


Рис. 182. Каверны разъедания на округлом ромбододекаэдре алмаза. $\times 12$

К алмазам этого же типа приурочены и так называемые «каверны разъедания» (рис. 182).

Встречаются матированные округлые ромбододекаэдры, причем структурная матировка иногда располагается на гранях отдельными пятнами, но она встречается на алмазах всех морфологических типов. Резкая же приуроченность некоторых из выше перечисленных скульптур к округлым алмазам указывает, очевидно, на какие-то отличительные особенности алмазов, связанные с условиями происхождения или с формой и, соответственно, с симметрией граней.

Резко отличны округлые алмазы от алмазов других морфологических типов и по люминесцентным свойствам. Как правило, из россыпей разных районов от 80 до 100% округлых алмазов люминесцируют в ультрафиолетовых лучах сине-голубым цветом. При этом следует особо подчеркнуть, что интенсивность фотолюминесценции округлых алмазов значительно выше, чем алмазов других морфологических типов.

Среди округлых алмазов довольно часто встречаются алмазы в той или иной степени искаженной формы (рис. 183) удлинённые или односторонне заостренные. Такие алмазы в особенности часты в россыпях бассейна р. Тунг (рис. 184, 185).

Кристаллы кубического габитуса

Кристаллы кубического габитуса среди вилуйских алмазов исключительно редки, встречаются буквально единицами среди многих тысяч находок (рис. 186). Грани куба на этих кристаллах всегда неровные, покрытые узором тетрагональных усеченных пирамидок (рис. 187, 188), стороны основания которых ориентированы по диагонали грани. На вершинах и на ребрах куба обычно развиваются грани октаэдра. В результате вершины куба оказываются притупленными выросшими на них тригональными пирамидами, а вдоль ребер образуется своеобразная «лестница» (рис. 187, 189, 190). В большинстве случаев кубические кристаллы изометричны, но иногда наблюдается удлинение по одной из осей четвертого порядка (рис. 188).

Появление таких кристаллов несомненно обусловлено какими-то особенностями процесса кристаллизации. Известно, например (Г. Бакли, 1954), что при выращивании кристаллов квасцов в щелочном растворе вырастают кубы, которые, будучи перенесены в нейтральный раствор, продолжают расти как октаэдры.

При этом образуются кристаллы кубического габитуса с гранями октаэдра на вершинах и ребрах, очень похожие на алмазы кубического габитуса (рис. 191). Возможно, что при образовании этих кристаллов решающую роль играет изменение состава среды кристаллизации.



Рис. 183. Округлые алмазы искаженной формы

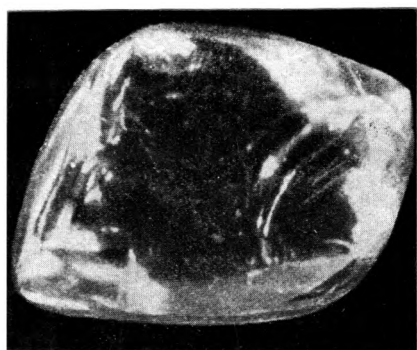


Рис. 184. Округлый ромбододекаэдр алмаза, слегка удлинненный по одной из тройных осей симметрии. $\times 14$



Рис. 185. Округлый ромбододекаэдр алмаза, удлинненный по оси симметрии четвертого порядка. $\times 33$

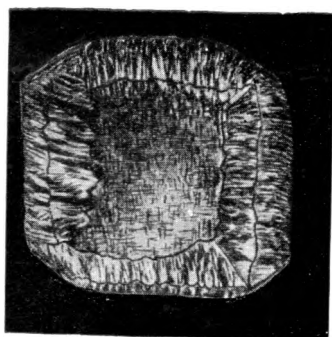


Рис. 186. Алмаз кубического габитуса. $\times 25$

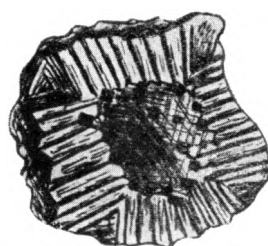


Рис. 187. Алмаз кубического габитуса с развитием граней октаэдра на ребрах и вершинах и четырехгранными впадинами на гранях куба. $\times 30$

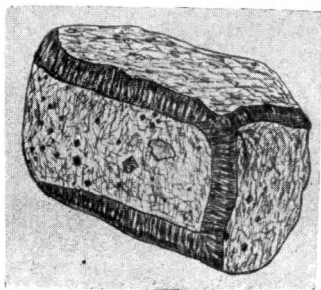


Рис. 188. Алмаз кубического габитуса, удлиненный по четверной оси симметрии, с притупленными ребрами и четырехгранными впадинами на гранях куба. $\times 40$

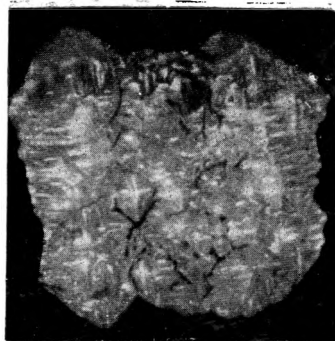


Рис. 189. Алмаз кубического габитуса с развитием граней октаэдра на ребрах и вершинах. $\times 20$

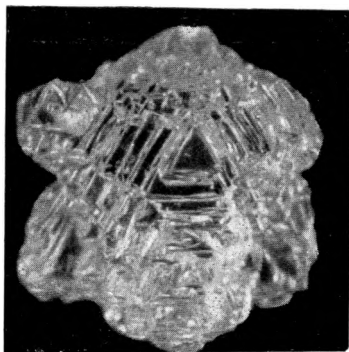


Рис. 190. Тот же алмаз, что на рис. 189, снятый со стороны ребра. $\times 15$

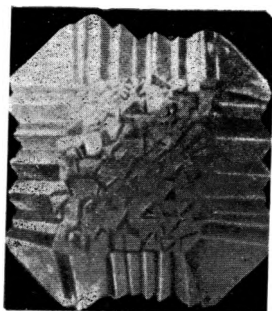


Рис. 191. Кристалл алюмокалиевых квасцов (по Г. Бакли)

3. РАСПРОСТРАНЕНИЕ АЛМАЗОВ РАЗЛИЧНЫХ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ В КОРЕННЫХ И РОССЫШНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

АЛМАЗЫ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К настоящему времени сколько-нибудь значительное количество алмазов извлечено только из двух кимберлитовых трубок: «Мир» и «Зарница»*. Поэтому для характеристики алмазов коренных месторождений мы ограничимся данными по этим двум трубкам.

Прежде всего следует заметить, что, как это и предполагалось нами ранее на основании изучения россыпных алмазов различных районов, морфологический состав алмазов в пределах одного и того же коренного месторождения оказался достаточно разнообразным.

Алмазы почти всех (за весьма редким исключением) выделенных нами морфологических типов в том или ином количестве встречаются в обоих изученных коренных месторождениях. В каждом из них резко преобладают алмазы двух-трех морфологических типов (они же обычно и наи-

* В 1956 г. большое количество кристаллов алмаза было извлечено из трубки «Удачная».

более крупные), а остальные встречаются в подчиненном количестве или даже единично.

В табл. 25 приведены содержания алмазов различных морфологических типов по числу и весу (в %) в кимберлитовых трубках бассейна р. Виллюй.

Т а б л и ц а 25

№ п/п	Морфологические типы кристаллов	„Мир“			„Зарница“		
		содержа- ние по числу алмазов в %	средний вес в мг	содержание по весу в %	содержание по числу алмазов в %	средний вес в мг	содержа- ние по весу в %
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Гладкогранные и плоско- гранные октаэдры . .	15,7	20	16,2	5,0	5,2	1,1
2	Алмазы с полицентриче- ски растущими грани- ми	36,5	24	45,3	7,0	4,0	4,3
3	Алмазы, сложенные три- гональными пластин- ками	1,0	6,5	0,4	7,0	1,5	2,1
4	Алмазы, сложенные ди- тригональными пла- стинками	9,2	14,7	8,1	7,0	—	—
5	Алмазы с „заноистой“ штриховкой	27,8	13,4	19,3	41,0	7,2	45,1
6	Алмазы с округлосту- пенчатыми гранями .	4	19,6	4,1	2,0	13,0	5,6
7	Алмазы с блоковой скульптурой	7,2	18,0	6,6	17,0	10,9	38,1
8	Округлые алмазы . . .	—	—	—	4,0	2,6	1,5
9	Алмазы прочих типов	—	—	—	10,0	—	2,2

В трубке «Мир» резко преобладают алмазы с полицентрически растущими гранями (36,5%), алмазы с «заноистой» штриховкой (27,8%) и плоскогранные и гладкогранные октаэдры (15,7%). Алмазы этих трех морфологических типов в сумме составляют до 80% всех найденных здесь алмазов. Количество алмазов других типов незначительно, а округлые алмазы до сих пор не встречены.

В кимберлитовой трубке «Зарница» на первом месте по распространенности стоят алмазы с «заноистой» штриховкой (41%), на втором — алмазы с блоковой скульптурой (17%). Занимающие первое место в трубке «Мир» алмазы с полицентрически растущими гранями среди алмазов «Зарницы» составляют лишь 7%, гладкогранные и плоскогранные октаэдры 5%.

В соответствии с содержаниями находятся и средние веса алмазов различных морфологических типов в этих двух коренных месторождениях. Так, например, алмазы с полицентрически растущими гранями, наиболее распространенные и наиболее характерные для трубки «Мир», являются в ней и наиболее крупными (средний вес 24 мг). В то же время в кимберлитовой трубке «Зарница» средний вес таких алмазов всего 5 мг, т. е. они здесь в 5 раз меньше и в 5 раз реже встречаются, чем в трубке «Мир», а наиболее распространены здесь алмазы с «заноистой» штриховкой и с блоковой скульптурой, они же наиболее крупные.

Таким образом, разница в морфологии алмазов из различных кимберлитовых трубок является совершенно очевидной. Она проявляется еще более резко, если для алмазов каждого морфологического типа определить весовую (а не количественную по числу) долю, которые они состав-

ляют в общей массе алмазов данного коренного месторождения. Эти цифры (полученные умножением среднего веса алмазов данного типа на их процентное содержание, с последующим пересчетом на 100) показаны в 5 и 8-м столбцах табл. 25. Из этих данных видно, что среди алмазов трубки «Мир» 81,8% (по весу) составляют алмазы с полицентрически растущими гранями, алмазы с «занозистой» штриховкой и плоскогранные и гладкогранные октаэдры. На все остальные типы остается лишь 19%, причем ни один из них, взятый отдельно, не достигает содержания 10%.

В кимберлитовой трубке «Зарница» алмазы с «занозистой» штриховкой и алмазы с блоковой скульптурой в сумме по весу составляют 83% всей массы алмазов, заключенных в кимберлите этого месторождения.

Таким образом, основная масса алмазов того или иного коренного месторождения состоит из кристаллов весьма немногих морфологических типов, образованию которых, очевидно, благоприятствовала различная физико-химическая обстановка кристаллизации алмазов разных кимберлитовых трубок или более обширных участков (кимберлитовых полей).

Может возникнуть вопрос: насколько постоянен состав алмазов по морфологии и величине в пределах самого кимберлитового тела в различных его участках? Как известно из опыта изучения и разработки южноафриканских коренных месторождений, кимберлитовые трубки часто бывают сложно построенными, состоят из нескольких «столбов» кимберлита разного состава и структуры, в разной степени алмазоносного и содержащего различные по величине и форме алмазы. При геофизических работах на трубке «Зарница» также наметилась неоднородность состава кимберлита.

Для 6 опробованных шурфов, расположенных в различных частях трубки «Мир», выявилось полное сходство морфологического состава алмазов и близость их средних весов и содержания.

Таким образом, алмазы во всем кимберлитовом теле трубки «Мир» однородны по морфологии, близки по величине и распределены более или менее равномерно. Разумеется, этот единичный пока пример отнюдь не исключает возможности значительно более сложных случаев.

Изложенные выше данные показывают, что морфология вилуйских алмазов достаточно разнообразна. Естественно возникает вопрос: каковы же возможные причины наблюдаемого разнообразия формы кристаллов и деталей строения их граней? Почему в одном случае возникают правильные плоскогранные и остросереберные октаэдры алмаза, в другом случае — округлые ромбодекаэдры, в третьем — кристаллы переходного габитуса с «занозистой» штриховкой на «гранях ромбодекаэдра»?

Общезвестно, что форма реального кристалла обусловлена двумя группами факторов — особенностями внутреннего строения (тонкой структурой) и внешними условиями роста. Внутренняя структура определяет только основные черты морфологии кристалла. От нее, очевидно, в известной степени зависит также конкретная форма (геометрия) тех морфологических изменений кристалла, которые вызываются в нем внешними воздействиями. Появление же или непоявление этих морфологических изменений, степень их развития и т. п. зависят только от внешних факторов.

Количество таких внешних факторов, из которых многие могут действовать на растущий кристалл одновременно, достаточно велико. Так, например, В. А. Мокиевский (1955) указывает на следующие: 1) переохлаждение расплава; 2) температура кристаллизации; 3) давление; 4) концентрационные (конвенционные) потоки; 5) направление движения всей массы жидкости (расплава); 6) примеси к расплаву; 7) вязкость среды кристаллизации; 8) состояние растворенного вещества; 9) электрические и магнитные поля; 10) радиоактивные и другие лучи.

Уже из одного этого перечня видно, насколько сложен поставленный выше вопрос. Тем более сложен он для алмаза, условия образования которого в природе не поддаются прямому наблюдению, а синтез в лаборатории осуществлен только в самое последнее время. О причинах разнообразия морфологии алмаза до сих пор существуют лишь самые общие представления. Так, например, принято считать, что тонкослоистые и правильно образованные кристаллы алмаза возникают в процессе медленного роста, а кристаллы с грубой пластинчатой структурой — в условиях быстрой кристаллизации.

Недавно А. А. Кухаренко была предложена генетическая классификация природных форм алмаза, основанная на представлении о влиянии степени насыщенности системы на рост и растворение кристалла алмаза. С точки зрения этой классификации причиной возникновения выделенных нами алмазов с полицентрически растущими гранями можно считать быструю кристаллизацию их из сильно пересыщенных углеродом растворов, а плоскогранные и гладкогранные октаэдры рассматривать, как формы роста при меньшем пересыщении и т. д. Но при этом не объясняются более тонкие особенности морфологии. Попрежнему остается непонятным, почему в одном случае возникают алмазы с округлоступенчатыми гранями, а в другом — кристаллы с блоковой скульптурой и т. п.

Следует заметить, что выделенные нами морфологические типы алмазов не представляют собой чего-то специфического именно для алмазов Сибирской платформы. Они широко распространены и в других алмазоносных областях мира (см. А. Е. Ферсман, 1955; А. А. Кухаренко, 1955). Таким образом, эти морфологические типы не случайны, а общи всем месторождениям алмазов и несомненно обусловлены воздействием каких-то внешних факторов в процессе роста кристаллов.

Из числа этих внешних факторов нам хотелось бы указать на один, который до сих пор обращал на себя мало внимания исследователей. Имеется в виду возможное влияние на морфологию кристалла примесей в среде кристаллизации.

Влияние примесей на габитус кристалла известно давно, и литература по этому вопросу огромна, но она целиком посвящена описанию опытов с легко кристаллизруемыми солями. Существенный интерес представляют следующие установленные факты:

1. Примеси в растворе влияют не только на степень развития той или иной простой формы, но и на строение поверхностей граней. Отмечается возникновение «пластинок» на гранях, штриховка (Г. Бакли, 1954, стр. 251), образование матовых, несовершенных граней (В. А. Мокиевский, 1955).

2. Для заметного изменения габитуса кристалла в некоторых случаях достаточно ничтожного содержания примеси (Г. Бакли, 1954, В. А. Мокиевский, 1955).

Перечисленные факты указывают на то, что особенности формы кристаллов алмаза и строения их граней в некоторых случаях могут объясняться влиянием примесей на рост кристалла. Такими примесями могут быть второстепенные составные части среды кристаллизации, содержащиеся в ничтожном количестве (это не исключает влияния на облик кристаллов главных компонентов среды кристаллизации). Незначительные размеры алмазов в некоторых случаях могут, вероятно, явиться следствием их замедленного роста под влиянием большого количества примесей в растворе.

Имеются ли какие-либо фактические данные, позволяющие предполагать влияние примесей на морфологию вилуйских алмазов? Выше мы неоднократно подчеркивали резкую разницу в морфологии алмазов трубок «Мир» и «Зарница». Но различие между этими двумя коренными месторождениями не исчерпывается их разной морфологией и сред-

ними размерами заключенных в них алмазов. Существенно отличаются, например, количество и, отчасти, состав некоторых минералов тех и других кимберлитов.

Кимберлиты трубки «Зарница», как известно, изобилуют зернами магнетитового ильменита, встречающегося в колоссальном количестве. По сути дела, «Зарница» представляет собой крупное промышленное месторождение этого минерала. Весьма характерен для «Зарницы» также и магнетит, в частности, вторичный. В трубке «Мир» содержание ильменита во много раз ниже, чем в «Зарнице». Значительно меньше здесь и магнетита.

Не исключено также влияние содержания хрома, различного в кимберлитах и гранатах соответствующих трубок, однако более определенные данные еще отсутствуют.

Из сказанного выше видно, что разница в морфологии алмазов сопровождается и существенной разницей в минералогическом составе, т. е., в конечном счете, в химизме кимберлитов. Такое совпадение не случайно. Влияют ли на изменение морфологии алмазов перечисленные элементы непосредственно или, может быть, сопровождающие их примеси других, более редких в кимберлитах элементов — сейчас вопрос преждевременный. Но приведенные факты показывают, что влияние примесей на морфологию алмазов (в совокупности с другими факторами) не исключено. Этот вопрос заслуживает внимательного изучения и разработка его в дальнейшем, вероятно, позволит связать геохимические особенности кимберлитов с особенностями заключенных в них алмазов.

Необходимо подчеркнуть, что при проведении дальнейших исследований нельзя, конечно, укладывать все особенности вилюйских алмазов в грубую схему нашей морфологической классификации.

АЛМАЗЫ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Резко выраженное в коренных месторождениях преобладание алмазов немногих морфологических типов в россыпях естественно проявляется в более или менее ослабленном виде. Большинство районов россыпной алмазности расположено в таких участках долин, выше которых реки имеют еще достаточно обширный бассейн питания. Поскольку множественность коренных источников алмазов несомненна, при изучении россыпей относительно крупных рек исследуется смесь алмазов из различных коренных месторождений. Эта смесь дает для каждого района специфические «спектры» типов алмазов и может указывать на резкое преобладание алмазов из одного первоисточника, а также на существование некоторых региональных различий между коренными источниками алмазов в разных районах алмазодонной области Сибирской платформы.

Очевидно, что по мере сужения области питания и приближения к определенной узкой группе коренных месторождений, состав алмазов в россыпях может обедняться разновидностями, унифицироваться, становиться более однородным и однообразным.

В табл. 26 даны содержания алмазов (в %) различных морфологических типов в россыпях месторождений бассейна р. Вилюй. Рассмотрим несколько примеров.

Русловые россыпи у трубки «Мир» имеют алмазы, по количественным соотношениям отдельных морфологических типов весьма близкие к алмазам из кимберлитов трубки «Мир». Довольно резкое отклонение наблюдается только для алмазов с «занозистой» штриховкой и алмазов с округлоступенчатыми гранями. Такое сходство является вполне понятным, поскольку русловые россыпи этой речки формируются непосредственно за счет размыва трубки «Мир».

Алмазоносные районы и россыпи	Плоскогранные октаэдра	Кристаллы с поли- центрически рас- тущими гранями	Кристаллы сло- женные тригона- льными слоями роста	Кристаллы сло- женные дитригона- льными слоями роста	Кристаллы с «зано- зистой» штрихов- кой	Кристаллы с округ- лоступенчатыми гранями	Кристаллы с бло- ковой скульптурой	Округлые кри- сталлы	Кристаллы кубиче- ского габитуса
Русловая россыпь у трубки «Мир» . . .	17,4	35,1	0,6	8,9	17,6	15,5	2,4	—	2,0
Древние галечники у трубки «Мир» . . .	7,7	33,1	—	11,2	35,6	1,0	5,4	—	4,8
Россыпь в среднем те- чении р. Малая Бату- обия	9,7	31,1	—	12,7	33,6	—	6,8	—	4,9
Россыпь в нижнем тече- нии р. Малая Бату- обия	7,3	29,5	—	11,8	37,6	1,0	8,7	—	2,6
Среднее течение р. Ви- люй	19,5	23,9	1,6	15,8	14,0	8,5	6,7	4,8	6,2
Среднее течение р. Мар- ха	6,0	4,2	6,1	20,3	30,7	5,1	16,2	5,2	6,5
Россыпи бассейна р. Тюнг	2,3	8,6	4,5	5,6	6,1	7,4	11,9	53,6	—

Древние галечники у трубки «Мир» по морфологическим признакам алмазов также чрезвычайно близки как к самому месторождению «Мир», так и к расположенным на некотором удалении от него россыпям среднего и нижнего течения р. Малая Батуобия.

Замечено лишь некоторое уменьшение количества плоскогранных и гладкогранных октаэдров и алмазов с полицентрически растущими гранями, за счет увеличения количества алмазов с «занозистой» штриховкой. Это последнее обстоятельство объясняется, вероятно, тем, что алмазы двух первых указанных типов (в особенности второго из них) благодаря своей форме значительно более хрупки, чем алмазы с «занозистой» штриховкой и обычно переходного и ромбододекаэдрического габитусов. Эти алмазы значительно быстрее переходят в категорию бесформенных обломков, не учитываемых при таких подсчетах. Таким образом, мы имеем пример группы россыпей, расположенных относительно близко к единому коренному источнику алмазов.

Россыпи среднего течения р. Вилюй (от пос. Сюльдюкар до пос. Рыбачий) по морфологии содержащихся в них алмазов также весьма близки к трубке «Мир» и только что упомянутым россыпям, поскольку основная масса алмазов поступает в них именно отсюда. Но заметно сказывается также и влияние иных по составу коренных источников алмазов, расположенных в бассейне р. Вилюй выше устья р. Малой Батуобии. Так, например, в небольшом, но заметном количестве здесь появляются округлые алмазы, которые совершенно отсутствуют в трубке «мир».

Россыпи среднего течения р. Марха характеризуются преобладанием алмазов трех морфологических типов: с «занозистой» штриховкой, сложенных дитригональными слоями роста и с блоковой скульптурой. Количество алмазов двух последних типов здесь вдвое больше, чем в трубке «Мир». Количество алмазов с полицентрически растущими гранями примерно в 10 раз меньше, их средний вес втрое меньше. В то же время по морфологии алмазов россыпи среднего течения р. Марха суще-

ственно отличаются от россыпных и коренных месторождений верховьев р. Марха значительным количеством алмазов, сложенных дитригональными слоями роста. Таких алмазов здесь втрое больше, чем, например, в кимберлитовой трубке «Зарница». Все перечисленные факты в совокупности с данными о распределении алмазов по величине дают твердую уверенность в существовании самостоятельных коренных источников алмазов среднего течения р. Мархи.

Россыпи бассейна р. Тюнг стоят совершенно особняком с точки зрения морфологии алмазов. Резкое преобладание округлых алмазов, количество которых здесь по весу в 10—20 раз больше, чем в других районах, заставляет предполагать существование здесь собственных коренных источников, вероятно, отличающихся от известных нам сейчас кимберлитовых трубок Сибирской платформы. Поиски этих коренных источников, помимо практического значения, представляют громадный научный интерес, так как их открытие позволит установить подлинную природу округлых алмазов, до сих пор еще не ясную, несмотря на колоссальное количество времени и труда, потраченного на определение их генезиса.

Сравнительное изучение морфологии алмазов из россыпных и коренных месторождений имеет существенное практическое значение при определении направления поисковых работ, так как дает возможность предполагать существование еще не открытых коренных месторождений на основании изучения алмазов россыпей.



V. РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ БАСЕЙНА р. ВИЛЮЙ

В настоящее время можно считать доказанным, что алмазоносность бассейна р. Вилюй обусловлена наличием здесь коренных алмазных месторождений — кимберлитовых трубок. При своем разрушении коренные месторождения алмазов дают материал для образования алмазоносных россыпей: элювиальных, делювиальных и аллювиальных.

При почти повсеместной зараженности алмазами рыхлых образований бассейна р. Вилюй россыпи с значительными концентрациями алмазов встречаются относительно редко, а богатые алмазоносные россыпи — очень редко. Первые алмазоносные россыпи в бассейне р. Вилюй были открыты в 1949 г.

В возрастном отношении среди алмазоносных россыпей бассейна р. Вилюй выделяются дочетвертичные и четвертичные россыпи.

ДОЧЕТВЕРТИЧНЫЕ АЛМАЗОНОСНЫЕ РОССЫПИ

К дочетвертичным россыпям в Вилюйском алмазоносном бассейне относятся своеобразные глинистые и песчано-гравийные алмазоносные отложения, обнаруженные в бассейне р. Малая Батуобия, вблизи трубки «Мир».

Характерной особенностью этих отложений является однообразный состав обломочного материала, представленного галькой и гравием кварца, кварцита, кремней и других устойчивых по отношению к выветриванию пород с небольшой примесью сильно разрушенной гальки каолинизированных пород. В основании алмазоносных отложений залегают плотные и тяжелые глины серой, голубовато-серой, желтой, малиновой и пестрой окрасок. Эти отложения выявлены пока на очень незначительной площади (150×300 м), приуроченной к закарстованной поверхности подстилающих их карбонатных пород. Мощность отложений весьма непостоянна и колеблется в пределах от 1 до 45 м. При предварительном опробовании установлено, что глинистые и песчано-гравийные отложения содержат большое количество пиропов и алмазов.

Генезис алмазоносных отложений пока не совсем ясен. Они, повидимому, образовались за счет размыва и переотложения продуктов химического выветривания окружающих пермских и юрских отложений, траппов и кимберлитов в условиях слабо расчлененного рельефа.

Алмазоносность отложений связана, очевидно, с близлежащей кимберлитовой трубкой «Мир». Не исключено также, что обогащение алмазами происходит и за счет других, еще не обнаруженных трубок.

Таким образом, несмотря на отсутствие видимой связи описываемых отложений с террасовыми и русловыми образованиями рр. Малая Батуобия и Ирэлээх, можно с уверенностью говорить о промежуточных кол-

лекторах алмазов в Мало-Батуобинском районе, являющихся связующим звеном между коренными месторождениями и четвертичными аллювиальными россыпями.

Возраст этих отложений условно принимается как дочетвертичный, по всей вероятности третичный, исходя пока лишь из самых общих соображений и аналогии с другими районами Сибирской платформы, для которых отмечалось присутствие каолиновой коры выветривания на породах верхнего мела. Более древний возраст этих отложений в данном районе исключается, так как в терригенных образованиях пермского и юрского возраста, развитых в непосредственной от них близости, алмазов и его парагенетических спутников не обнаружено.

В настоящий момент не представляется возможным сказать что-либо определенное о промежуточных коллекторах алмазов в других районах Вилуйского алмазоносного бассейна. Уместно, однако, отметить, что в бассейнах рр. Марха и Тюнг имеются участки песчано-галечных отложений, в которых при шлиховом опробовании обнаружены спутники алмазов — пироп, хромдиопсид и магнезиальный ильменит, что позволяет расценивать эти отложения как весьма вероятные промежуточные коллекторы алмазов. Участки гравийно-галечных отложений, обогащенные парагенетическими спутниками и содержащие алмазы, приурочены к площадям распространения пород эйкской свиты и так называемых «водораздельных галечников», широко развитых на междуречье рр. Марха и Тюнг.

В настоящее время имеются новые данные, свидетельствующие о существовании более древних промежуточных коллекторов алмазов, чем те, о которых упоминалось выше. Так, работниками НИИГА в верховьях р. Марха были обнаружены конгломераты предположительно пермского возраста, в которых найдены алмаз и пироп.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ АЛМАЗОНОСНЫЕ РОССЫПИ

Среди четвертичных россыпей по генезису выделяются элювиальные, делювиальные, аллювиальные россыпи и россыпи коротких, слабо врезаемых логов.

1. Элювиальные россыпи территориально связаны с алмазоносными кимберлитами и представляют собой продукты разрушения последних. Размеры элювиальных алмазоносных россыпей определяются размерами кимберлитовых трубок и варьируют в пределах от 40 до 560 м в диаметре. Форма россыпей в плане повторяет форму кимберлитовых трубок.

Мощность элювиальных отложений даже в пределах одной трубки непостоянна и колеблется от 1 до 4 м и более. В самой верхней части разреза элювиальные отложения представлены глиноподобной массой желтовато- и зеленовато-серого цвета, которая с глубиной обогащается дресвой, мелкой щебенкой и обломками кимберлита; последние в нижней части разреза преобладают.

2. Делювиальные россыпи специально пока не изучались и данные о них весьма скудны.

Территориально россыпи этого типа связаны с элювиальными россыпями и представляют собой их делювиальные шлейфы на склонах долин водотоков, размывавших или размывающих коренные месторождения алмазов. Представлены они обычно глинистыми или песчано-суглинистыми образованиями, содержащими то или иное количество щебенчатого материала местных коренных, преимущественно карбонатных пород нижнего палеозоя.

В непосредственной близости к кимберлитовым трубкам найден кимберлитовый материал, разрушенный до гравийно-песчаных и мелкоземистых фракций.

Как показало шливовое опробование, в составе делювиальных россыпей существенную роль играют парагенетические спутники алмазов — пироп, магнезиальный ильменит и хромдиопсид; вблизи некоторых трубок встречен алмаз (трубки «Зарница», «Удачная» и др.).

Делювиальные россыпи констатированы вблизи всех кимберлитовых трубок, но их промышленная ценность еще не выяснена. Эти россыпи могут быть надежным поисковым признаком на коренные месторождения алмазов в районах, где современный размыв кимберлитов отсутствует.

3. Россыпи коротких слабо врезанных логов пока мало изучены, близки к делювиальным россыпям. Они встречаются в бассейне р. Малая Батуобия и в бассейне рр. Накын, Мюмилема, Тюнг и Чемидикон. Рыхлые отложения, слагающие тальвег лога, размывающего трубку «Мир», представлены торфяно-растительным и супесчано-суглинистым слоем, под которым залегают песчано-гравийные отложения и щебенчато-глыбовый материал нижнепалеозойских карбонатных пород. Ниже трубки «Мир» в песчано-гравийном материале в большом количестве присутствуют пироп и ильменит, здесь же визуально обнаружены алмазы. Там, где в тальвеге лога проходит заболоченное русло существовавшего некогда водотока, этот материал несколько перебит и является переходным от делювия к аллювию.

4. Аллювиальные россыпи имеют широкое распространение в бассейне р. Вилуй и его притоков. Среди них выделяются террасовые и долинные россыпи (рис. 192).

Террасовые россыпи приурочены к аллювиальным галечным накоплениям 1-й, 2-й, 3-й, 4-й и 5-й надпойменных террас.

Алмазы в террасовых отложениях обнаружены по всем основным рекам района, где развиты долинные алмазоносные россыпи, но всюду, за небольшим исключением, имеют незначительные концентрации.

Разведочными работами по рр. Вилуй и Марха установлено закономерное уменьшение концентраций алмазов от нижних террас к верхним. Наиболее обогащенными являются россыпи 1-й и 2-й надпойменных террас, но и они не представляют большой ценности ввиду низкого содержания алмазов, особенно при пересчете на горную массу.

Террасовые россыпи в Мало-Батуобинском районе изучены пока слабо. Однако уже сейчас ясно, что, как и в русловых отложениях, содержание алмазов в отложениях 1-й террасы здесь местами во много раз превышает таковое по рр. Марха и Вилуй.

Долинные россыпи делятся на:

- а) пойменные россыпи;
- б) россыпи береговых отмелей, береговых валов и бечевников;
- в) шлейфовые россыпи размытых террасовых останцов;
- г) россыпи намывных островов, кос и отмелей;
- д) собственно русловые россыпи.

Все перечисленные типы долинных россыпей связаны между собой взаимными переходами, поэтому деление их условно.

Пойменные россыпи (высокая пойма) широко развиты в долине р. Малая Батуобия. В нижнем течении реки они прослеживаются вдоль выпуклой стороны излучин и возвышаются над уровнем меженных вод на 2—4 м. Длина их колеблется от 400 до 1000 м, ширина от 30 до 100 м. В среднем течении р. Вилуй пойменные россыпи встречаются только ниже пос. Крестьян и у пос. Рыбачий. Высота поймы достигает здесь 6 м, максимальная ширина не превышает 500 м, мощность галечников равна 2—3 м.

В плане пойменные россыпи часто имеют серповидную или дугообразную форму и окаймляют выпуклую сторону излучин реки. Содержание алмазов в них обычно несколько ниже, чем в собственно русловых россыпях намывных островов, кос и отмелей, а также в россыпях береговых отмелей, береговых валов и бечевников.

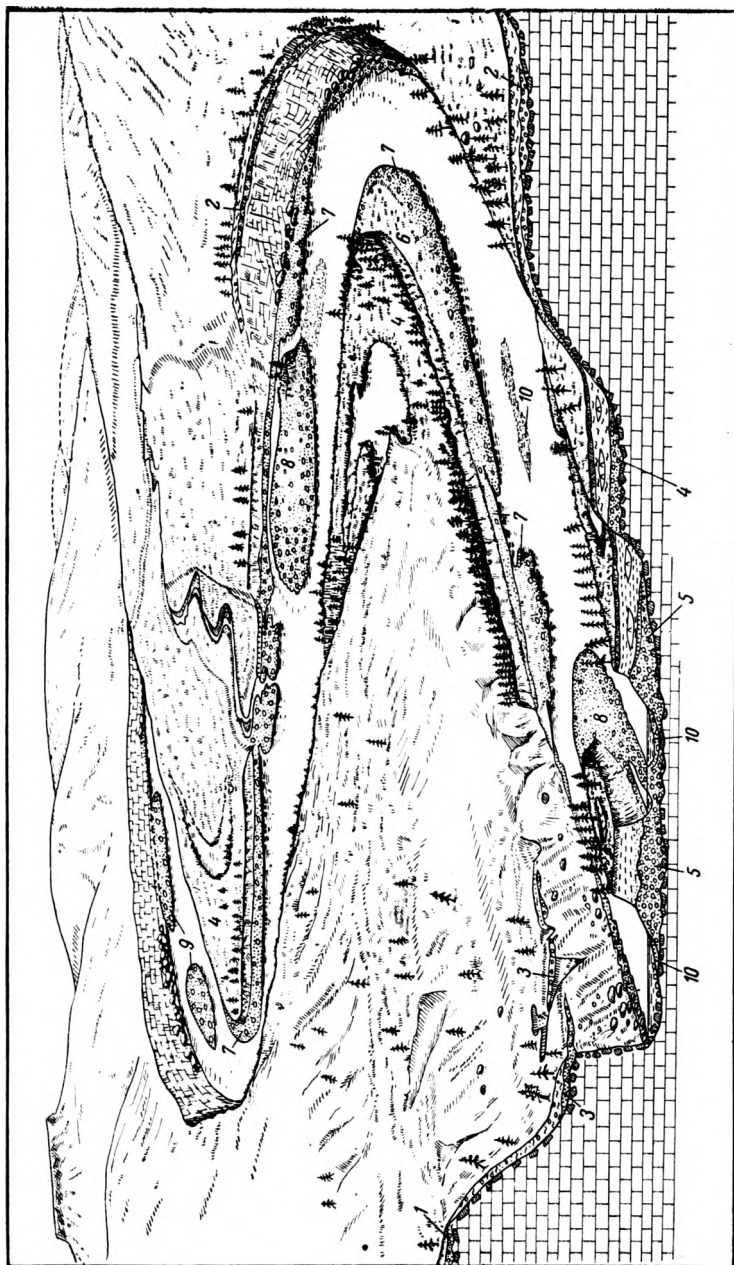


Рис. 192. Геоморфологическая схема долины р. Марха в районе россыпи "Верхние острова"

Террасовые россыпи: 1-5-й террасы; 6-й террасы; 7-1-й террасы. Долинные россыпи: 6- пойменные; 7- береговых отмелей, береговых валов, бечевников; 8- шлейфовые развитых террасовых останцов; 9- намывных кос, островов, отмелей; 10- собственно русловые

Россыпи береговых отмелей, береговых валов и бечевников.

Россыпи береговых отмелей — самые распространенные среди долинных россыпей. Они представляют собой галечные поля, окаймляющие выпуклые стороны излучин рек. Размеры их различны и зависят от крутизны и длины излучин. На р. Вилуя длина их колеблется от 2 до 13 км, на р. Марха — от 2 до 6 км, на р. Малая Батуобия — от 10 до 50 м, редко больше. Мощность галечников колеблется обычно от 1 до 3—4 м. По содержанию алмазов они близки к россыпям намывных островов, кос и отмелей и собственно русловым россыпям.

Для россыпей береговых валов и бечевников характерны незначительная ширина, крутой поперечный профиль поверхности, переходящей в

склон террасы, и увеличение мощности галечников от русла к террасе; в составе галечников имеется значительное количество крупнообломочного материала. По содержанию алмазов эти россыпи значительно беднее россыпей береговых отмелей.

Шлейфовые россыпи размытых террасовых останцов представляют собой размытые до галечного слоя останцы 1-й надпойменной террасы. Наиболее широко они развиты на р. Марха, которая образует очень большое количество излучин и создает благоприятные условия для отчленения участков первой надпойменной террасы.

Шлейфовые россыпи в плане представляют собой галечные поля копьевидной формы, острием направленные вверх по течению реки и причлененные к головной части останца 1-й надпойменной террасы. Длина этого типа россыпей не превышает 1200 м, ширина колеблется от 100 до 500 м. Мощность галечных отложений в продольном профиле россыпи возрастает в направлении от головной к хвостовой части. В поперечном профиле мощность галечников уменьшается в сторону фарватера и протоки. Алмазы в россыпях распределены неравномерно. Обогащенные участки приурочены к головной части галечного шлейфа, где имеет место наибольший перепад галечного материала.

Россыпи намывных островов, кос и отмелей широко развиты по всему Вилуйскому алмазоносному бассейну. Они отличаются от предыдущих тем, что нацело или почти нацело сложены намывным материалом. В поперечном профиле галечники этих россыпей резко выклиниваются в сторону берега и постепенно в сторону русла. В продольном профиле отмечается постепенное выклинивание галечников к головной и хвостовой частям россыпи. В плане форма россыпей овальная и языкообразная, вытянутая вдоль потока. Косы, отмели и острова имеют хорошо выраженную головную и хвостовую части, ясно обозначенную гривку и отделяющую их от берега ложбину. В межень эта ложбина пересыхает и лишь в ее хвостовой и головной частях остаются заливы и небольшие озерки. Мощность галечников увеличивается от головной части россыпи, достигая здесь 3—5 м и более. В аллювии данных россыпей содержится значительное количество валунного и крупногалечного материала. Размеры россыпей весьма разнообразны: от нескольких сот метров до нескольких километров в длину и от 50 до 350 м в ширину. По содержанию алмазов россыпи данного типа близки к собственно русловым россыпям, с которыми они связаны тесными переходами.

Собственно русловые россыпи отличаются своей подвижностью и небольшими мощностями галечников, редко превышающими 1—1,5 м. Они представляют собой подводные движущиеся галечные поля, состоящие из аллювия, принесенного с вышележащих участков реки. Незначительная мощность галечников в них компенсируется более высоким содержанием алмазов. Собственно русловые россыпи при сравнительно небольшой ширине (не более 200 м) протягиваются по реке на многие километры и десятки километров, переходя постепенно в россыпи других типов. Значительная протяженность русловых россыпей позволяет в случае их промышленной ценности применить дражный способ отработки.

Характер отложений аллювиальных россыпей различных рек Вилуйского алмазоносного бассейна зависит в основном от состава размываемых рекой пород. В галечном материале встречается как галька местных пород, так и «экзотическая» галька, вымытая из кластических толщ перми и юры. Из местных пород главную роль играют траппы и карбонатные породы нижнего палеозоя; меньшее значение имеют конгломераты и песчаники юрского и пермского возраста. «Экзотический» материал представлен галькой и валунами кварцита, кварца, разнообразных порфиринов, фельзитов и кислых эффузивов, реже встречаются гранитоиды, кристаллические сланцы и другие породы.

Обломки кимберлитов в составе валунно-галечного и щебенчатого материала аллювиальных россыпей не встречены. В виде отдельных небольших обломков они отмечены лишь в тальвеге лога, размывающего кимберлиты трубки «Мир» и по притокам р. Даалдын, в непосредственной близости от кимберлитовых трубок.

Ореол рассеяния обломков местных пород не превышает нескольких десятков километров, галька экзотических пород встречается в аллювии на расстоянии 100—200 км и более от места поступления их в русло.

Размеры обломочного материала в россыпях варьируют в широких пределах: от 1 до 12 см (обычные гальки диаметром 2—5 см); встречаются валуны и глыбы до 0,5 м в поперечнике. Среди крупных валунов и глыб преобладают траппы и кварциты. Крупность обломочного материала местных пород резко уменьшается по мере удаления их от места поступления в русло реки. Большинство галек имеют округлую или эллипсоидальную форму, плоская галька встречается редко и характерна для пород нижнего палеозоя.

Минералогический состав тяжелой фракции шлихов всех аллювиальных алмазоносных россыпей весьма однообразен. Характерно постоянное присутствие пироксена, ильменита, магнетита (титаномагнетита), граната, циркона, лимонита. Количественное соотношение минералов (главным образом пироксена и ильменита) в россыпях различно и зависит от характера размываемых рекой пород. В большинстве россыпей резко преобладает пироксен, что связано с широким развитием траппов. Ильменит, циркон, хромит, алмадин и другие минералы из терригенных образований перми и нижней юры обычно присутствуют в подчиненном количестве.

Для наиболее богатых россыпей характерно постоянное присутствие парагенетических спутников алмаза: пироба, магнезиального ильменита, хромдиоксида и перовскита. В россыпях рр. Вилюй, Марха и Тюнг пироб и другие парагенетические спутники алмазов известны в единичных знаках. В россыпях бассейна рр. М. Батуобия и Даалдын пироб и магнезиальный ильменит встречаются в значительном количестве. Наличие в отложениях большого количества парагенетических спутников алмаза является надежным поисковым критерием для выявления богатых россыпных и коренных месторождений алмаза.

Из других полезных ископаемых, помимо алмаза, в россыпях присутствуют золото, платина, осмистый иридий и ильменит. Благородные металлы встречаются обычно в единичных знаках в виде мельчайших пластинок. Ильменит присутствует в шлихах в значительном количестве, но содержание его обычно не превышает $0,7 \text{ кг/м}^3$. Однако следует учесть возможность попутной добычи ильменита как в россыпях, так и в коренных месторождениях за счет переработки концентратов, обогащенных тяжелой фракцией.

Содержание алмазов в долинных россыпях выше, чем в террасовых. Для последних подмечено уменьшение содержания алмазов от более молодых террас к более древним. Отмечено также, что содержание алмазов в долинных россыпях повышается там, где террасовые россыпи более богаты алмазами.

Наиболее богатые алмазоносные россыпи расположены в непосредственной близости к коренным месторождениям или богатым промежуточным коллекторам. Вниз по течению реки от источника алмазов содержание их сравнительно быстро падает, и богатые россыпи переходят в убогие. Уменьшение содержания алмазов сопровождается уменьшением среднего веса кристаллов и ухудшением степени их сохранности.



VI. МЕТОДИКА ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА АЛМАЗЫ

Наиболее надежными парагенетическими спутниками алмаза в коренных месторождениях (кимберлитовых трубках) являются пироп, пикроильменит и хромдиопсид. При разрушении кимберлитов эти минералы совместно с алмазами поступают в элювиальные и делювиальные образования и затем, попадая в сферу деятельности речной системы, уносятся от коренного источника. Обладая разной степенью сопротивления износу, алмаз и его парагенетические спутники разносятся на различные расстояния. По степени устойчивости при переносе они располагаются в следующей последовательности: алмаз, пикроильменит, пироп, хромдиопсид.

Указанные парагенетические спутники, как и алмаз, относятся к минералам тяжелой фракции и в рыхлых отложениях концентрируются примерно в сходных условиях, поэтому эти минералы-спутники являются надежным поисковым признаком на алмаз.

В результате наблюдений установлена связь между содержанием алмазов и минералов-спутников в россыпях.

Алмаз является редким минералом и присутствует в рыхлых отложениях в малых количествах. Диагностика его часто затруднительна и требует облучения рентгеновскими лучами. Минералы-спутники количественно резко преобладают над алмазом и имеют свои характерные признаки, по которым легко определяются непосредственно в поле.

Если раньше, до выявления на Сибирской платформе парагенетических спутников алмаза, для установления алмазов в россыпях требовалась обработка многих десятков кубометров песков, то теперь нахождение в лотковых пробах минералов-спутников позволяет предполагать наличие в опробуемых отложениях и самих алмазов. По возрастающей концентрации в лотковых пробах пироба, пикроильменита и хромдиопсида можно методом шлиховой съемки находить богатые алмазоносные россыпи и коренные месторождения алмазов.

Из минералов-спутников самым эффективным при поисках является пироп, легче всего диагностируемый в поле.

Пироп в рыхлых отложениях встречается обычно в виде остроугольных обломков с раковистым изломом, реже в округлых зернах с корродированной поверхностью. Окраска — разнообразных тонов красного, лилового и оранжевого цветов. Размер зерен от самых мельчайших до 4—5 мм в поперечнике, редко более. Пироп визуально легче всего определяется в зернистом материале класса — 2+1 мм.

Диагностика перечисленных разностей пироба по цвету в полевых условиях проста. Несколько сложнее определять розовые или совсем светлые пиробы, которые легко в поле спутать с альмандином. В этом случае необходимы лабораторные исследования с целью определения характерных для пиробового ряда оптических и физических свойств. В первую очередь необходимо уточнить показатель преломления, который для пиробов должен быть меньше, чем 1,767. Имея набор иммерсионных жидкостей, мож-

но определять в поле и светлые пиропы. Следует отметить, что розовые и светлые пиропы встречаются сравнительно редко, и при поисках обычно приходится иметь дело с темноокрашенными пиропами, легко определяемыми в поле визуально.

Желательно также провести экспериментальные работы для выявления возможности отделения пироба от альмандина с помощью магнитной сепарации, так как магнитная восприимчивость граната возрастает пропорционально содержанию железа. Построение простейшего магнитного прибора, которым можно было бы пользоваться в полевых условиях, значительно облегчило бы диагностику пироба.

Пикроильменит является магнезиальной разновидностью ильменита, характерной для кимберлитовых трубок. По ряду свойств он отличается от ильменита из траппов, наиболее часто встречающегося в рыхлых отложениях района. В полевых условиях пикроильменит диагностируется труднее, чем пироп. Пикроильменит обладает смоляно-черным цветом и металлическим блеском, имеет шероховатую, корродированную поверхность, иногда отмечается обрастание зерен ильменита мельчайшими кристалликами перовскита. Размер зерен от долей миллиметра до 1 см и более. Форма мелких зерен обычно угловатая, крупных — округлая.

В отличие от траппового ильменита пикроильменит обладает магнитными свойствами — большая часть его зерен притягивается обычным магнитом. В то же время он легко отличается по внешнему облику от магнетита, который обычно представлен тусклыми с матовой поверхностью зернами. В тонких осколках пикроильменит просвечивает и плеохроирует под микроскопом. В лабораторных условиях легко определяется по химическому составу и в первую очередь по значительному содержанию MgO (от 10 до 17%).

Хромдиопсид в полевых условиях легко фиксируется по изумрудно-зеленой окраске; зерна, сильно затронутые разрушением, имеют бледно-зеленый или серовато-зеленый цвет. Форма зерен неправильная, размеры их от долей миллиметра до 1—2 мм, иногда достигают 4—5 мм и более. В лаборатории хромдиопсид легко определяется химическими и спектральными анализами, а также под микроскопом по своим оптическим свойствам.

При разрушении коренных месторождений алмаз, начиная свое движение от кимберлитовой трубки совместно с минералами-спутниками, постепенно теряет их в пути. Первым исчезает наименее устойчивый хромдиопсид, самые крупные зерна которого в условиях переноса их водным потоком истираются до полного исчезновения на первых десятках километров.

Пироп является также хрупким минералом и, попадая в речную систему, легко дробится, превращаясь постепенно в более мелкие осколки и исчезая вслед за хромдиопсидом; его редко можно встретить на расстоянии более 150—200 км от коренного источника.

Пикроильменит выдерживает более дальнюю транспортировку, но на пути обычно смешивается с трапповым ильменитом и на значительных расстояниях от коренного источника в мелких зернах трудно определить в поле.

Алмаз является наиболее транспортабельным минералом, способным перемещаться от коренного месторождения на многие сотни километров. На своем пути, теряя парагенетических спутников, алмаз приобретает новые минералы-спутники, уже не связанные с кимберлитовыми породами. При переносе алмаз рассеивается в массе аллювиальных отложений и в условиях Вилюйского бассейна на значительном расстоянии от коренного источника промышленных россыпей обычно не образует.

При поисковых работах на алмазы в условиях Сибирской платформы можно исходить из следующих положений, установленных для Вилюйского бассейна.

1. Наибольшим распространением пользуются долинные россыпи. При почти повсеместной зараженности алмазами рыхлых отложений, россыпи с более или менее высокими содержаниями алмазов редки, а богатые алмазоносные россыпи встречаются очень редко.

2. Террасовые россыпи по содержанию алмазов, как правило, значительно беднее долинных россыпей. Сказанное особенно относится к россыпям, приуроченным к долинам крупных рек.

3. Богатые алмазоносные россыпи образуются, как правило, на незначительных расстояниях от коренных источников. По мере удаления от них содержание алмазов в аллювиальных отложениях сравнительно быстро падает.

4. Кимберлитовые трубки в подавляющем большинстве располагаются на междуречных пространствах и если размываются, то, как правило, мелкими боковыми притоками. Наличие кимберлитовых трубок в долинах крупных водотоков не исключается, но до настоящего времени они там не встречены.

Подготовка к поисковым работам на алмазы начинается с ознакомления с данными шлихового опробования и выборочного контрольного просмотра шлихов, собранных на данной территории при проведении государственной съемки масштаба 1 : 1 000 000. При контрольном просмотре в шлихах определяется наличие парагенетических спутников алмаза и в первую очередь пиропы и пикроильменита.

Если в данном районе проводилась площадная геологическая съемка масштаба 1 : 200 000, то шлихи, собранные при этой съемке, также должны быть просмотрены на содержание парагенетических спутников алмаза. Наличие их в шлихах дает основание для постановки геолого-поисковых работ на алмазы.

В случае, если шлихи не сохранились или контрольный просмотр их не устанавливает наличия пиропы и пикроильменита (при этом нужно учитывать, что пиропы могли быть смыты в поле при отборе шлихов), районы для постановки геологических исследований на алмазы выделяются на основании общих геологических предпосылок. Существенное значение при этом имеют геологическое строение района, тектоника, стратиграфия, характеристика магнитного и гравитационного полей и т. п.

Вопрос о благоприятных геологических предпосылках требует всестороннего обсуждения и может быть решен лишь после детального изучения самих кимберлитовых трубок и всего разреза на глубину. Однако уже в настоящий момент следует учесть, что оба района распространения кимберлитов занимают определенное геологическое положение на окраине Тунгусской синеклизы и расположены за пределами области максимального распространения трапповых интрузий. При этом кимберлитовые трубки прорывают только нижний палеозой, в местах его относительно приподнятого залегания. Намечается некоторая связь кимберлитовых трубок с разломами в Даалдынском и, возможно, в Мало-Батуобинском районах.

Геолого-поисковые работы на алмазы в новых районах начинаются с маршрутных геолого-геоморфологических исследований с детальным шлиховым опробованием. При шлиховом опробовании (шлиховой съемке) особый упор делается на выявление парагенетических спутников алмазов.

Маршрутные исследования при поисках на алмазы начинаются с долин крупных рек, но основное внимание уделяется боковым притокам, как возможным путям сноса алмазов и их парагенетических спутников.

Густота сети шлихового опробования определяется масштабом исследований. Обычно в новом районе маршрутные исследования проводятся в масштабе 1 : 200 000. Если в шлихах появляются пиропы и другие спутники алмазов, маршрутные исследования ведутся более детально (до масштаба 1 : 50 000). При сгущении сети шлихового опробования устанавливаются границы распространения отложений, зараженных пиропами (или

другими парагенетическими спутниками), и выясняются пути их сноса.

Важным моментом при шлиховом опробовании является количественный учет в лотковых пробах пиропса (или хромдиопсида).

Объем лотковой пробы обычно принимается в 20 л. Исходный материал лотковой пробы рассеивается под струей воды на ситах с отверстиями в 2 мм и 1 мм. Во избежание потери материала крупностью в 1 мм просев пробы производится над тазом. Из материала крупностью в —1 мм в лотке отмывается серый шлик. При отмывке шлика необходимо следить за тем, чтобы не смыть гранат.

Из зернистого материала крупностью —2 + 1 мм отбирается проба объемом в 0,5—1 л, в которой путем грубого подсчета определяется количество зерен пиропса (или хромдиопсида). Весь остальной зернистый материал крупностью —2+1 мм высушивается, упаковывается и отправляется на рентгенопросмотр. Материал класса +2 мм используется для изучения вещественного состава опробуемых отложений.

В результате указанного специализированного шлихового опробования выявляются площади распространения парагенетических спутников алмаза и оконтуриваются участки с повышенным их содержанием.

На участках с повышенной концентрацией парагенетических спутников проводится мелкообъемное опробование, с помощью которого устанавливают наличие алмазов и выясняют примерное их содержание на участках. На каждом обогащенном парагенетическими спутниками участке, в зависимости от его размеров и степени обогащения, берется от 2 до 5 проб. Объем мелкообъемной пробы составляет 1 м³ исходных песков. Проба рассеивается под струей воды на ручном подвесном грохоте с двумя ситами с отверстиями 2 мм и 1 мм. Материал крупностью —2 + 1 мм, как наиболее продуктивный в отношении количества алмазов, высушивается, упаковывается и отправляется на рентгенопросмотр на ближайшую обоганительную установку.

Геолого-поисковые партии должны оснащаться портативными легкими однокамерными отсадочными машинами, удобными для выючного транспортирования. При наличии этих машин материал класса —2+1 мм будет обрабатываться на месте взятия мелкообъемной пробы. При этом на рентгенопросмотр отправляется только концентрат отсадки. При наличии отсадочных машин появляется возможность использовать при обработке мелкообъемных проб не только класс —2 + 1 мм, но и класс —4 + 2 мм, что значительно повысит надежность результатов мелкообъемного опробования на алмазы.

Указанная методика шлихового опробования позволяет уже по полевым материалам выделять районы, перспективные для детальных поисков алмазов, и открывать богатые алмазоносные россыпи и коренные месторождения алмазов.

Следует учитывать, что не все коренные месторождения алмазов должны обязательно содержать значительное количество пиропса, который легко определяется в поле. Такие спутники, как пикроильменит в поле определять трудно; поэтому окончательные выводы по результатам шлихового опробования следует производить только после камеральной обработки собранных материалов.



VII. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

Наряду с геологическими исследованиями в Вилуйском алмазоносном бассейне производились геофизические работы с целью разработки новых геофизических методов поисков коренных месторождений алмазов. Большую роль при этой разработке сыграли опытно-производственные геофизические исследования на кимберлитовой трубке «Зарница». Была установлена высокая эффективность применения магнитно-разведочного метода, обусловленная различной магнитной восприимчивостью кимберлитов и вмещающих осадочных пород.

Если магнитная восприимчивость кимберлита (трубка «Зарница») характеризуется величинами порядка $2533 \cdot 10^{-6}$ — $1040 \cdot 10^{-6}$ единиц CGS, то для вмещающих пород она практически равна нулю. К этому следует добавить чрезвычайно простую и спокойную геологическую обстановку, характеризующуюся развитием монотонных толщ карбонатных пород, залегающих горизонтально.

Таким образом, весьма благоприятные физические факторы и геологическая обстановка способствовали высокой эффективности выполненных геофизических работ, в результате которых было обнаружено тринадцать новых кимберлитовых тел.

Как правило, для выполнения наземной геофизической съемки выделялись участки, предварительно оконтуренные геологическими работами (методом шлиховой съемки на пироп). На таких локализованных площадях методом магнитометрии удавалось в Даалдынском районе сравнительно быстро обнаруживать кимберлитовые трубки.

Магнитная съемка проводилась магнитными вариометрами М-2 (приборы, измеряющие вертикальную составляющую магнитного поля), чувствительность которых настраивалась на 25—30 γ на одно деление.

Общая поисковая съемка проведена по сети 250×50 м. Аномалии трубочного типа подвергались детальному обследованию. Так, крупные кимберлитовые тела изучались по сетке 25×20 м, мелкие — по сетке 10×10 м и даже 10×5 м. Как общие, так и детальные съемки проведены на базе опорной сети. Точность наблюдений определялась квадратичной ошибкой в $\pm 15 \gamma$.

Кимберлитовые тела четко выделяются в виде положительных аномалий на фоне спокойного магнитного поля, создаваемого мощной толщей осадочных пород ордовика. Следует отметить, что интенсивность напряжения аномального магнитного поля, создаваемого кимберлитами, для различных трубок неодинакова. Максимальные напряжения наблюдались для трубок Даалдынского района — «Зарница», «Малютка» и др., достигая в отдельных локализованных участках 3000 γ ; среднее значение для указанных трубок около 1000 γ . Большинство кимберлитовых тел

дают величины напряжения от 500 до 1000 γ , а отдельные трубки даже 200—400 γ , например, трубки «Мир», «Крошка» и «Загадочная».

Все эти данные относятся к кимберлитовым телам, выходящим на дневную поверхность или скрытым под элювиально-делювиальным покровом мощностью до 1—1,5 м, редко более. При этом экранирующее влияние наносов почти отсутствует. Различие магнитных напряжений в трубках следует, повидимому, в основном связывать с неоднородным содержанием в них ферромагнитных минералов. При сравнении трубок «Мир» и «Зарница» установили, что первая из них имеет наименьшие, а вторая

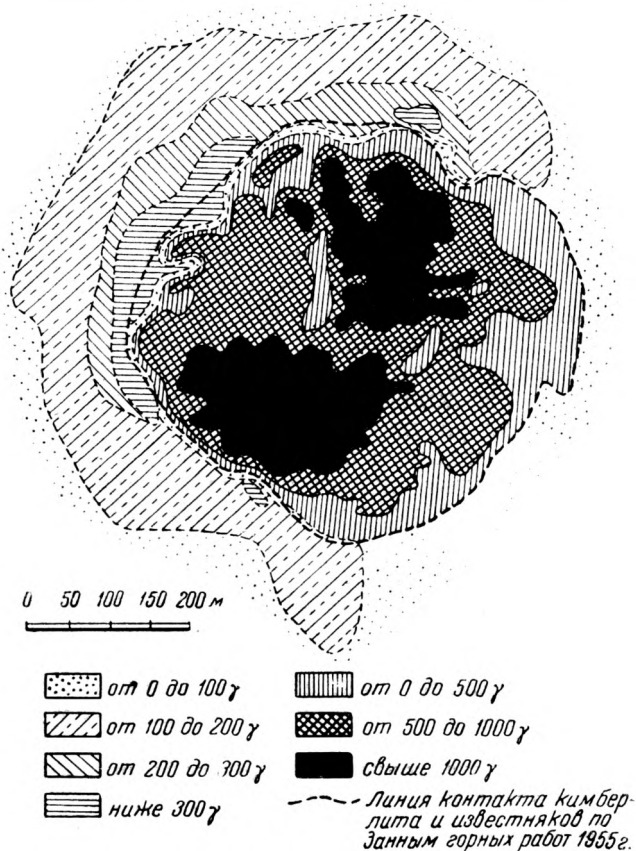


Рис. 193. Карта магнитных аномалий для трубки «Зарница»

наибольшие значения напряженности магнитного поля, при близких размерах трубок в плане. Это явление объясняется тем, что кимберлит трубки «Зарница» содержит большое количество магнетита вторичного происхождения, в то время как кимберлит трубки «Мир» лишен последнего. Аналогичное явление, повидимому, наблюдается и в других трубках.

Неоднородность магнитного поля проявляется и в пределах отдельных трубок. Особенно четко это явление наблюдается в трубке «Зарница» (рис. 193). Здесь общий фон, характеризующий аномалию в целом, составляет напряжение от 800 до 1000 γ . С севера и северо-востока, вблизи контакта, отмечается зона низких напряжений порядка 300 γ и менее. Отдельные участки пониженной интенсивности наблюдаются и в центральной части трубки, которая характеризуется самыми высокими напряжениями. Отмечается одна точка с отрицательной аномалией магнитного поля. Подобная неоднородность строения магнитного поля для одной трубки объясняется, повидимому, различием в вещественном составе отдельных частей кимберлитового тела. Относительно низкие значения на-

пряжения могут быть вызваны присутствием крупных ксенолитов осадочных пород, именуемых обычно «плавающими рифами», которые нередко встречаются в трубках Южной Африки. Отрицательные аномалии, по-видимому, отвечают зонам, содержащим ксенолиты траппов. Детальная разведка кимберлитовых трубок поможет более определенно ответить на ряд неразрешенных вопросов. Переходя к характеристике магнитного поля кимберлитов других трубок, следует отметить, что далеко не все они отличаются приведенной выше дифференциацией магнитного поля.

В большинстве случаев эта дифференциация отмечается, но выражена слабее, чем для трубки «Зарница». Несколько отличается трубка «Невидимка», интенсивность магнитного поля которой понижена до 400 γ за счет экранирующего влияния покрова рыхлых отложений (до 5 м мощностью) и за счет увеличения расстояния горизонта наблюдений от кимберлитового тела, в результате чего контуры аномалии по сравнению с контурами трубки несколько сглажены и градиенты поля на плоскости наблюдений уменьшены.

Для обнаружения кимберлитового тела, перекрытого плащом пород осадочного комплекса, предельного по мощности для нахождения кимберлита, решающую роль будут играть вещественный состав кимберлитов, размеры тел и их развитие на глубину. Попытка пересчета магнитной аномалии над трубкой «Зарница» на горизонт +100 м показала, что интенсивность аномалии при этом уменьшается в среднем вдвое и составляет 700 γ .

Если кимберлитовое тело перекрыто наносами небольшой мощности, то результаты магнитной съемки позволяют точно установить положение контактов, размеры трубки, форму и, возможно, некоторые элементы залегания (угол и азимут склонения и распространение трубчатого тела на глубину).

Основным критерием для определения угла и азимута склонения трубки является характеристика магнитного поля, окружающего ее. Появление зон отрицательных аномалий, сопровождающих положительную аномалию кимберлитового тела, при условии прямого намагничивания, свидетельствует о склонении трубки. Оценка протяжения кимберлитового тела на глубину может быть произведена лишь условно и в том случае, если кимберлитовые трубки располагаются в области региональных магнитных аномалий.

Если принять, что региональная аномалия вызвана структурой кристаллического фундамента, можно произвести подсчет глубины залегания его кровли с точностью до 20—25%. Если кимберлитовая трубка представляет собой столбообразное тело, то глубина залегания кровли кристаллического фундамента будет отвечать величине, на которую трубка протягивается (на глубину) в толще осадочных образований.

Вопрос о приуроченности кимберлитовых трубок к определенным глубинным структурам кристаллического фундамента является весьма интересным с точки зрения прогноза алмазности бассейна в целом и заслуживает в ближайшее время самого серьезного внимания. Интересным фактом является приуроченность группы кимберлитовых трубок бассейна р. Даалдын к системе трапповых жил.

Вопросы территориальной связи кимберлитовых полей с глубинными структурами платформы весьма трудно разрешимы при современной слабой геологической изученности территории и почти полном отсутствии сведений о ее глубинном строении и составе кристаллического фундамента.

Наряду с непосредственными поисками кимберлитовых тел геофизическим методом разведки безусловно должно принадлежать одно из ведущих мест при разрешении более широкого круга вопросов, связанных с проблемой алмазности Сибирской платформы.



ВЫВОДЫ

Большие геолого-поисковые работы, проводившиеся в течение ряда лет Амакинской экспедицией в контакте с другими организациями, привели в 1954—1955 гг. к открытию коренных месторождений алмазов.

Коренные алмазоносные породы как по своему минералогическому составу, структуре и текстуре, так и по формам залегания оказались типичными кимберлитами. Они образуют характерные трубки взрыва, заполненные сильно измененной брекчиевидной породой, состоящей из собственно кимберлита—ультраосновной породы эффузивного облика с некоторыми специфическими петрографическими чертами (присутствие перовскита, появление флогопита, особо низкая железистость всех феррических минералов и т. д.) — и ксенолитов других разнообразных пород. Среди последних отмечаются обломки прорванных осадочных пород, архейских кристаллических сланцев, пород особого происхождения — эклогитов, неизвестных в стратиграфическом разрезе, и, очень редко, порфиоровидных перидотитов с пиропами. Характерно также присутствие ранних, ксеногенных минералов, пироба и пикроильменита, реагирующих с магмой.

В настоящее время установлено обширное поле кимберлитовых трубок, охватывающее бассейн р. Даалдын и прилегающих районов, и одна трубка в бассейне р. Малая Батуобия.

Мало-Батуобинский район располагается на стыке двух крупных разновозрастных структурных областей: верхнепалеозойской Тунгусской и мезозойской Вилюйской синеклиз. Даалдынский район находится на северо-северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы и граничит на севере с южным склоном Анабарского массива. Оба района примыкают с внешней стороны к полосе массового распространения трапповых интрузий.

Кимберлиты прорывают лишь нижнепалеозойские отложения. По наличию обломков траппов возраст кимберлитов определяется по крайней мере как послепермский. Верхняя возрастная граница точно еще не определена, так как окончательно не выяснено соотношение кимберлитов с юрскими отложениями. Однако ряд геологических наблюдений в районе трубки «Коллективная» дает основание считать, что возраст кимберлитов скорее всего донижнеюрский. При большом сходстве наблюдаются также некоторые различия кимберлитов указанных районов, выражающиеся прежде всего в составе ксенолитов. Большое количество кристаллических сланцев в трубках Даалдынского района показывает, что взрывы здесь происходили в толще пород архея, которые залегают в этом районе на меньшей глубине.

В Даалдынском районе найдено 22 трубки, из которых в 8 обнаружено присутствие алмазов. Размеры трубок при преобладающем овальном очертании в плане колеблются от 45 м до 600 м и более по длинной оси. На глубину трубки не прослежены, но контакты их весьма крутые, обычно с некоторым падением внутрь тела.

В трубке «Мир» Мало-Батуобинского района опробованием установлена более высокая алмазоносность, чем в трубках Даалдынского района.

Интенсивные постмагматические изменения кимберлитов, приведшие в верхних горизонтах к полной серпентинизации оливина, облегчают извлечение алмазов из породы, так как последняя содержит сравнительно малое количество тяжелой фракции с удельным весом больше 3,0 и относительно легко разрушается.

В некоторых трубках попутно с добычей алмазов, возможно, будет рентабельна также добыча ильменита, составляющего в Даалдынском районе основную массу концентратов, получаемых при обогащении кимберлитов.

Открытию кимберлитовых трубок предшествовало установление в аллювии пиропы и пикроильменита, прослеживание которых и позволило подойти к самим трубкам. Находки этих минералов по рр. Марха и Тюнг позволяют предполагать здесь наличие самостоятельных кимберлитовых полей или единичных трубок. О существовании в указанных районах самостоятельных коренных месторождений говорит также количественное распределение алмазов и, особенно, детальное статистическое изучение типов алмазов в россыпях, отличающихся в зависимости от их коренного источника.

Россыпные месторождения алмазов Вилюйского бассейна являются, как правило, довольно бедными. Лишь в бассейне р. Малая Батуобия имеются сравнительно богатые россыпи.

В этом же районе обнаружено небольшое по площади поле древних, вероятно дочетвертичных, галечников, образовавшихся в результате размыва древней коры выветривания, с высоким содержанием алмазов.

Уже сейчас можно сделать вывод о том, что в западной части Якутской АССР расположена крупнейшая алмазоносная провинция, по своему типу и значению близкая к Южно-Африканской алмазоносной провинции. Судя по имеющимся данным, основные запасы алмазов в Вилюйском бассейне будут связаны с коренными месторождениями и в меньшей степени с россыпями. Богатые россыпи имеют сравнительно ограниченное распространение.

Перед Амакинской экспедицией на ближайшие годы стоят большие задачи по разведке уже выявленных месторождений и по поискам новых коренных месторождений и богатых россыпей.

Разведка кимберлитовых трубок на глубину с помощью буровых скважин и горных выработок должна выявить изменения формы и размеров кимберлитовых тел с глубиной и содержаний алмазов по горизонтам. Весьма важным является также выяснение характера и степени изменения породы на глубине, так как появление в породе значительного количества неизмененного оливина, уже отмеченное в отдельных трубках, может существенно повлиять на технологию обогащения и извлечения алмазов из кимберлитов.

Получаемые в процессе разведки коренных месторождений алмазов материалы по геологии, петрографии и минералогии кимберлитов должны быть подвергнуты тщательной научной обработке, что поможет разрешить сложную и все еще неясную проблему происхождения алмазов и более рационально проводить работы по поискам и разведке коренных месторождений алмазов.

Особое внимание должно быть уделено уточнению возраста кимберлитов как методами определения абсолютного возраста пород, так и детальным изучением юрских отложений и их соотношений с кимберлитами.

При поисковых работах должен быть широко использован метод прослеживания парагенетических спутников алмазов в кимберлитах—пиропы, пикроильменита и, отчасти, хромдиопсида, причем для безошибочного определения пиропы от альмандина в полевых лабораториях должна проводиться проверка их оптическими методами. Необходимо разрабатывать более

простые методы отделения пиропса от альмандина, применимые в полевых условиях.

Для непосредственного обнаружения кимберлитовых трубок должна широко использоваться наземная магнитометрическая съемка, давшая хорошие результаты при первых же опытных работах. Необходимо провести работы по поискам трубок с помощью аэромагнитной съемки и аэрофотосъемки на специальных пленках.

Наряду с поисками коренных месторождений большое внимание нужно уделить поискам богатых алмазоносных россыпей вообще и древних россыпей в частности. Последние должны быть подвергнуты самому тщательному и всестороннему изучению. В связи с изучением генезиса россыпей необходимо обратить особое внимание на изучение древней и современной коры выветривания.

Должно быть продолжено и углублено изучение самих алмазов коренных и россыпных месторождений, что явится основным ключом к разрешению проблемы их происхождения и распределения.

Всестороннее геологическое изучение района позволит составить карты прогноза для Вилюйского алмазоносного района.

Представленные в настоящей работе данные, а также результаты обобщения опыта дальнейших исследований могут быть использованы при работах в сопредельных районах Сибирской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

- Аншелес О. М. О природе округлых форм алмаза. Ученые записки ЛГУ. № 178, серия геологическая, вып. 4, 1954.
- Аншелес О. М. Вывод формы кристаллов алмаза на основе их атомного строения. ДАН, т. 101, № 6, стр. 1109, 1955.
- Бакли Г. Рост кристаллов. Изд. Иностран. лит., 1954.
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Изд. АН СССР, 1955.
- Буров А. П. и Волорovich Г. П. Инструкция по применению классификации запасов твердых полезных ископаемых к россыпным месторождениям алмазов. Госгеолиздат, 1952.
- Винчелл А. Н. и Винчелл Г. Оптическая минералогия. Перевод под ред. акад. Д. С. Белянкина. Изд. Иностран. лит. 1953.
- Гневушев М. А. О происхождении обратнопараллельных треугольных впадин на гранях алмаза. Минералог. сб. Львовского геологического об-ва № 9, 1955.
- Гневушев М. А. О фотолюминесценции алмаза. Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, № 10, 1956.
- Гневушев М. А. О следах коррозии на гранях алмаза. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1956.
- Гневушев М. А. и Бартошинский З. В. К морфологии якутских алмазов. Труды 7-й научной сессии Якутского филиала АН СССР, 1956.
- Грум-Гржимайло С. В. Об «александритовой» окраске кристаллов. Зап. Всер. мин. об-ва, ч. 76, вып. 4, 1947.
- Грум-Гржимайло С. В. и Утина Е. П. О возможности определения оптическим методом количества хрома в рубине. Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, вып. 8, 1953.
- Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. Вопросы геологии Азии. Изд. АН СССР, ч. I, 1954.
- Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Тр. ЦНИГРИ, вып. 86, 1936.
- Кухаренко А. А. Алмазы Урала. Госгеолтехиздат, 1955.
- Кухаренко А. А. Об округлых кристаллах алмаза. Ученые записки МГУ. № 178, серия геологических наук, вып. 4. «Кристаллография и кристаллохимия», 1954.
- Лавренко Е. И. Гранаты Алданского комплекса. Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, № 7, 1935.
- Мокиевский В. А. Влияние внешних условий на форму роста кристаллов. «Кристаллография», вып. 4, труды Федоровской научной серии, 1953, 1955.
- Рожков Б. Н., Моор Г. Г. и Ткаченко Б. В. Материалы по геологии и петрографии Анабарского массива. Тр. Арктич. ин-та, т. 66, 1936.
- Рожков И. С. Основные факторы образования россыпей и характеристика их типов. Разведка и охрана недр, № 4, 1955.
- Сарсадских Н. Н. и Попугаева Л. А. Новые данные о проявлении ультраосновного магматизма на Сибирской платформе. Разведка и охрана недр СССР. № 5, 1955.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Арктич. ин-та, т. 43, 1936.
- Соболев В. С. Введение в минералогическую силикатов. Изд. Львовского гос. ун-та, 1949.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы. Минералог. сб. № 4 Львовского геол. об-ва, 1950.
- Соболев В. С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, острова Борнео и Северной Америки. Госгеолтехиздат, 1951.

Шафрановский И. И. Кристаллография округлых алмазов. Ленинград, 1948.
Шафрановский И. И. и Гумилевский А. А. О классификации абразивных алмазов. «Кристаллография», труды Федоровской научной сессии 1951, Углетехиздат, 1952.

Ферсман А. Е. Кристаллография алмаза. Изд. АН СССР, 1955.

Eskola P. The mineral facies of rocks. Norsk. geol. Tidsskrift, VI, 1920.

Verhoogen J. Les pipes de kimberlite du Katanga. Comité Spécial du Katanga Annales du service des Mines, t. IX, 1938, Bruxelles.

Vincent E. A., Phillips R. Iron titanium oxide minerals in layered gabbros of East Greenland. Part I Oremicroscopy, Geochim. et cosm. acte, № 1, 1954.

Wagner P. A. Die Diamantführenden Gesteine Südafrikas, ihre Abbau und ihre Aufbereitung. Berlin, 1909.

Williams A. F. The genesis of the diamond. London, 1932.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
I. Геология коренных месторождений алмазов бассейна р. Вилюй	5
Геологический очерк Мало-Батуобинского района	7
Геология кимберлитовой трубки «Мир»	11
Геологический очерк Даалдынского района	18
Геология кимберлитовых трубок	20
II. Петрография сибирских кимберлитов	32
III. Минералогия сибирских кимберлитов	67
IV. Минералогия алмазов бассейна р. Вилюй	96
V. Россыпные месторождения алмазов бассейна р. Вилюй	141
VI. Методика поисковых работ на алмазы	147
VII. Геофизические методы поисков коренных месторождений алмазов	151
Выводы	154
Литература	157

АЛМАЗЫ СИБИРИ

Редактор издательства *Г. В. Верстак*
Технич. редактор *К. В. Крыночкина*
Корректор *К. С. Бржеская*

Сдано в набор 5/XI 1956 г.
Подписано к печати 20/II 1957 г.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆.
Бум. л. 6,75. Печ. л. 13,7+12 вкл.=4,8 п. л
Уч. изд. л. 14,77. Т-00367
Тираж 5000.
Зак. 1512. Цена 14 р. 85 к.

Картфабрика Госгеолтехиздата

1419228

plc

