

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ  
ИМЕНИ О.Ю. ШМИДТА

ИССЛЕДОВАНИЯ  
ГЛУБИННЫХ  
МИНЕРАЛОВ



МОСКВА 1977

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРЛЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О.Ю.ШМИЛТА

ИССЛЕДОВАНИЯ  
ГЛУБИННЫХ МИНЕРАЛОВ

МОСКВА  
1977 г.



2348

"Исследования глубинных минералов" Коллектив авторов

В сборнике представлены работы, посвященные изучению свойств различных глубинных минералов, в том числе при высоких давлениях и температурах. Впервые приводятся обобщающие данные изучения внутренней структуры (морфологии) природных алмазов всех габитусных форм, позволяющие судить об истории роста этого глубинного минерала. Приводятся новые экспериментальные данные по устойчивости слюд при высоких  $P$ - $T$  условиях. Интерес представляют данные рентгенографического исследования природных оливинов разного генезиса. Подробно рассмотрены некоторые гранатовые парагенезисы ультраосновных включений в щелочных базальтах кайнозойского вулканизма на территории МНР и ГДР.

Ответственный редактор  
доктор физ.-мат. наук Ю. С. Геншафт

© Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта  
АН СССР

## ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Внимание исследователей земных недр к глубинным породам и минералам, а точнее к тем минеральным фазам и их ассоциациям, которые стабильно существуют при высоких давлениях и температурах, обусловлено тем, что это единственные конкретные представители вещества, по своим физическим свойствам удовлетворяющие высоким термодинамическим параметрам глубин Земли. Сейчас публикуется много информации по условиям нахождения, свойствам глубинных минералов, имеются обобщающие монографии и сборники, и тем не менее далеко не на все вопросы относительно условий и процессов образования, закономерностей распространения в разных тектонических регионах, физико-химических свойств ряда глубинных минералов получены удовлетворительные ответы. Много загадочного остается для исследователя природных алмазов и полнокристаллических включений гранатовых ультраосновных пород. Это обстоятельство и привело к тому, что в данном сборнике большая часть работ посвящена обсуждению именно этих объектов.

Казалось бы, какая связь между изучением внутренней морфологии алмаза и геолого-геофизическими проблемами глубинного строения и глубинных процессов? Между тем, знание закономерностей роста различных габитусных форм алмаза, установление этапов возможных процессов растворения ("коррозии") кристаллов, выяснение всей истории роста алмазов (для этого минерала однозначно не известны на параметры кристаллизации, ни механизм роста, ни состав и состояние вмещающей среды) позволило бы уточнить и фазовое состояние глубинного углеродсодержащего вещества (твердое, расплав, пар), и режим изменения физико-химических условий при кристаллизации этого одного из наиболее барофильных минералов, достигающих поверхности Земли при эндогенных процессах. В публикуемой в данном сборнике статье впервые приводятся обобщающие исследования закономерностей внутренней морфологии алмазов всех основных габитусных форм: плоскогранных и округлых октаэдров, кубов, ромбододекаэдров.

Показаны особенности строения кристаллов различной морфологии и взаимного перехода одной формы в другую.

Региональные исследования глубинных включений в щелочных базальтах на территории МНР и ГДР нашли отражение в трех статьях сборника. Естественно, что внимание авторов, в первую очередь, привлекают минеральные парагенезисы, включающие гранаты. Бесспорный интерес представляют данные по включениям гранатовых лерцолитов в базальтовых лавах и по гранатовым пироксенитам — относительно редко встречаемым образованиям, устойчиво существующим при очень высоких давлениях.

В двух статьях излагаются результаты экспериментального определения устойчивости различных по составу слюд. На примере этих минералов решается вопрос влияния состава, в частности магнезиальности и железистости, на положение граничных кривых, определяющих возможные глубины существования минералов. Слюды рассматриваются многими петрологами в качестве наиболее вероятных носителей калия (и, возможно, титана) в областях проявления высокощелочных, в том числе калиевых, магм.

Важной проблемой современной минералогии и петрологии является установление типоморфных признаков различного генезиса или различной истории формирования глубинных минералов. К этому направлению исследований относится статья, в которой делается попытка найти корреляцию между рентгеновскими характеристиками оливинов из различных минеральных ассоциаций с условиями их образования.

По своей сути некоторые статьи являются итоговыми, суммирующими результаты различных исследований по рассматриваемым вопросам. К таким относятся работы по алмазам и слодам. Другие — в значительной мере являются проблемными, так как приводимые результаты вскрывают сложность и многообразие вопросов, возникающих при исследованиях глубинного вещества Земли. Можно надеяться, что публикуемые материалы вызовут интерес геологов, геофизиков, минералогов, петрологов, интересующихся различными вопросами вещественного состава и характера процессов на различных уровнях в недрах нашей планеты.

Ю. Геншафт

Ю.С.Генштафт, С.А.Якубова, Л.М.Волкова

ВНУТРЕННЯЯ МОРФОЛОГИЯ ПРИРОДНЫХ АЛМАЗОВ

Введение . . . . .	стр. 7
I. Литературный обзор . . . . .	стр. 7
II. Некоторые общие теоретические положения роста кристаллов . . . . .	стр. 14
III. Результаты данной работы . . . . .	стр. 15
А. Зональное строение кристаллов . . . . .	стр. 16
Б. Зонально-секториальное строение кристаллов . . . . .	стр. 20
В. Строение кристаллов кубического шпигуса и кристаллов в оболочке . . . . .	стр. 22
IV. Обсуждение результатов . . . . .	стр. 24
V. Выводы . . . . .	стр. 27
Приложение I. Основные характеристики изученных кристаллов алмаза . . . . .	стр. 35
Приложение II. Описание внутренней морфологии кристаллов алмаза . . . . .	стр. 49
Приложение III. Фотографии кристаллов, картин двулучепреломления и фигур травления изученных образцов алмаза . . . . .	стр. 55

"Совсем не обязательно каждую формальную неправильность, каждое нарушение внешнего очертания...объяснять путем механического или химического увечья,упуская совершенно из виду возможность неправильного роста".

Ф. Циркель, 1893 г.

## Введение

Истории роста алмаза в природе посвящено большое количество публикаций. Однако в большинстве из них детально рассматриваются внешние условия и среда, в которой обычно находят алмазы, и в значительно меньшей степени уделяется внимание самим кристаллам. Между тем, "внутреннее сложение реального кристалла содержит как бы законсервированную историю развития кристалла, конечный этап которой оформлен в виде внешнего огранения" [32]. Трудности в изучении алмазов очевидны. В лабораторных условиях алмазы стабильно удается кристаллизовать только при давлениях, превышающих 40 кбар, и температурах, превышающих 1000°C [3]. При этом регулярно получают монокристаллы размером не более 1,5-2 мм. Выращивание относительно совершенных монокристаллов размером до 5 мм до сих пор относится к уникальным и исключительно дорогостоящим экспериментам [55]. С другой стороны, алмазы в силу своей исключительной твердости (и, как следствие этого, хрупкости) очень трудно обрабатываются, что препятствует всестороннему изучению свойств кристаллов. Вероятно, поэтому наиболее подробно изучена внешняя кристалломорфология алмазов, которая не столько прояснила историю образования последних, но и поставила исследователей перед многими вопросами возможных генетических соотношений кристаллов различных габитусных форм. Решение этих вопросов позволит, по-видимому, существенно прояснить физико-химические условия роста алмазов.

### I. Литературный обзор

К настоящему времени морфология и внутреннее строение кристаллов алмаза изучались методами оптической и электронной микроскопии, избирательного травления поверхностей среза кристаллов, рентгеновской топографии, ИК-, УФ- спектроскопии и др.

Основными морфологическими разновидностями природных алмазов являются плоскогранные и кривогранные кристаллы октаэдрического, ромбододекаэдрического и кубического габитусов. На основании различия внешней морфологии и внутреннего строения алмаза Ю.Л. Орлов выделяет 5 разновидностей монокристаллов. При этом округлые и кривогранные формы рассматриваются как производные в процессе растворения исходных плоскогранных форм. "Исходя из всех имеющихся на сегодняшний день литературных данных и материалов, полученных нами в результате исследования алмазов, можно сделать определенный вывод, что формами роста кристаллов алмаза являются плоскогранные многогранники." [23] Таким образом, по мнению Орлова Ю.Л., все разнообразие сложных морфологических разновидностей кристаллов объясняется двумя эпигенетическими процессами: растворением и коррозией.

В работах С. Толанского и др. [27, 56], К. Варма [57, 58], А. Пател и М. Пател [50] показано, что для различных морфологических типов алмаза характерен послойный рост по октаэдру в направлениях  $\langle III \rangle$ . На основании изучения природных алмазов С. Толанский пришел к выводу, что образование слоев представляет собой основной механизм роста этого минерала [27]. К. Варма обращает внимание на то, что рост слоя может зарождаться в любом месте сформированной грани: в центре, в углу или вблизи края [58]. Полицентрический характер развития внешних граней на ряде кристаллов подтверждает эту точку зрения.

Основным косвенным методом, который использовался для выявления ряда черт внутренней структуры алмаза, длительное время был метод исследования аномального двулучепреломления. Вплоть до середины шестидесятых годов в большинстве работ, посвященных этому вопросу, проводилось формальное описание узоров двулучепреломления или делалась попытка объяснить их природу сугубо механическими эффектами закалки, пластической деформации, присутствием дефектов типа трещин, включений и т.п. [5, 23]. И только в работах С. Толанского [56] и А.В. Варшавского [4, 5] впервые отчетливо была сформулирована мысль о прядурочности картин двулучепреломления к на-



пряжениям, возникшим в результате секториально-зонального строения кристаллов, обусловленного историей их роста. Эти исследователи связывали возникновение напряжений в кристаллах с неоднородным распределением примесей при росте. С.Толанский предположил, что все кристаллы алмаза слоисты по объему, т.е. различным образом переслаивается вещество алмаза, обогащенное и обедненное примесью азота (алмазы типа I и типа II, соответственно) [56].

Наиболее детально и последовательно аномальное двулучепреломление, связанное со структурами роста алмазов, исследовано А.В. Варшавским. Он пришел к двум, важным для нашего рассмотрения, выводам относительно особенностей зонального двулучепреломления: 1) оно связано в основном с плоскостями  $\{III\}$  и 2) морфологические зоны внутри кристалла отражают практически все известные габитусные формы и поверхностные скульптуры алмаза [4]. Важнейшим следует считать вывод, впервые сформулированный для алмаза, о том, что данные кристаллы "приобретали округлую форму в самые различные моменты их роста, причем на всем протяжении этого процесса имело место неоднократное преобразование округлой формы кристаллов в плоскогранную и наоборот" [5]. А.В. Варшавский поддерживает представления о том, что образование округлых форм кристаллов алмаза произошло в процессе растворения и поэтому сложные структуры внутренней морфологии он объясняет не изменением физико-химических условий роста, а чередованием растворения и роста. Развитие А.В. Варшавским идеи о секториально-зональном строении природных алмазов и их образовании до настоящего времени являются наиболее полным описанием общей картины истории роста алмазов октаэдрического габитуса. Однако, как отмечал сам автор цитируемых работ, кроме ростовых структур, которые определяют двулучепреломление алмазов, оно может быть обусловлено, по крайней мере, еще тремя причинами: действием внешних динамических нагрузок, пластической деформацией, присутствием включений и других макродефектов. Поэтому далеко не всегда удается методом двулучепреломления, а также рентгеновской топографии однозначно выявить внутреннее сложение кристалла

и необходимо привлекать для обоснования представления о росте алмазов результаты других исследований. В ряду таких работ большое внимание заслуживает изучение внутренней морфологии методом избирательного травления кристаллографически ориентированных плоскостей среза кристалла. Наиболее представительные данные получены М. Силом [51-54], исследовавшим 82 кристалла из различных месторождений, Е. Харрисоном и С. Толанским [40], Е. Уилксом [59], А. Лангом [47]. Известны также результаты аналогичных исследований, выполненных разными авторами [23]. Эти работы показали, что алмазы характеризуются различным и неоднородным внутренним строением, внутренняя морфология в ряде случаев оказывается тесно связанной с внешней морфологией кристаллов; особенности проявления внутренних структур теснейшим образом коррелируют с концентрацией примесного азота и формами его вхождения в решетку алмаза. М. Сил впервые дал формальную классификацию фигур травления по внешнему виду [52] и выделил десять характерных типов, связанных с различными внутренними структурами:

1. Однородная структура - не обнаружены какие-либо следы травления в виде линий.
2. Прямолинейные структуры - линии пересечения плоскостей  $\{III\}$  с изучаемой плоскостью  $\{100\}$ .
3. Криволинейные структуры - практически 3/4 кристаллов с прямолинейной структурой в той или иной степени обнаруживают искривление линий.
4. Структуры с центральным крестом.
5. Структуры со сложно-искривленными и остроугольными линиями.
6. Субзернистые структуры - общие почти для всех алмазов и проявляются хорошо при специальных методах наблюдения (фазовый контраст, интерферометрия и т.д.).
7. Радиально-лучистая (волоконистая).
8. Структура алмазов в оболочке (coated diamond) - для оболочки характерно мозаичное строение с локальной ориентацией.

9. Структура сдвойникованных алмазов (macules) - различие в каждой части кристалла может быть следствием разной ориентации.

10. Структура алмазов типа II - однородная картина травления с очень слабым проявлением ряда параллельных линий.

Зональные структуры были найдены в алмазах типа I. Алмазы типа II обычно не протравливались и не показали характерной для алмазов зональной структуры по октаэдру.

М. Сил выделяет три возможные причины образования криволинейных структур: огибание механического препятствия или локальный недостаток углерода в окружающей среде, растворение и прекращение (по неизвестной причине) послойного роста. На основании наблюдаемых структур М. Сил приходит к выводу, что многие кристаллы алмаза прошли цикл роста, растворения и вновь роста. Округлые ромбододекаэдрические грани он связывает с растворением большего по размерам кристалла, а ступенчатый тип ромбододекаэдрических граней - с ростом. Е. Харрисон и С. Толанский допускают возможный рост (послойный) алмазов в направлениях, не совпадающих с ориентацией кристаллографических граней с простыми индексами (например, (III) или (100)). В этом случае возникают зональные криволинейные фигуры сложной формы. Они рассматривают четыре гипотетических механизма образования криволинейной поверхности:

- а - последовательное уменьшение слоев в размере;
- б - растворение вершин и ребер плоскогранных форм;
- в - пластическая деформация при высоких давлениях и температурах;
- г - кристаллизация из расплава углерода (предположение Рамана).

Для изученного ими кристалла предпочтение отдано пластической деформации на промежуточной стадии роста. В этой работе было показано, что алмазы типа I значительно легче подвергаются травлению, чем алмазы типа II. Плотность дефектов (ямки травления) в кристаллах типа I, по крайней мере, в 330 раз выше, чем в кристаллах типа II.

Исследования алмазов методами рентгеновской топографии [10, 11, 22, 45-48] развили представления о секториально-зональном строении большинства природных алмазов и выявили особенности внутреннего строения ряда кубических кристаллов и алмазов в оболочке. Для алмазов в оболочке установлено столбчатое или волокнистое строение оболочки, при этом волокна ориентированы перпендикулярно к поверхности ядра-кристалла. Переход от ядра-кристалла к оболочке резкий, пограничная зона не превышает нескольких микрон. Направление роста и оси волокон совпадают. Подобная структура была обнаружена в алмазах кубического габитуса [46-48]. Это позволило А. Лангу обосновать модель механизма кристаллизации алмаза - рост кристалла путем заполнения пространства ветвящейся столбчатой структурой с направлением отдельных "волокон" этой структуры вдоль  $\langle 111 \rangle$ . Серия концентрических зон, параллельных сторонам куба, объясняется фронтом кристаллизации столбчатой структуры, а не послойным ростом в направлении  $\langle 100 \rangle$ . Наряду с таким механизмом роста, М. Моор и А. Ланг приводят данные о комбинационном росте кубооктаэдра с развитием на последних стадиях поверхностей, близких к плоскостям  $\{100\}$ , и называют выявленную структуру "волокнистой" и "усеченным кубоидом" [48].

Поскольку установлено, что зонально-секториальная структура связана с неравномерным распределением примесей и других дефектов в объеме кристаллов, важную информацию можно получить, исследуя инфракрасные спектры поглощения, спектры люминесценции, ультрафиолетовое поглощение алмазов [7, 15, 16, 17, 25, 26, 29, 49]. Спектральные характеристики алмазов в значительной мере определяются состоянием примесного азота в кристаллической решетке [1, 15, 17, 25, 38]. В ряде работ показаны различные случаи неравномерного распределения азота по объему алмазов [12, 18] и корреляция спектральных характеристик с внешней морфологией кристаллов [14, 33]. Авторы этих работ на основании полученных результатов подчеркивали глубокую связь между особенностями внутреннего строения алмазов и строением внешних граней [14]. Рентгенографические исследования подтверждают это заключе-

ние [8]. Детальный анализ характера распределения азотных центров в кристаллах позволил Е.В. Соболеву рассмотреть различные случаи внутреннего строения алмазов и историю их роста [26]. Им выделены: зональный рост гранями (III) и (II0) и секториальный рост с развитием пирамид (I00) и (II0); скелетный рост октаэдров на начальных стадиях; формирование округлых поверхностей в различных по габитусу кристаллах на промежуточных стадиях с последующим зарастанием плоскими гранями; регенерация осколков. Как и авторы работ [14, 16], Е.В. Соболев придерживается той точки зрения, что азот активно участвовал в самом механизме кристаллизации природных алмазов.

В последнее время А.С. Вишнеvский исследовал внутреннее строение синтетических алмазов методом катодо-люминесценции [6, 7] и установил многие закономерности их роста, отмечая частое присутствие пирамид роста (II0) и (3II), хотя ромбододекаэдры совершенно не характерны для синтетических алмазов. Отмечено крайне неравномерное развитие пирамид роста по объему - для (II0) и (3II) характерны прерывистые и извилистые формы. Обращается внимание на пирамиды роста граней торможения (III) и (I00), образующиеся на заключительном этапе роста кристалла и определяющие его габитус. Подчеркивается неодинаковый характер условий роста отдельных частей кристаллов. Как и для природных алмазов, зональность была обнаружена только в пределах пирамид роста (III). Исследования синтетических алмазов, выполненные Г. Вудсом и А. Лангом [60] методами рентгеновской топографии и катодолюминесценции, полностью подтверждают эти выводы. Эти результаты позволяют использовать данные о влиянии P, T условий кристаллизации на форму кристаллов, которые были получены в лабораторных условиях синтеза [2, 3, 39], для определения относительных параметров роста природных алмазов разного габитуса. Вместе с тем, необходимо отметить, что грани ромбододекаэдра и тригонтриоктаэдра присутствуют в огранке синтетических алмазов в виде гладких граней, что никогда не наблюдалось для природных алмазов.



Рис. 1. Внутренние структуры синтетических алмазов по [6].

На рис. 1. воспроизведены картины внутренних структур синтетических алмазов по [6].

## П. Некоторые общие теоретические положения роста кристаллов

Рост кристаллов состоит из двух основных этапов: образования зародышей кристаллизующейся фазы и дальнейшего роста поверхностей, ограничивающих кристалл. Равновесная форма кристалла для данных термодинамических и физико-химических условий определяется принципом Гиббса-Кюри-Вульфа, согласно которому грани кристалла характеризуются скоростями роста, пропорциональными их удельным поверхностным энергиям [30]. В математическом выражении этот принцип можно записать следующим образом:

$$\sum \gamma_i S_i = \min \quad \text{при } V = \text{const, где}$$

$\gamma_i$  - удельная поверхностная энергия  $i$ -грани

$S_i$  - площадь  $i$ -грани

$V$  - объем кристалла.

Принято считать, что в реальных кристаллах реализуется не сама равновесная форма, а лишь грани, принадлежащие ей [31]. Эти грани называются равновесными гранями кристалла или  $\beta$ -гранями. Все остальные грани (поверхности) кристалла в данной модели неравновесны. Согласно К. Херрингу [44] неравновесные поверхности должны иметь макроступенчатое строение.

П. Хартман и В. Пердок [41, 43] выделяют в кристалле три типа граней в зависимости от ориентации цепей сильных

связей между атомами решетки, или так называемых ПЦС-векторов. Грани, состоящие из плоских сеток и растущие слой за слоем, обозначены символом  $\mathcal{F}$ . Эти грани параллельны двум или более ПЦС-векторам.  $S$ -грани образованы периодическими цепочками и параллельны одному ПЦС-вектору. Эти грани не имеют слоев роста и являются ступенчатыми.  $K$ -грани, или пирамидальные, не параллельны ПЦС-векторам и не имеют периодических цепочек связей. В данной модели равновесными могут быть только  $\mathcal{F}$ -грани. Для природного алмаза этому символу отвечают грани (111) и ( $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$ ),  $S$ -грани (110),  $K$ -грани  $-(100)$ .

Некоторые ростовые свойства растущих поверхностей кристалла прямо постулируются в рассматриваемой модели или же непосредственно вытекают из нее. Следствием данной модели является вывод о том, что равновесные грани обладают максимальной способностью к послойному росту, а неравновесные грани ( $S$  и  $K$ ) характеризуются нормальным механизмом роста. В применении к алмазу это означает, что теоретически равновесной гранью является грань октаэдра. Установленный факт послойного роста по октаэдру означает, что алмазы в природе кристаллизовались в условиях, преимущественно соответствующих реализации равновесной формы.

### III. Результаты данной работы

Авторы настоящей работы опубликовали некоторые результаты своих исследований внутренней структуры алмазов, главным образом октаэдрического и округлого габитусов, выполненные методом избирательного травления ориентированных по  $\{100\}$  плоскостей среза. [35-37]. Полученные данные свидетельствуют о сложной истории роста алмазов, в ходе которой кристаллы неоднократно изменяли свою форму. В настоящей работе приводятся результаты исследования большой группы алмазов четырех отечественных месторождений, охватывающей все основные морфологические типы - плоскогранные и кривогранные октаэдры, кубы, ромбододекаэдронды, алмазы в оболочке. На основании полученных данных выявлены некоторые разновидности внутреннего строения кристаллов. Детальное их изуче-

ние дает возможность лучше представить себе механизм роста природных алмазов и факторы, влияющие на них. Практически во всех случаях детально изучалась внешняя морфология алмазов и фигур двулучепреломления. В дополнение к плоскостям  $\{100\}$  изучались фигуры травления полированных плоскостей  $\{110\}$ . Всего было изучено 137 кристаллов. Рассмотрение фигур травления позволило выделить четыре основные морфологические формы, комбинация которых дает все наблюдаемые внутренние морфологические разновидности. Схематически их вид изображен на рис. 2.

Метод получения структур внутренней морфологии путем избирательного травления хорошо известен [37, 51, 52] и описывался нами ранее [35, 37]. Весь полученный материал представлен в приложениях в виде таблиц и фотографий. В таблицах I-4 приведены основные характеристики изученных алмазов и выявленные по фигурам травления типы морфологических структур. Чем больше элементов различных морфологических структур присутствует в данном кристалле, тем сложнее история его роста и значительнее колебания физико-химических условий кристаллизации. В таблицах также приводится сопоставление фигур двулучепреломления с картинами травления. В приложениях приводится и подробное описание внутренней морфологии некоторых наиболее интересных алмазов. Для всех морфологических типов и габитусных форм алмазов, кроме кубов, установлены принципиально одинаковые структуры внутренней морфологии, позволяющие говорить о преимущественном послойно-зональном и зонально-секторном строении кристаллов.

#### А. Зональное строение кристаллов.

При росте кристалла (в данном случае алмаза) на его поверхности последовательно отлагается вещество и таким образом создаются разновременные части индивида в виде оболочек или зон. Поскольку кристаллизация в реальных условиях происходит на фоне меняющихся физико-химических параметров, разновременно образовавшиеся зоны имеют различный, хотя бы в самых тонких деталях, химический состав и кри-



сталлическое сложение. Таким образом возникает зональное строение кристаллов. Однако зональность может быть обусловлена не только внешними причинами (изменением температуры, давления, состава среды и т.п.), но и самим механизмом роста, грань при росте "пульсирует" [34]. Следует подчеркнуть, что в данной статье рассматривается зональность, которая зависит от внешних условий и определяет объемную неоднородность кристаллов алмаза.

2348  
Наиболее характерным для алмазов является рост отложением плоских октаэдрических слоев, проявляемых на фигурах травления в виде параллельных линий, как правило, соответствующих внешней плоскогранной форме кристаллов. Однако истинно прямолинейные и прямоугольные структуры встречаются крайне редко. Обычным является послойно-замкнутая зональность с ярко выраженным ступенчатым характером у вершин (вдоль ребер многогранников) и криволинейными и коррозионными формами линий. Это является прямым указанием на различные нарушения в равновесном или стационарном характере роста и на редкость соблюдения условий, приводящих к образованию кристаллов совершенного габитуса. Примером четкого проявления данных структур служат кристаллы №№ I286, I349, I420, I433 (рис. 33, 62, 23, 22). Можно выделить кристаллы с относительно "чистой", слабо протравленной центральной зоной и проявленной октаэдрической зональностью в периферийных частях (кристаллы №№ I43I, 447, I4I2, I344, I353, I4I8 и др., рис. 35, 32, 26, 25, 52, I8) и кристаллы с центральным ядром (фантомом в поляризованном проходящем свете), показывающим различное строение, и относительно чистой периферийной зоной (кристаллы №№ I350, I36I, I372, I422, I286, I3I0 и др., рис. I2, 56, 34, 32, 60).

Среди изученных кристаллов имеется группа алмазов, в картинах травления которых зональность проявляется очень слабо или полностью отсутствует. Можно предположить, что такие алмазы наиболее однородны по своему строению и содержат равномерно распределенную примесь по объему. Для них характерно неравномерно зернистое травление и развитие

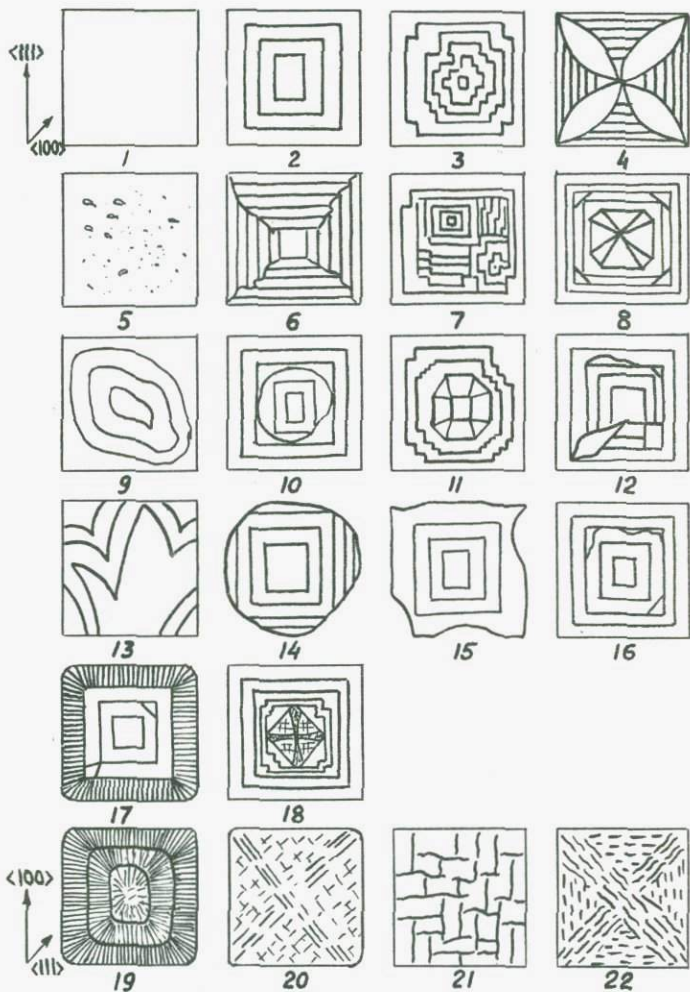


Рис. 2. Типы структур внутренней морфологии природных алмазов. См. табл. I.

1. Однородная структура
2. Послойно-замкнутая зональность
3. Послойно-ступенчатая зональность
4. Секториальная структура
  
5. Петельчатая структура, точечное травление
6. Послойно-незамкнутая зональность
7. Полицентрическое строение
8. Структура "внутренний крест"
9. Округлая зональность
10. Следы округления вершин и ребер
11. Изменение габитусных форм
12. Пирамиды нарастания "паразитических" граней
13. Криволинейная, остроугольная структура (типа "агатовой")
14. Растворение на последних этапах роста
16. "Коррозионные" структуры
17. Оболочка (послойная зональность и столбчатая)
18. Куб в центре послойной зональности
19. Волокнисто-зональная структура
20. Структура "мальтийский крест"
21. "Блочная" структура
22. Секториально-волоконная структура

петельчатых структур. Подобные кристаллы чаще всего встречаются среди округлых октаэдров и ромбододекаэдров. Примерами таких однородных алмазов являются кристаллы №№ I315, I321, I323, I325 (рис. 70, 72, 71, 68). В округлых алмазах октаэдрическая зональность часто проявлена слабо и приурочена к внешним зонам.

## Б. Зонально-секториальное строение кристаллов

Зональное строение кристаллов отражает изменение во времени внешних условий роста. В секториальном строении проявляются индивидуальные свойства каждого из элементов ограничения кристалла и их взаимоотношение с питающей средой. Поскольку различные габитусные грани образуются различным способом (см. раздел II), соответствующие пирамиды нарастания граней имеют разные свойства. Для алмаза это проявляется прежде всего в разном характере вхождения примесей азота в пирамиды роста кубических и октаэдрических граней.

В алмазах секториальное строение проявляется в разных частях кристаллов и в различной степени. Наиболее ярко оно выражено в образовании пирамид граней куба (100) в центральных зонах (кристаллы №№ I404, I405, I406, I313; рис. 54, 55, 42, 46). Для кристалла № I313 отчетливо видно сечение пирамид нарастания (100) в центре и прерывистый секториальный характер роста кубических граней. В алмазах, особенно слабо протравившихся, четко видны так называемые "паразитические" пирамиды граней, отличных от (III) (кристаллы №№ I307, I371; рис. 48, 8-указано стрелкой). Подобный рост описан Г.Г. Леммлейном для цитрина, мориона [21]. Четкий контраст обусловлен сильным различием в примесном составе фронта растущего слоя от грани (III). Такие "паразитические" грани часто перемежаются с ростом основной грани и в этом случае образуются узкие комбинационные полосы, обычно прилегающие к октаэдрическим зонам роста (как в кристалле № I344 или I350 и др., рис. 25, I2). В рамках секториального строения можно объяснить и криволинейные, рваные границы между контрастными по степени

травления зонами, возникающие при резком изменении размеров "паразитических" граней в ходе изменений режима кристаллизации (перерыва или изменения скорости роста). Полностью исключить частичное растворение трудно и этот процесс может развиваться на рубеже роста "паразитических" граней. Для округлых кристаллов обнаружено сложное внутреннее строение, часто они имеют в середине (или асимметрично расположенную по отношению к внешним граням) зону другого габитуса. В таких кристаллах очень сильно развито секториальное строение с образованием пирамид роста различно ориентированных граней. Ярким примером тому являются кристаллы №№ 1326, 269, 272, 314, 1289, 1290, 1280 и др. (рис. 107, 102, 100, 106, 104, 105, 88). В таких кристаллах часто встречается полицентрический рост, наиболее отчетливо видимый в кристаллах №№ 1277, 314 (рис. 99, 106). В округлых алмазах также прослежено образование чрезвычайно узких пирамид нарастания "паразитических" граней, возможно, характеризующих тангенциальный рост конкурирующих граней [21].

Большинство изученных прозрачных кристаллов алмаза имеют зональную послынную структуру по октаэдру, все остальные элементы морфологических структур, наблюдаемые в кристаллах на фигурах травления, находятся в подчиненной зависимости (они как бы накладываются на октаэдрическую зональность). Зональное строение по октаэдру дает возможность говорить о послынном росте алмаза.

Теоретической равновесной гранью для решетки алмаза является грань октаэдра [42], а равновесные грани характеризуются послынным механизмом роста. Наиболее совершенный кристаллический материал нарастает именно по равновесным граням. Скорости роста равновесных граней гораздо меньше скоростей роста неравновесных граней. Октаэдр является равновесной формой роста для природных условий, отсюда следует, что алмаз в природе растет в условиях, близких к равновесным. Яркая зональность, описанная нами выше, является зональностью 2-го типа по Д.П. Григорьеву и А.Г. Жабину [9], обусловленная колебаниями условий при кристалли-

зации; для кристаллов, не проявивших четкое зональное строение, можно предположить значительно "лучшие" условия роста, чем для кристаллов с яркой зональностью. Такие кристаллы имеют более тонкую зональность - I-го типа [9], т.е. определяемую только "пульсацией" грани при росте. Таким образом, изменение физико-химических условий роста кристаллов приводит к появлению отчетливого зонального строения, недорастанию граней и ступенчатой зональности в вершинах и ребрах многогранников и к секториальному строению, связанному с ростом неравновесных граней.

### В. Строение кристаллов кубического габитуса и кристаллов в оболочке.

Кристаллы кубического габитуса в последнее время привлекают внимание благодаря установленной в них волокнистой или столбчатой структуры, выявленной различными методами [45-47]. Выше отмечалось, что для алмазов кубические грани теоретически являются неравновесными и для них возможен не слоистый (тангенциальный), а нормальный механизм роста.

Выявленные в наших образцах структуры также свидетельствуют о преимущественно тонковолокнистом строении кубических алмазов. Волокна удлинены в направлениях  $\langle III \rangle$  и имеют максимальную длину по диагоналям квадратного сечения. Часто хорошо проявлена зональность, параллельная сторонам куба, т.е.  $\langle 100 \rangle$ . Типичными кристаллами с таким строением являются алмазы №№ I434, I296, I440, I439, I436 (рис. I30, I28, I24, I31, I32). Зональность определяется рядом концентрических светлых линий, отражающих последовательное положение фронта кристаллизации. Подобную "псевдозональность" по кубу обнаружил также А.Ланг [47]. Наряду с этим можно выделить кристаллы с отчетливо блочным строением (№№ I441, I445, I446; рис. I26, I25, I35). Границы блоков ориентированы по  $\langle 100 \rangle$  (кристалл № I445) или по  $\langle III \rangle$  (кристалл № I444). Одним из авторов в работе [19] было предположено, что в кубических кристаллах может осуществляться механизм послыоного роста граней  $\langle 100 \rangle$ ,

наиболее ярко проявляемый в синтетических алмазах. Отмечался также случай комбинированного роста: послойный по кубу в сочетании со столбчатым ростом по направлению  $\langle III \rangle$ . Выделяемые в данной работе блочные кристаллы (№ I44I, I445, I446) были отнесены С.А.Якубовой к случаю столбчатого роста с ориентацией "фибрилл" по направлениям  $\langle I00 \rangle$  [I9].\* Большая часть кубов относится к кристаллам в оболочке. Изучение внутреннего строения показало, что не всегда оболочка полностью характеризует цвет и прозрачность кристаллов. Трудно связать толщину оболочки с габитусом алмаза, заключенного внутри нее. Следует отметить и несколько типов строения оболочки. Так, в кристалле № I449 (рис. I37) оболочка тонкая, имеет волокнистое строение, подобно описанному в работе [48]. По плоскостям  $\{III\}$  происходит выделение непрозрачных микровключений. Оболочка выросла на октаэдр, характеризуемый ярко выраженным послойным ростом и ступенчатым строением зон. В кристалле № I443 (рис. I40) наблюдается тонкая оболочка желтого цвета "совершенной" структуры. Аналогичное строение имеет оболочка кристалла № I447 (рис. I39). Оболочка в кристалле № I435 (рис. I36) хорошо выделяется по высокой концентрации включений. Кстати, точно такие же выделения отмечаются в центральной части кристалла и в некоторых промежуточных **участках** интенсивного развития пирамид роста граней, тормозящих развитие  $(III)$ .

\* Эта точка зрения не разделяется одним из авторов данной работы (Ю.С.Геншафтом). Волокнисто-шестоватую структуру можно рассматривать как интенсивное проявление секториального октаэдрического роста с сильным торможением развития пирамид нарастания граней  $(III)$ . Определяющую роль при этом, видимо, играют примеси, блокирующее влияние которых на развитие пирамид роста октаэдрических граней очевидно. Выходы на поверхность кубов слоев роста по  $\langle III \rangle$  с характерными для  $(III)$  тригонами подтверждает такое представление. Кроме того, там, где пирамиды роста октаэдра хорошо развиты, вершины куба притуплены.

Схематическое изображение внутреннего строения различных типов кристаллов кубооктаэдрического и кубического габитусов приведено на рис.3.

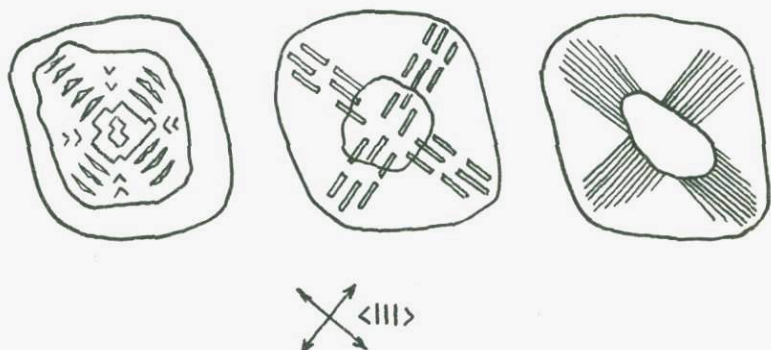


Рис.3. Схематическое изображение различного внутреннего строения кристаллов кубооктаэдрического и кубического габитусов.

#### IV. Обсуждение результатов

Последовательное рассмотрение внутренних структур прозрачных кристаллов алмаза различного габитуса приводит нас к выводу, что разнообразие морфологических форм алмаза связано со сложным характером кристаллизации, приводящим к двум типам строения кристаллов - послойному по  $\langle III \rangle$  и секториальному. Этот вывод, имеющий большое значение для расшифровки истории роста алмазов, сам по себе не нов. Г.Г.Леммлейн писал, что всякое кристаллическое образование "может рассматриваться как сложенное из слоев и секторов" и "метод расшифровки по ним истории роста должен носить вполне универсальный характер" [21]. В работах Г.Г.Леммлейна мы можем найти подробное описание всех без исключения типов



образования выделенных нами морфоструктур.

Усложнение морфологии кристаллов вызвано в первую очередь блокированием роста по  $\langle III \rangle$ , приводящим к недорастанию октаэдрических граней и развитию секториального роста граней торможения. В этом случае можно ожидать нарушений правильного строения кристаллической решетки. Рентгенографические исследования, выполненные М.А.Гневушевым и Е.И.Шеманиной, подтверждают это заключение [8]. Было показано, что по мере развития сложно скульптурированных поверхностей, соответствующих граням, отличным от  $(III)$ , кристалл становится менее совершенным — на лауэграммах проявляется астеризм пятен. Эти данные свидетельствуют против представлений об эпигенетической природе многих морфологических особенностей алмаза.

Следует отметить, что все закономерности внутренних структур, связанных с особенностями роста, многократно отмечались для многих кристаллов и минералов. Достаточно привести ссылки на работы по изучению внутренней морфологии пирита и магнетита [13, 24]. В этих работах подчеркивается природа роста и изменение формы под действием колебаний во внешних условиях, приводящих к изменению двух важнейших факторов роста — степени пересыщения среды по отношению к кристаллу и примесного состава. В работе [28] было показано, что устойчивая форма алмаза зависит от  $P, T$  условий таким образом, чтобы свободная энергия была минимальной. При данном давлении по мере повышения температуры устойчивость граней меняется в следующем порядке  $(100), (110), (III)$ . Это согласуется с экспериментальными наблюдениями [2, 39].

Таким образом, природные алмазы росли точно так же, как и другие природные минералы и для них нет необходимости искать специфические формы роста или отклонения от обычных механизмов роста. Вместе с тем не следует придавать такого большого значения и фактору растворения, хотя отрицать этот процесс на разных стадиях кристаллизации, в том числе и после прекращения роста не приходится. Наиболее приемлемым оказывается объяснение подобных отклонений от

правильного октаэдрического роста секториальным ростом "паразитических" граней, вызванным неравномерностью и нестационарностью внешних условий. Поскольку наибольшей ретикулярной плотностью характеризуется грань  $\langle III \rangle$ , равновесной формой роста следует рассматривать послойный рост по  $\{III\}$ . Поэтому практически во всех случаях видно "стремление" кристалла приобрести форму октаэдра путем послойно-замкнутого октаэдрического роста.

Кубические алмазы представляют собой единственную морфологическую разновидность, для которой, возможно, характерен принципиально отличный механизм роста - столбчатый, близкий по своей природе к хорошо известному "параллельношестоватому" или "волокнистому" [21]. При этом часто рост волокон происходит в "главном" кристаллографическом направлении, которое для алмаза является  $\langle III \rangle$ . Вместе с тем необходимо отметить, что в секторах роста по кубу, выявленных во внутренних частях кристаллов, на промежуточных стадиях роста, подобная структура практически не встречается. Вероятно, столбчатый рост или не является единственным, образующим кубическую форму алмаза, или может происходить при таком режиме захвата примесей, при котором волокнистая структура не проявляется.

Только с позиций роста можно объяснить не только приуроченность определенного соотношения морфологических типов алмаза к данному месторождению и алмазодельному району [20], но и некоторое закономерное отличие в типах внутренней структуры сходных морфологических разновидностей из различных месторождений. Некоторые указания на такое возможное различие мы находим в работах М.Силла [51]. При сопоставлении между собой округлых алмазов месторождений II, III, IV оказывается, что количество кристаллов с широко развитыми однородными структурами составляет 40%, 67% и 68%, соответственно. Количество кристаллов с практически полностью однородными структурами составляет 30%, 33% и 37%, соответственно. Однородные структуры среди октаэдроидов встречались в 90%, а среди ромбододекаэдроидов - в 50% от общего числа изученных кристаллов данных разновидностей.

Эти данные подтверждают представления о зависимости между морфологией кристаллов алмаза и фациальными условиями образования вмещающих их кимберлитовых пород [20]. Так для алмазов из кимберлитов Якутии и округлых алмазов Уральских месторождений установлен различный минеральный парагенезис и состав минералов-включений [23]. Нам кажется, что рост алмаза скорее всего происходил вблизи линии равновесия графит - алмаз и вблизи солидуса пород, в которых они кристаллизовались. На характер кристаллизации, вероятно, оказывал влияние и динамический режим перемещения такой частично расплавленной среды. В этом случае, особенно в присутствии флюидов неизбежно возникнут потоки расплава, омывающие растущие кристаллы. Тогда легко допустить относительно сильное изменение состава отдельных "струй" и температуры. Интенсивность движения потоков, насыщенность их углеродом и будет определять характер образующейся зональности и смену форм кристаллов. Несимметричный характер внутренней структуры допускает возможность "омывания" растущих кристаллов питающей средой.

#### У. Выводы.

Итак, сформулируем основные выводы, следующие из полученных результатов.

1. Наиболее характерной и устойчивой формой роста алмаза является послойно-замкнутый октаэдрический рост, приводящий к образованию плоскогранного острореберного октаэдра.

2. В природных условиях кристаллизация алмаза происходит, как правило, по механизму послойно-секториального роста с широким развитием пирамид нарастания "паразитических" граней с различной кристаллографической ориентацией. Отмечается столбчатый механизм роста, наиболее ярко проявленный в кубах и кристаллах в оболочке.

3. Алмазы кристаллизовались в различных условиях физико-химических изменений окружающей среды, по-разному протекающих во времени.

4. Для кристаллов характерно присутствие внутренней зоны, отчетливо выделяемой по фигурам травления и узорам двулучепреломления, т.е. алмазов более ранних стадий образования со своей историей роста. Это свидетельствует, возможно о значительных перерывах во времени кристаллизации. Может быть, каждая из стадий кристаллизации связана с активизацией процесса кимберлитобразования, в первую очередь за счет подтока глубинных углеродсодержащих флюидов.

5. Между внешней морфологией алмазов и их внутренним строением имеется связь. Поэтому представляется неправильным объединять алмазы округлого габитуса и плоскогранники в одну генетическую группу. Интегральное, объемное сходство свойств ряда плоскогранных и округлых алмазов свидетельствует только об отличиях в механизме роста ( и в условиях роста ) на завершающем этапе кристаллизации.

6. Процессы растворения не являются существенными в преобразовании гранных форм алмазов и скорее всего имели ограниченное значение на всех стадиях роста алмаза.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аргунов К.П., Бартошинский В.В., Пидзырайло Н.С. Спектры возбуждения люминесценции якутских алмазов с различной морфологией. "Алмазы и сверхтвердые материалы", 1974, № II, 6-8 с.
2. Безруков В.А., Безруков Г.Н., Бутузов В.П., Варагин В.С., Ворожейкин К.Ф., Кирова Н.Ф., Литвин Ю.А. Морфология кристаллов алмаза, синтезированного в широком интервале температур и давлений. - Зап. Всес. Мин. Общ., 1966, вып. I. ч. ХСУ, 3-9 с.
3. Безруков Г.Н. Генезис алмаза в свете экспериментальных исследований по его искусственному получению. "Сов. геология", 1974, № II, 31-40 с.
4. Варшавский А.В. Некоторые вопросы аномального двулучепреломления и внутренней морфологии алмазов. "ДАН СССР", 1966, т. 166, № 3, 691-692 с.
5. Варшавский А.В. Аномальное двулучепреломление и внутренняя морфология алмаза. М., "Наука", 1968.
6. Вишневский А.С. Внутренняя морфология кристаллов синтетического алмаза. В сб. "Выращивание кристаллов и их структура", ч. I, IV Всес. совещ. по росту кристаллов, Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1972, 108-111 с.
7. Вишневский А.С., Шульман Л.А., Подзярей Г.А., Белянкина А.В. Примеси и включения в синтетических алмазах и их влияние на структуру и свойства кристаллов. - В кн. "Синтетические алмазы в промышленности, Киев, "Наукова Думка", 1974, 41-47 с.
8. Гневушев М.А., Шеманина Е.И. Способы предварительной оценки совершенства кристаллов алмаза. "Алмазы", 1969, № 4, 10-13 с.
9. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов". М. "Наука", 1975.
10. Гуркина Г.Н., Миусков В.Ф. Исследование внутренней морфологии природных алмазов рентгенотопографическим методом. "Алмазы", 1971, № II, 1-4 с.

11. Гуркина Г.А., Миусков В.Ф., Францессон Е.В. Исследование внутреннего строения алмаза методом дифракционной рентгено топографии. В сб. "Геология и прогнозирование месторождений алмазов". Тезисы докладов III Всес. межведом. совещ., М., 1974, 61-63 с.
12. Дуденков Ю.А., Клюев Ю.А., Зубков В.М. О случае зонального двулучепреломления, люминесценции и ультрафиолетовой топографии алмаза. "Алмазы", 1970, № 6, 1-3 с.
13. Игнатов И.С. Исследование внутреннего строения метакристаллов пирита в ориентированных срезах. "ДАН СССР", 1966, т.171, № 6, 1413-1416 с.
14. Клюев Ю.А., Дуденков Ю.А., Непша В.И. Некоторые особенности условий образования алмазов по формам их роста и распределение примесных оптически активных центров. "Геохимия", 1973, № 7, 1029-1036 с.
15. Клюев Ю.А., Дуденков Ю.А., Непша В.И., Орлов Ю.Л. Особенности оптических и микроволновых спектров монокристаллических разновидностей природных алмазов. "Алмазы", 1972, № 6, 1-7 с.
16. Клюев Ю.А., Непша В.А., Дуденков Ю.А., Звонков С.Д., Зубков В.М. Спектры поглощения алмазов разных типов. "ДАН СССР" 1972, т.203, № 5, 1054-1057 с.
17. Клюев Ю.А., Рыков А.Н., Зубков В.М. Распределение азота в природных алмазах промежуточного типа. "Алмазы", 1969, № 5, 5-9 с.
18. Клюев Ю.А., Рыков А.Н., Хозак Л.Я. Исследование случая неравномерного распределения азота в кристалле алмаза. "Алмазы", 1969, № 2, 8-10 с.
19. Коломийцев А.И., Якубова С.А. О столбчатом механизме роста кристаллов природного алмаза кубического габитуса. "Зап. Всес. Мин. Общ.", 1976, вып. 4, 469-472 с.
20. Крутойярский М.А., Милашев В.А.. О зависимости морфологии кристаллов от фациальных условий образования кимберлитов Сибирской платформы. "Зап. Всес. Мин. Общ.", 1974, ч. XCVI, 697- 703с.
21. Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. М., "Наука" 1973, 325 с.

22. Миусков В.Ф., Орлов Ю.Л. Рентгенодифракционное топографическое изучение якутских алмазов. "ДАН СССР", 1966, т.166, № I, 198-201 с.
23. Орлов Ю.Л. Минералогия алмазов. М., "Наука", 1973.
24. Сергеев В.Н. Зональность магнетитов и минералогическая кристаллография", Изд. Свердловского Горного ин-та, 1971, 72-75 с.
25. Самойлович М.И., Бутузов В.П., Солодова Ю.П., Котак А.Д., Кулаков В.М., Уваров В.А., Воробьев А.Я. ЭПР и оптические характеристики азотосодержащих комплексов в некоторых природных алмазах. "Алмазы", 1972, № 7, 1-7 с.
26. Соболев Е.В. Примесный азот в кристаллах природных алмазов. В сб. "Геология и прогнозирование месторождений алмазов", тезисы докладов III Всес. межвед. совещ. М., 1974, 52-54 с.
27. Толанский С. Сравнение синтетических и природных алмазов кубооктаэдрической формы. В кн. "Синтетические алмазы в промышленности", 1974, Киев, "Наукова Думка", 36-41 с.
28. Трубин В.И. К вопросу о связи формы кристаллов с термодинамическими условиями их роста. "ДАН СССР", 1970, т.190, №4, 835-837 с.
29. Трубин В.И., Бескрованов В.В. Закономерности распределения дефектов в природных алмазах и история их роста. В сб. "Геология и прогнозирование месторождений алмазов", тезисы докладов III Всес. межвед. совещ., М., 1974, 55-56 с.
30. Хонигман Б. Рост и форма кристаллов. ИЛ, 1961.
31. Чернов А.А. Слоисто-спиральный рост кристаллов. - "Успехи физических наук", 1961, т.73, вып.2, 1277-1331 с.
32. Шафрановский И.И. Внутреннее строение и ограничение кристаллов минералов. - В кн. "Минералогия и минералогическая кристаллография", изд. Свердловского Горного ин-та, 1971, 15-23 с.
33. Шеманина Е.И. Связь морфологических особенностей кристаллов алмаза со спектрами фотолюминесценции, "Алмазы", 1969, №6, 1-3 с.
34. Шефталъ Н.Н. Ритмичность в процессах роста кристаллов. Вестник МГУ, геол. М., 1966, № 8.

35. Якубова С.А., Генштафт Ю.С. Некоторые особенности внутреннего строения природных алмазов. - "Алмазы", 1973, № 7, 2-6 с.
36. Якубова С.А., Генштафт Ю.С. К вопросу об истории роста алмазов в природе. В сб. "Геология и прогнозирование месторождений алмазов", тезисы докладов III Всес. межвед. совещ. М., 1974, 74-75 с.
37. Якубова С.А., Генштафт Ю.С., Луденков Ю.А. История роста природных алмазов (по данным исследования внутренней морфологии). В сб. "Минералогия, геохимия и прогнозирование алмазных месторождений" Л., 1974, 55-59 с.
38. Evans T., Phaal C. Imperfections in type I and type II diamonds. - Proc. Roy. Soc., 1962, A270, p.538.
39. Giardini A.A., Tydings J.E. Diamond synthesis. - "Amer. Min.", 1962, vol.47, n° II-12, p1393-1421.
40. Harrison E.R., Tolansky S. Growth history of a natural octahedral diamond. - "Proc. Roy. Soc."; 1964, vol. A279, n° 1379, p.490-496.
41. Hartman P. Structure and morphology. - "In Cryst. Growth: Introduction Amsterdam e.a. 1973, p.367-402.
42. Hartman P. Z. Krist. 121, 78, 1965
43. Hartman P., Perdok W.G. On the relations between structure and morphology of crystals. - "Acta crystallogr.", 1955, v 8, N 1, p.49-52.
44. Herring C. Some theotems on the Free Enerigies of crystal surfaces. - "Phys. Rev", 1951, v 82, 87.
45. Kamiya Y., Lang A.R. On the structure of coated diamond. - "Phil. Mag.", 1965, vol. II. n° 110, p.347-356.
46. Lang A.R. Space-filling by branching columnar singl-crystal growth: An example from crystallisation of diamond. - "J. Crystal Growth", 1974, vol. 23, p.151-153.
47. Lang A.R. On the growth-sectorial dependence of defects in natural diamond. - "Proc. Roy. Soc.", 1974, vol. A340, n° 1621, p.233-248.
48. Moore M., Lang A.R. On the internal structure of natural diamonds of cubic habit. - "Phil. Mag.", vol. 26, n° 6, 1972, p.1313-1326.



49. Nitrogen in diamonds governs their shape and colour.-  
"South Mining and Engineering J.", 1965, 17/XII, p.2973-  
-2974.
50. Patel A.R, Patel M.M. Studies on the dodecahedral face  
of diamond.-"Amer.Min.", 1969, vol.54, n°9-10, p.1324-  
1329.
51. Seal M. The growth history of natural diamond as revealed  
by etching experiments.-"Proc.of the I Intern.  
Congress on Diamond in Industry", Paris, 1962, London,  
1962, p.361-375.
52. Seal M. Structure in diamond as revealed by etching.-  
"Amer.Min.", 1965, vol.50, p,105-123.
53. Seal M. Inclusions, birefringence and structure in dia-  
mond.-"Nature", 1966, v.212, n°5069/5070, p.1528-1531.
54. Seal M. Diamond-as a crystal and as a industrial mate-  
rial.-"Ind.Diamond Rev.", 1968, vol.28, n°328, p.104-  
110.
55. Strong H.M., Cherenko R.M. Further study on diamond  
growth rates and physical properties of laboratorymade  
diamond.-"J.Phys,Chem., 1971. vol.75, N 12, p.1838-1843.
56. Tolansky S. Birefringence of diamond.-"Nature", vol.211  
1966, p.158-160.
57. Varma C.K.R. Studies on the structure of natural dia-  
mond crystals of the cubic form.-"Phil.Mag.", 1967,  
vol.10, n° 142, p.657-662.
58. Varma C.K.R. Evidence of nucleation in Diamond growth.  
"Phil.Mag.", 1968, vol.14, n°147, p.633-634.
59. Wilks E.M. The structure of diamond as revealed by  
polishing.-"Diamond Research", 1969, p.7-12.
60. Woods G.S. and A.R.Lang. Cathodoluminescence, optical  
absorptions and x-ray topographic studies of synthetic  
diamond."J.Cryst.Gr.". 28 (1975) p.215-226.

## Характеристика алмазов октаэдрической формы (октаэдр-0)

№ крист.	Место-рожден.	Габитус	Характер поверхности или морфология граней	Цвет	Картина двулучепреломления	Тип внутренней структуры	Вес кар.	№ рис.
1	2	3	4	5	6	7	8	9
435	I	0	гладкогранный, остросеребряный с проявлением полицентрич.роста	бесц.	5	I-3-9-I2	0,22	I3
436	I	0	—	—	2	2-I2	0,25	I4
437	I	0	гладкогранный, остросеребрян.	—	I	2-6-I2	0,24	I6
445	I	0	слоисто-ступенчатый	—	6	2-5-I4	0,30	29
447	I	0	слоисто-ступенчатый, скульпт.полицентрич.рост	—	6	3-I5	0,25	32
449	I	0	слоистый; скульптированная	—	I	2-5-I2	0,29	4I
I275	I	0	слоисто-ступенчатый, сильный блеск	—	I	2-6-II-I2	0,50	59
I286	I	0	гладкогранный, остросеребрян.	бесцвет.	5+I	3-5-I2	0,45	33
I30I	I	0	слоисто-ступенчатый полицентр.рост	—	2	I-3-I6	0,33	IO

I	!	2	!	3	!	4	!	5	!	6	!	7	!	8	!	9
I307	I	0		слоисто-ступенчатый				бесцвет.		5		2-5-8-I4-I6-		0,35		48
I308	I	0		слоисто-ступенчатый с про- явлением полицентрического роста				"-		2		3-8		0,39		50
I3I0	I	0		слоисто-ступенчатый с про- явлением полицентрического роста				"-		5+4		2-8-I5		0,39		60
I3I2	I	0		гладкогранный				"-		5		2-8		0,35		45
I3I3	I	0		"-				"-		2+5		2-8		0,38		46
I3I4	I	0		гладкогранный, острореберный				"-		2		2-8-II-I2		0,3I		49
I3I6	IУ	0		слоисто-ступенчатый				"-		2		3-I2		0,40		36
I3I7	IУ	0		слоисто-ступенчатый, округлые ребра				"-		2		2-8-I2		0,40		38
I340	Ш	0		гладкогранный, острореберный				"-		4		2-I2-I6		0,36		37
I34I	Ш	0		плоскогранный, с проявлением полицентрического роста				"-		4		I-2-5		0,34		9
I342	Ш	0		слоистый с округлыми ребрами				"-		4		2-I-I2		0,35		5I
I343	Ш	0		"-		"-		"-		5+4		I-I2-I6		0,30		I7
I344	Ш	0		слоисто-ступенчатый, с округ- лыми ребрами, исчезающие грани				"-		4		2-I2-I5-I6		0,32		25
I345	Ш	0		слоистый, округлые ребра и вершины, исчезающие грани				"-		5		2-3-I2		0,34		53

1	2	3	4	5	6	7	8	9
1346	Ш	0	слоисто-ступенчатый, округлые ребра и вершины, исчезающие грани	бесцвет.	4+6	1-8	0,31	58
1348	Ш	0	слоистый, сильный блеск, округлыми ребрами, скульптуров. грани	"-	5+4	2-16?	0,35	30
1349	Ш	0	слоисто-ступенчатый, округлые ребра, грубая скульптура граней	"-	5+1	3-12	0,33	62
1350	Ш	0	слоисто-ступенчатый, округлые ребра	"-	почти изотропен	1-2-3-12	0,40	12
1351	Ш	0	тонкослоистый, гладкая блестящая поверх., ребра и грани округлые	"-	1	1-2-12	0,39	15
1352	Ш	0	слоистый, сильный блеск, округлые ребра и грани	"-	5+1	2-11-12	0,40	57
1353	Ш	0	слоисто-ступенчатый, округлые ребра	"-	5+4	1-2-12-16?	0,34	52
1354	П	0	слоистый, округлые ребра, грани, вершины, сильный блеск	"-	почти изотропен	2-8-14	0,33	40
1358	П	0	плоскогранный	"-	2	1-4-12	0,35	44
1370	П	0	гладкогранный, остросребренный	"-	1+5	3-12-18	0,33	39

Г	!	2	!	3	!	4	!	5	!	6	!	7	!	8	!	9
I371	П	0				слоистый, с округлыми ребрами		бесцвет.		4		I-I2		0,37		8
I372	П	0				гладкогранный, остроресберный		"-		5+1		I-8-10		0,38		56
I373	П	0				слоисто-ступенчатый, округлые ребра, грани, дисковая скульптура		"-		5		2-3-8-12		0,35		31
I374	П	0				слоисто-ступенчатый		"-		4		I		0,33		6
I402	I	0				плоскогранный, тонкослоистый		"-		6		2-1-12		0,27		21
I403	I	0				гладкогранный, остроресберный		"-		6		I-12-5		0,20		7
I404	I	0				"-		"-		5+4		I-2-8-II		0,25		54
I405	I	0				"-		"-		5+6		I-8-12		0,23		55
I406	I	0				"-		"-		I+6		2-8-12		0,26		42
I407	I	0				гладкогранный, остроресберный		"-		5		I-2-8-13-12		0,24		47
I410	Ш	0				слоистый, округлые ребра		"-		I		I-3-16		0,28		11
I412	Ш	0				гладкогранный, остроресберный		"-		2		I-2-16		0,20		26
I415	Ш	0				"-		"-		6		I-2		0,23		20
I418	Ш	0				слоистый, округлые ребра		буроватый		2		I-2-15-16		0,30		18
I420	П	0				гладкогранный, остроресберный		бесцветн.		2		2-3-10-12-16		0,25		23

I	2	3	4	5	6	7	8	9	
I421	П	0	гладкогранный , остроребер- ный		бесцветн.	4	2-3-12	0,22	28
I422	П	0	"	"	"	2	2-8	0,20	34
I423	П	0	"	"	"	6	2-1-3-16-12	0,23	24
I426	П	0	"	"	"	6	1-2-16	0,28	19
I428	П	0	плоскогранный , округлые ребра	"	"	2+1	2-1-12	0,26	43
I429	П	0	гладкогранный , остро- реберный	"	"	2+6	1-2-3-10-11-12-0, -16-18	0,26	63
I430	П	0	гладкогранный	"	"	1	1-3-12-16	0,21	27
I431	П	0	гладкогранный , остро- реберный	"	"	5	2-12-13-16	0,22	35
I433	П	0	гладкогранный , остро- реберный	"	"	5	3-12	0,27	22
I448	П	0	слоистый, ступенчатый	светло- бурый	бесцветн.	6+1	2-3-12	1,26	61
I		0		"	"	-	2-12-5	0,20	64
2		0		"	"	6	1-12-5	0,20	65
3		0		"	"	-	4-12	0,20	66
4		0		"	"	1	2-1-5	0,20	67
II имп.		0		"	"	-	2-8-5	0,21	I42

Примечание: см. примечание к таблице № 3

Таблица 3

## Характеристика алмазов округлой формы (октаэдроилов-Од, додекаэдроилов-Д)

№ крист.	Место рожд. ден.	Габитус	Характер поверхности или морфология граней	Цвет	Картина двулуче-преломлен.	Тип внутрен. структ.	вес кар.	№ фото
1	2	3	4	5	6	7	8	9
267	IУ	Д	гладкогранный, с сильн. блеском	бесцветн.	2	I-5	0,29	73
268	IУ	Д	ровная, слегка матовая с тонкой штриховкой	буроват.	6+2	I-8-II-I2	0,39	103
269	IУ	Д	ровная, гладкая с тонкой штриховкой	бурый	I+6	3-7-I2	0,39	102
270	IУ	Д	ровная, слегка матовая с тонкой штриховкой	бесцветн.	сложная	3-I2-I6	1,00	89
272	IУ	Д	тонкослоистый; ровная, слегка матовая	буроват.	I	3-I2-I6?	1,40	100
314	IУ	Д	гладкогранный с сильно маслянистым блеском; дисковая скульптура	буроват.	6	3-4-7-8-9- -10-II-I2-I6	1,76	106
I276	IУ	Од	неровная, сложноскульптуров.	бесцветн.	5+6	I-9-I3	0,52	86
I277	IУ	Од	неровная, кавернозная	"-	6	3-6-7-I2	0,56	99
I280	IУ	Од	слоистый	"-	2+I	4-2-9-10-II- -I2	0,21	88
I281	IУ	Д	неровная, слоистая	буроват.		I-2-5	0,21	78
I288	IУ	Од	ровная, тонкослоистая	бесцветн.	3+I+6	I-3	0,26	83
I289	IУ	Д	гладкогранный; ровная, блестящая	"-	сложная	3-7-I2-I6	0,50	104

1	2	3	4	5	6	7	8	9
I290	IV	Д	гладкогранный с сильным блеском	бесцветн.	5+1	3-1-12-16	0,36	105
I291	II	Д (сросток?)	ровная, гладкая с сильным блеском	буроват.	6	1-5	0,25	74
I295	III	Од	слоистая, матовая	светло-бурый	6	2-14	0,60	97
I315	IV	Д	гладкогранный с сеткой мелких прямоугольных трещин	бесцветн.	изотропен	I	0,32	70
I318	IV	Д	гладкогранный с тонкой скульптурой	"-	6	1-4-12-7	0,33	92
I319	IV	Од	тонкослоистая	"-	изотропен	I-12	0,35	79
I320	IV	Д	ровная, слегка матовая с неглубокими коррозион. впадинами	"-	нет рисунка	четко-I-12	0,35	80
I321	IV	Д	гладкогранный, с сеткой микротрещин	"-	изотропен	I-12	0,39	72
I322	IV	Од	слоистая, неровноскульптирован.	"-	5+2	1-2-8	0,39	81
I323	IV	Д	неровная, скульптурированная	"-	нет рисунка	I-5	0,35	71
I324	IV	Од	гладкая, блестящая, дисковая скульптура	"-	I	I-12	0,32	75
I325	IV	Д	гладкая, дисковая скульптура	буроватый	6+2	I	0,34	68
I326	IV	Д	тонкослоистая, присутствует слабо выражен. дисковая скульптура	бесцветн.	I	3-4-5-7-8-10 -II-12	0,40	107



(продолжение - 3)

Таблица 3

I	2	3	4	5	6	7	8	9
I327	IV	Д	сильный блеск, тонкая изогнуто-волнистая слоистость	бесцветн.	I	I-3-9	0,33	87
I360	II	Д	неровная, скульптурированная с сильным блеском	"-	I	I-12	0,33	77
I361	II	Д	неровная, сложноскульптурирован.	"-	5	I-3-12-8	0,38	82
I362	II	Од	слоистая, с сильным блеском	"-	5	2-10-12-14-15	0,36	98
I363	II	Д	неровная, слоисто-скульптурированная	"-	4	3-12-16	0,40	101
I365	II	Д	слоистая с сильным блеском	"-	I	I-2-12-14	0,38	90
I366	II	Д	неровная, слоисто-скульптур.	"-	6	3-7-12-14	0,25	108
I367	II	Д	неровная, скульптурирован., покрытая штриховкой	"-	4	I-12	0,32	76
I369	II	Од	тонкослоистая, с сильным блеском	"-	5	I-12-14	0,37	85
I411	III	Од	слоистая, скульптурированная	"-	I	I-2	0,26	91
I413	III	Од	слоистая	"-	5	I-2	0,23	95
I414	III	Од	слоистая, с сильным блеском	"-	3	I-2	0,21	93
I416	III	Д	ровная, тонко штрихованная	"-	5+2	2-12	0,21	96
I417	III	Од	слоистая	"-	5+1	I-3-16	0,28	94
I425	II	Од	неровная, грубоскульптурированная слоистая	"-	4	I-5	0,28	64

I	2	3	4	5	6	7	8	9
I432	II	Од	слоистая		бесцветн.	4	I-2-5	0,29 84
6	IV	Д			"		3-5	0,49 II9
I23	III	Д			"		3-I2-I6	0,47 I22
I24	III	Д			"		3-I2-4	0,50 I23
I25	III	Д			"		I	0,48 IO9
I27	III	Д			"		I-4	0,5I III
I28	III	Д			"		I-4	0,5I II2
I29	III	Д			"		3-I2	0,50 I2I
7042	IV	Д			"		3-5	0,5I II7
7053	IV	Д			"		I-5	0,48 II0
7062	IV	Д			"		I-5	0,53 II4
7070	IV	Д			"		I-5	0,53 I20
7072	IV	Д			"		3-5	0,56 II5
7073	IV	Д			"		I-3-I2	0,59 II3
708I	IV	Д			"		I-3-I2	0,58 II8
7034	IV	Д			"		I-I2-5	0,65 II6
Имп.		Д			"		I	0,22 I4I

Примечание: алмазы №6-Имп. были получены в предварительно обработанном виде для технических целей, поэтому характеристика внешней поверхности не приводится.  
Для картин двулучепреломления приняты следующие обозначения:

(продолжение - 5)

Таблицы 3

1-зональная; 2 - секториальная; 3- связанная с диагональными прослоями; 4-изометричная зональность; 5- фантом; 6- неправильный узор, связанный с пластической деформацией, включениями, трещинами.

Кристаллы I имп. - импортный алмаз одного из зарубежных месторождений.  
Тип внутренней структуры дается в соответствии с табл. I.

## Характеристика алмазов кубической формы (куб - К)

№ крист.	Место-рождение	Габитус	Характер поверхности или морфология граней	Цвет	Картина двулуче-преломления	Тип внутренней структуры	Вес кар.	№ рис.
I	2	3	4	5	6	7	8	9
I296	Ш	К	неровная, шероховатая, ступенчатая с поверхностными трещинами	желтый	2	I9-20	0.12	I28
I297	Ш	К	неровная, шероховатая; ребра сглажены	оранже- вый	2	20	0.11	I33
I299	Ш	К	неровная, трещиноватая; ребра округлые	темно- серый		I9-20	0.08	I29
I434	П	К	неровная, шероховатая; блестящий	серый	2	I9-20	0.27	I30
I435	П	К+0	неровная, шероховатая	желтый	5	4-8-9-I2-I7	0.48	I36
I436	П	К	неровная, большая трещина	серый	5+2	22	2.22	I32
I438	П	К+0	неровная, грубо шероховатая; трещиноватый	ярко- желтый	-	3+I7	0.21	I34
I439	П	К	неровная, глубокие тетрагонь; блестящий	серый	2	22	0.20	I31
I440	П	К	неровная, матовая	серо- зеленый	оболочка- - I	I9	2.54	I24
I441	П	К	неровная, грубо шероховатая; трещиноватый, блестящий	зеленый	?	20	I.00	I26

(продолжение - 2)

Таблица № 4

1	2	3	4	5	6	7	8	9
I444	II	K	неровная, ребра округлые	серо-зеленый	оболочка- - I	I9	0.27	I27
I445	III	K	неровная, сильно трещиноватая	серый	-	2I	0.23	I25
I446	III	K+K (сросток)	неровная, шероховатая	серый	-	2I	I.40	I35

Примечание: см. примечание к таблице 3.

Таблица № 5

## Характеристика алмазов с оболочкой (coated diamond) октаэдр - 0

№ крист.	Место-рождение	Габитус	Характер поверхности или морфология граней	Цвет	Картина двулучепреломления	Тип внутренней структуры	Вес кар.	№ рис.
I437	II	0	шероховатая	желтый	4	3-12-17	2.68	I38
I443	II	0	"-	желтый	6	6-7-12-5-17	I.19	I40
I447	II	0	шероховатая, поверхностные трещины	желтый	5+6	6-4-8-II-12	0.34	I39
I449	II	0	слоистая, шероховатая	желтый	6	3-5-7-8-12-17	0.26	I37

Примечание: Для картин двулучепреломления приняты следующие обозначения:

I-зональная; 2-секториальная; 3-связанная с диагональными прослоями; 4-изометричная зональность; 5-фантом; 6-неправильный узор, связанный с пластической деформацией, включениями, трещинами.

Тип внутренней структуры дается в соответствии с таблицей I.

Приложение П. Описание внутренней морфологии  
кристаллов алмаза.

Кристалл № I407, октаэдр (рис.47)

Асимметрично внешнему контуру расположена октаэдрическая зона со сложным секториальным строением. Структуры, образующие криволинейную, остроугольную фигуру, представляют собой скорее всего следы кубических пирамид роста. Этот рост, возможно, осложняется пирамидами граней, близких к (III), зарастающих октаэдрическими слоями. Элементы структуры этого типа обнаружены в кристалле № I43I (октаэдр) и показаны стрелкой на рис.35б, схематично для большей ясности рассматриваемый фрагмент поверхности изображен на рис.4. Очевидно и в этом случае кристалл имеет секториальное строение.

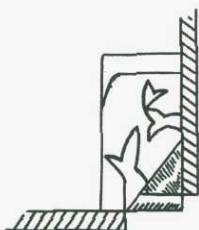


Рис.4.Схематическое изображение строения фрагмента изученной поверхности кристалла № I43I (указан стрелкой на рис.35б)

Кристалл № I275, октаэдр (рис.59)

Этот алмаз подробно описан в работах [35,37]. В вершинах октаэдрической зональности и субпараллельно линиям октаэдрических зон роста отчетливо можно выделить пирамиды нарастания "паразитических" граней. Округлая зона и криволинейные участки, наложенные на октаэдрическую зональность, являются свидетельством сложного секториального роста кристалла, не исключая и возможное наложение процессов растворения.

Кристалл № I368, октаэдр (рис.44)

Алмаз представляет интерес в связи с тем, что в нем отчетливо проявлено секториальное строение в центре и у вершин октаэдра. Подобные структуры в виде контрастного по

степени травления квадрата в углах октаэдрической зональности наблюдаются и в других кристаллах (октаэдры № 1343, 1349, 447, рис. 16, 62, 32).

Кристалл № 1448, октаэдр (рис. 61).

В алмазе выделяется прямолинейно-ступенчатая зональность, осложненная секториальным строением. На это указывает прежде всего криволинейный характер контрастных по травлению зон переменной ширины. Отчетливо видны в периферийной области незавершенные октаэдрические слои и пирамиды роста граней  $(100)$  вдоль диагонали октаэдрической прямоугольной структуры в направлении  $\langle 100 \rangle$ . На этом кристалле мы наблюдаем следы пластической деформации в виде протравленных линий плоскостей деформации на внешней поверхности, просматриваемых внутри объема, — две прямые параллельные линии, пересекающие всю протравленную поверхность. Вдоль одной из них хорошо видны ступени сдвига на линиях октаэдрических плоскостей. Однако, пластическая деформация не распространяется на весь объем кристалла. Это в принципе возможно из-за резко выраженной зональной структуры.

Кристалл № 1429, октаэдр (рис. 63).

Наиболее интересный из всех изученных нами кристаллов. Алмаз показал совершенно уникальную историю роста, на протяжении которой происходило многократное изменение габитуальных форм. В центре кристалла расположен куб с характерной столбчатой структурой, строение которой хорошо видно на рис. 63е. Отметим, что куб совершенно бесцветный и прозрачный и не имеет видимых включений в отличие от обычных кубических кристаллов, которые всегда ярко окрашены и слабо прозрачны. Переходная округло-ступенчатая зона ограна октаэдрическими плоскостями (отчетливо видно переограничение кристалла), выходы которых на изучаемую поверхность образуют пилообразную линию (рис. 63е, ж). На рис. 5 схематически изображено строение волнисто-ступенчатой поверхности в области перехода от куба к октаэдру. В зоне роста октаэдрических граней хорошо видны пирамиды нарастания граней  $(100)$  по диагоналям октаэдрической зональности. Далее продолжается послойный рост октаэдра с образованием резко выражен-





Рис.5. Схематическое изображение строения волнисто-ступенчатой поверхности в области перехода от куба к октаэдру

ных ступенчатых структур и пирамид нарастания граней торможения. Вся эта зона отчетливо протравлена (темная). Округлая структура может быть объяснена процессом растворения. Яркая зональность, недорастание слоев октаэдрической зональности, секториальная структура — все это говорит об очень существенном отклонении от условий равновесия при росте. На примере этого кристалла можно демонстрировать регенерацию растворенных октаэдрических зон, которая хорошо видна на октаэдрической прямолинейно-ступенчатой структуре вокруг округлой зоны. Известно, что после процесса растворения происходит нарастание более "чистых" слоев, свободных от примесей [21]. Внешняя однородная зона кристалла сложена октаэдрическими слоями, формирующими тонко-слоистый плоскогранный октаэдр. И здесь можно выделить незначительные нарушения в таком росте, связанные с небольшими областями секториальной структуры (указаны стрелкой на рис.63д).

Кристалл № 1326, ромбододекаэдрод (рис.107).

Алмаз характеризуется секториальным строением в центре с образованием кубо-октаэдра с кубоидными поверхностями, т.е. поверхностями, близкими к направлению  $\langle 100 \rangle$  с элементом криволинейности. В центре кубооктаэдра округлые зоны, позволяющие допустить полицентрическое зарождение кристал-

ла. Очень четкое различие в характере травления в пределах кубических и октаэдрических пирамид. За кубоидной поверхностью следует октаэдрическая зональность и постепенное переограничение с образованием граней торможения по  $\langle 100 \rangle$ , размеры которых постепенно уменьшаются по мере удаления от кубоидных поверхностей и появляется четкая октаэдрическая зональность. Образование пирамид кубических граней продолжается на всех последующих этапах кристаллизации этого алмаза и приводит к нарушениям в послойно-замкнутой зональности.

Кристалл № 268, ромбододекаэдронд (рис.103).

Алмаз интересен кубо-октаэдрической структурой, приводящей к образованию куба. Как и в других аналогичных случаях, внешняя зона является волнисто-ступенчатой. Выходы октаэдрических слоев приурочены к входящим углам волнисто-образной поверхности (рис.5). В пирамидах роста куба видно сложение, ориентированное по  $\langle III \rangle$  за счёт микропирамид нарастания граней октаэдра и ограниченное фронтом кристаллизации по  $\langle 100 \rangle$ .

Кристалл № 314, ромбододекаэдронд (рис.106).

В алмазе четко видно образование нескольких секториальных зон (полицентрический рост), объединяемых послойно-замкнутой октаэдрической зональностью со ступенями в вершинах. Данный кристалл иллюстрирует возобновление секториальной структуры с развитием кубоидных поверхностей после промежуточной зональности по октаэдру.

Кристалл № 1289, ромбододекаэдронд (рис.104).

Алмаз ранее описывался [37]. На рис.104б, в, представляющих увеличенные фрагменты отдельных зон, отчетливо видна послойная прямолинейная и ступенчатая зональность, прерываемая пирамидами нарастания неоктаэдрических граней; как правило, это менее протравленные участки с локальным зернистым травлением. Криволинейные структуры связываются с локальными участками секториальной структуры. Рассматриваемый кристалл характеризуется полицентрическим ростом, при этом симметрия структуры не нарушается, разориентация встроженных образований незначительная.

Кристалл № I280, ромбододекаэдроид (рис.88).

Алмаз также описывался ранее [37]. В нем ярко проявлен полицентрический рост, секториальная структура в центральной зоне с большим количеством округлых зон. В периферийных зонах наложение послойной октаэдрической и секториальной зональности.

Кристалл № I276, ромбододекаэдроид (рис.86).

Алмаз показал устойчивое образование округлой зональности, которая обуславливает сложное напряженное состояние кристалла, проявляемое в узоре двулучепреломления (рис.86а, б).

Кристалл № 7042 (рис.117).

"Щрам" на поверхности, пересекающий октаэдрические слои роста, является выходом на поверхность плоскости (или зоны) пластической деформации (на внешней поверхности кристалла видна одна линия скольжения). Хорошо видно симметричное искривление октаэдрических зон, что может быть связано с деформацией по механизму микродвойникования. Интенсивность степени деформации меняется в различных участках и это коррелирует с шириной протравленной области, захватывающей зону деформации.

Кристалл № I438 округлый кубооктаэдр (рис.134).

Алмаз в оболочке, имеет необычное строение. Центральная часть - послойно-замкнутая зональность ступенчатого типа. Внешняя зона кристалла имеет шестовато-волокнистую (столбчатую) структуру, волокна расположены перпендикулярно сторонам центральной зоны и почти отсутствуют в углах октаэдрической зональности. Конечная форма - округлый кубооктаэдр, переходящий в шар.

Кристалл № I444, кубоид (рис.127).

Алмаз привлекает внимание зональностью, которая точно повторяет внешний контур кристалла. Травление выявило столбчатую структуру всего кристалла и зональное строение, параллельное внешнему контуру. Эта зональность не отвечает послойному росту по кубу.

Кристалл № I435 кубооктаэдроид (рис.136).

Этот алмаз относится к типу алмазов в оболочке. Централь-

ная часть прозрачная и бесцветная. Четко выделяется секториальная структура. Октаэдр представлен целой серией граней торможения. Ярко выражены кубоидные поверхности.

Кристалл № 1297, кубоид (рис.133).

Для этого алмаза характерно столбчатое строение и направление  $\langle III \rangle$  на всем протяжении роста. Длина волокон максимальна в направлении  $\langle III \rangle$ , т.е. по диагоналям куба. Чем ближе к центру кубической грани, тем меньше размер волокон и тем ближе сказывается ориентировка фронта кристаллизации по кубу. Тем не менее, в относительно чистых зонах поверхности, даже вблизи кубических внешних граней, хорошо видны удлиненные по  $\langle III \rangle$  волокна. Определяющую роль в данном случае, видимо, играют примеси, их форма вхождения в структуру, блокирующее влияние которой на развитие волокнистого роста очевидно.

Кристалл № 1449, алмаз в оболочке (рис.137).

Центральная часть - четко выраженная октаэдрическая зональность со ступенчатым строением. Тонкая оболочка имеет столбчатую волокнистую структуру.

Кристалл № 1443, алмаз в оболочке (рис.140).

Центральная часть характеризуется послойной не замкнутой зональностью. Кристалл как бы состоит из четырех октаэдрических пирамид. Обращает на себя внимание оболочка, имеющая столбчатую структуру, которая довольно слабо протравилась. Аналогичным образом протравилась и оболочка кристалла № 1447 (рис.139).

ПРИЛОЖЕНИЕ III

ФОТОГРАФИИ КРИСТАЛЛОВ, КАРТИН ДВУЛУЧЕПРЕЛОМЛЕНИЯ  
И ФИГУР ТРАВЛЕНИЯ ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ АЛМАЗОВ

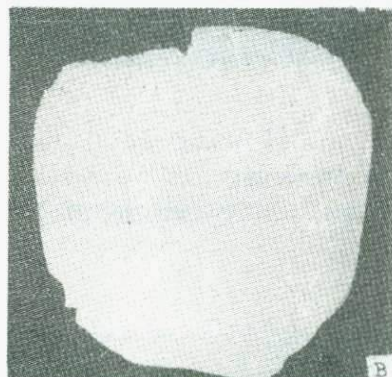
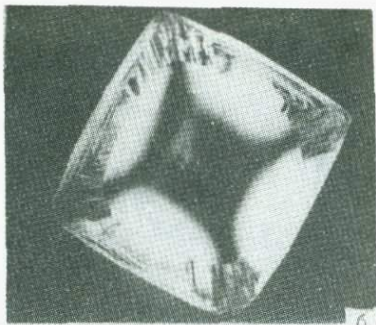
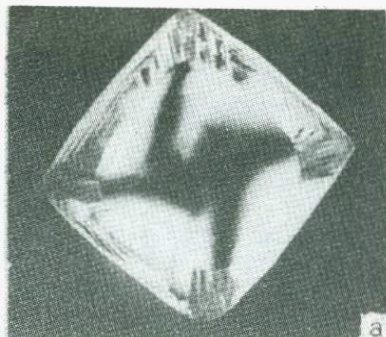


Рис.6. Кристалл № I374.  
а-картина двулучепреломления  
пластины при  $0^{\circ}$ ;  
б-картина двулучепреломления  
при повороте на  $45^{\circ}$ ;  
в-фигура травления поверхности  
(100). Увеличение  $40\times$ .

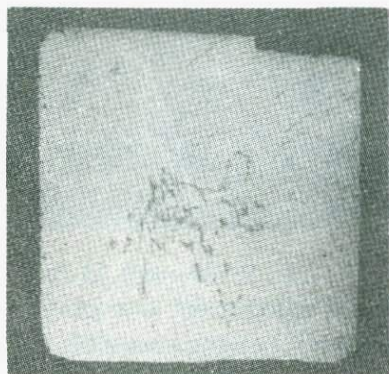


Рис.7. Кристалл № I403.  
Фигура травления поверхности  
(100). Увеличение  $40\times$ .

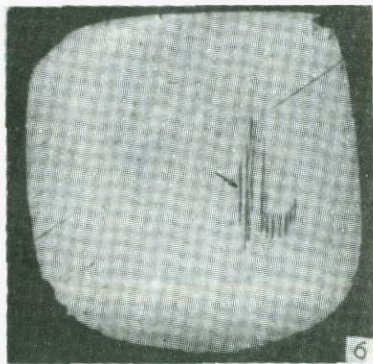
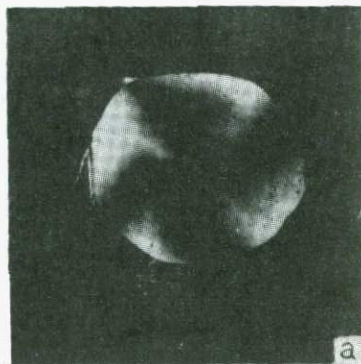


Рис.8.Кристалл № 1371.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100).Увеличение  $40^{\times}$ .

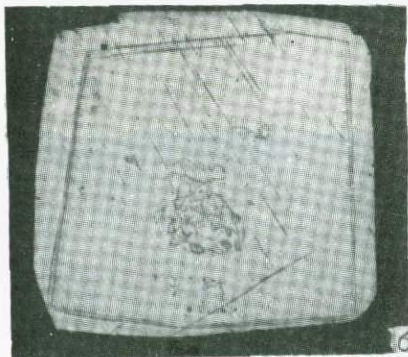


Рис.9.Кристалл № 1341.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100).Увеличение  $40^{\times}$ .

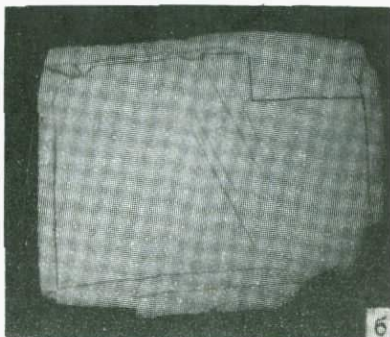


Рис.10. Кристалл № 130I.

а-внешний вид;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40^{\times}$ .

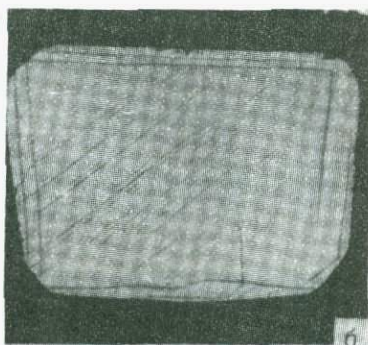
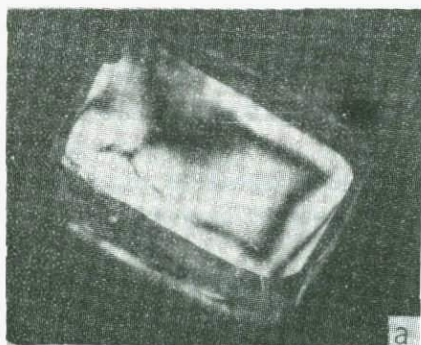


Рис.11. Кристалл № 1410.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40^{\times}$ .



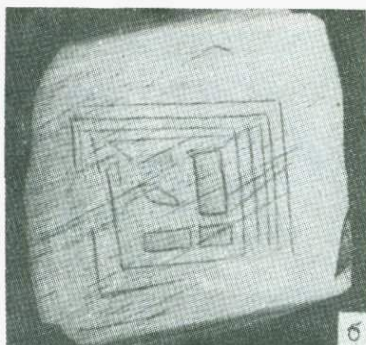


Рис.12.Кристалл № 1350.

а-внешний вид;

б-фигура травления поверхности (100).Увеличение  $40\times$ .

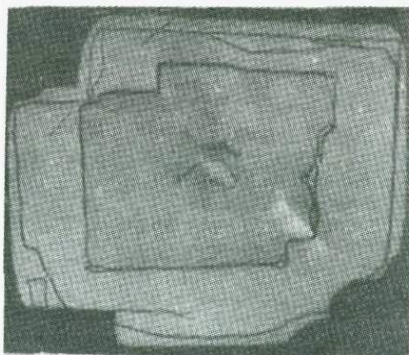


Рис.13.Кристалл №435.

Фигура травления по-  
верхности (100).

Увеличение  $40\times$ .

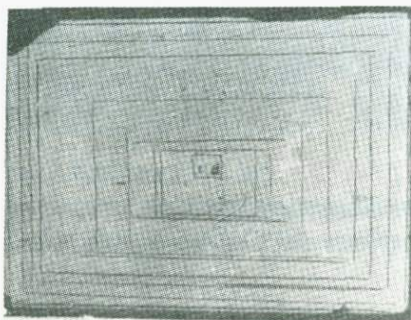


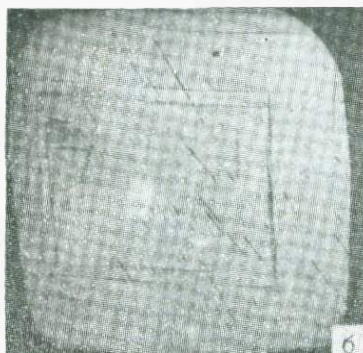
Рис.14.Кристалл № 436.

Фигура травления по-  
верхности (100).

Увеличение  $40\times$ .



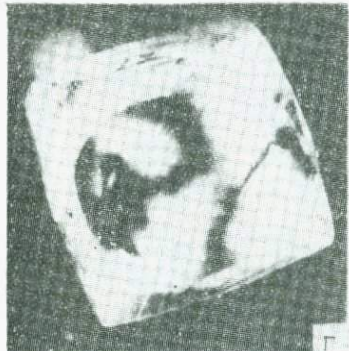
а



б



в



г

Рис.15. Кристалл № 1351.

а-внешний вид;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ ;

в- и г-картины дуолучепреломления пластины.

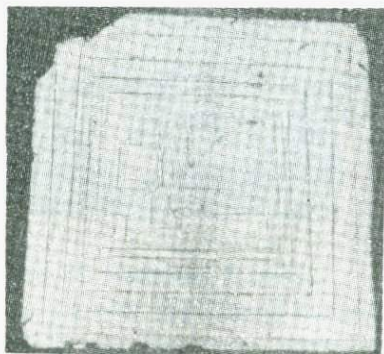


Рис.16. Кристалл № 437.

Фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

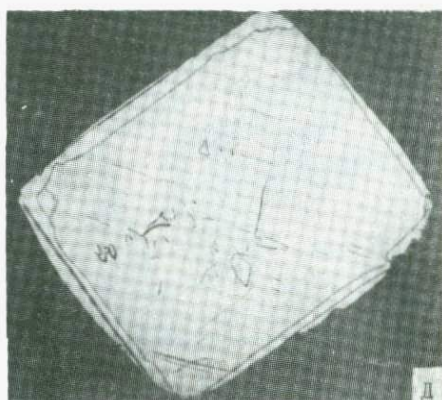


Рис. 17. Кристалл № 1343.

а-, б-, в-внешний вид;

г-картина двулучепреломления  
пластины;

д-фигура травления поверхности  
(100). Увеличение  $40\times$ .

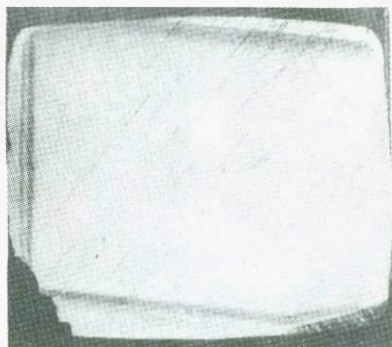


Рис.18.Кристалл № I4I8.  
Фигура травления поверхности  
сти (100).Увеличение  $40^{\times}$ .

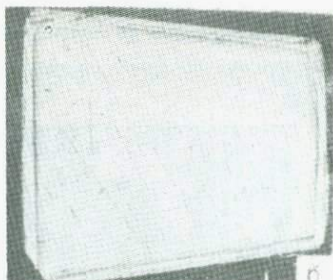
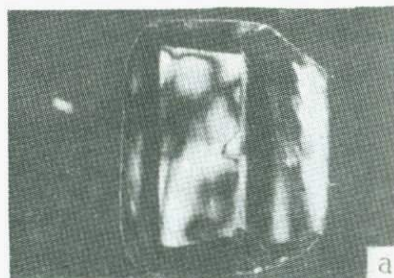


Рис.19.Кристалл № I426.  
а-картина двулучепреломления пластины;  
б-фигура травления поверхности (100).Увеличение  $40^{\times}$ .

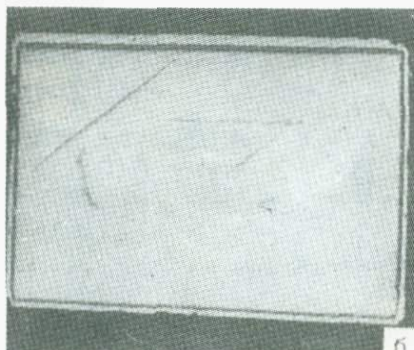


Рис.20.Кристалл № I4I5.  
а-картина двулучепреломления пластины;  
б-фигура травления поверхности (100).Увеличение  $40^{\times}$ .

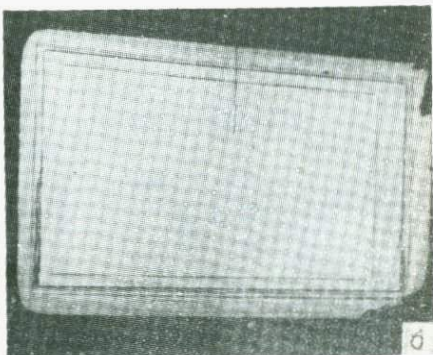


Рис.21. Кристалл № I402.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

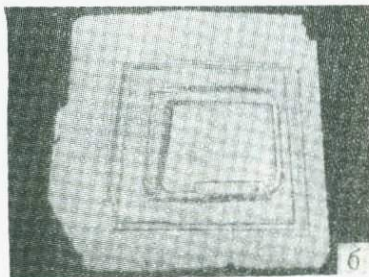


Рис.22. Кристалл № I433.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

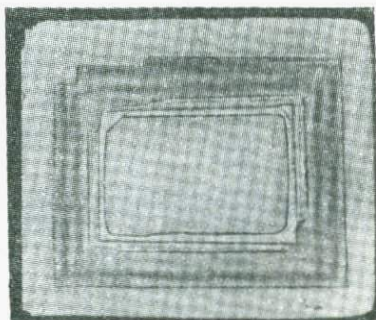


Рис.23. Кристалл № I420.

Фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

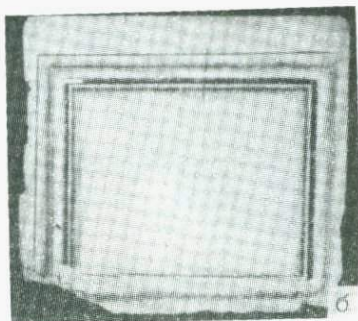


Рис. 24. Кристалл № I423.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

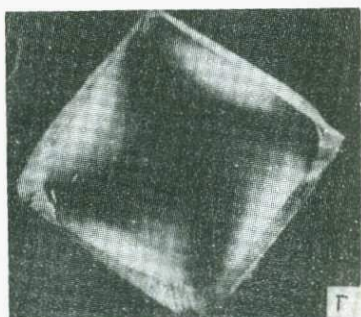
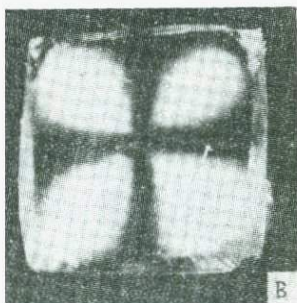
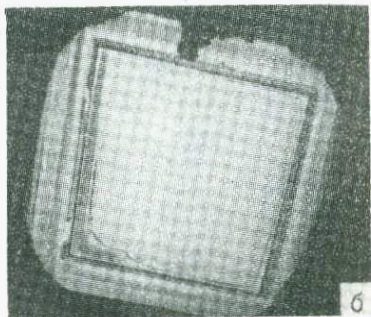


Рис. 25. Кристалл № I344.

а-внешний вид;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ ;

в-, г-картины двулучепреломления пластины.

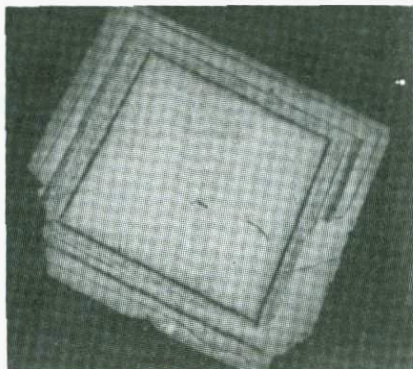
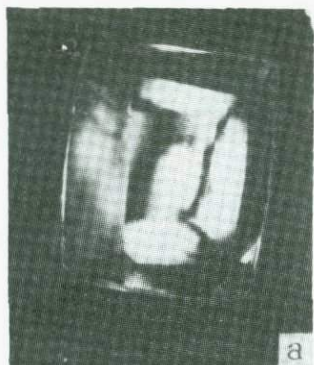
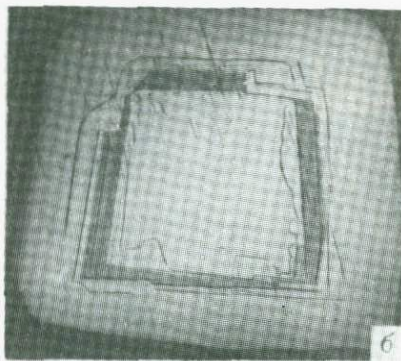


Рис.26. Кристалл № I4I2.  
Фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .



а

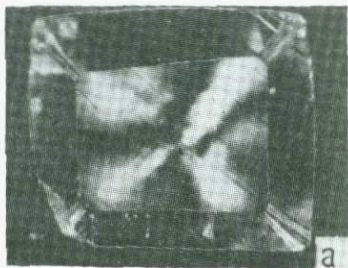


б

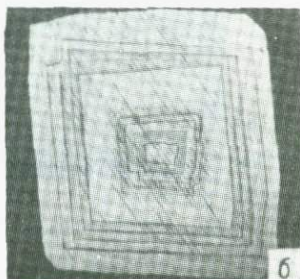
Рис.27. Кристалл № I430.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .



а



б

Рис.28. Кристалл № I42I.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

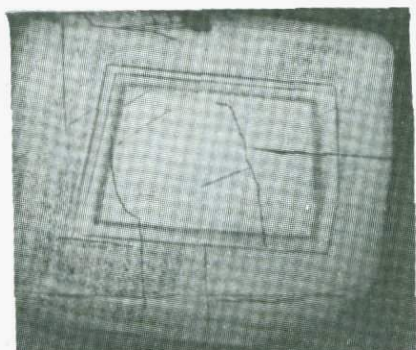


Рис.29. Кристалл № 445.  
 Фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

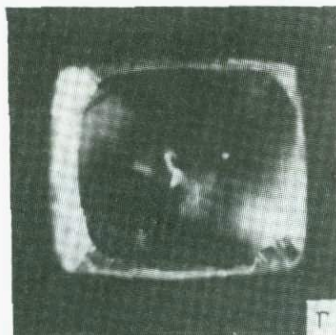
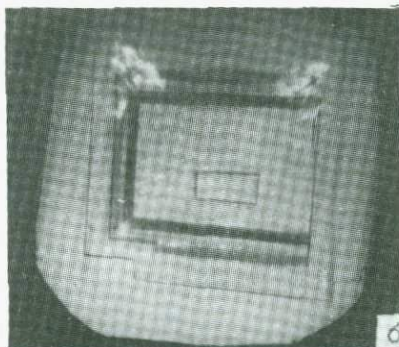


Рис.30. Кристалл № 1348.

а-общий вид;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ ;

в-, г-картины двулучепреломления пластины.



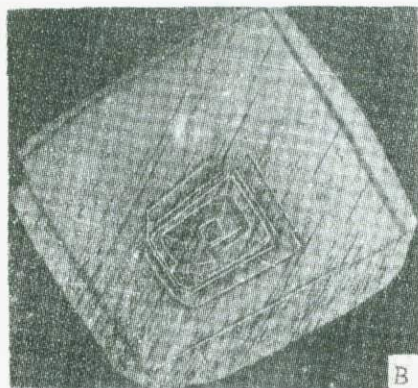
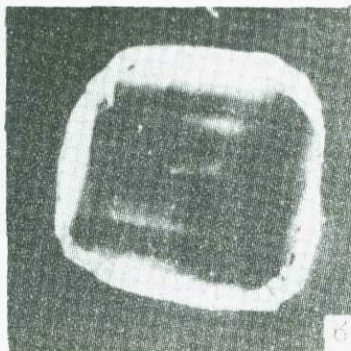
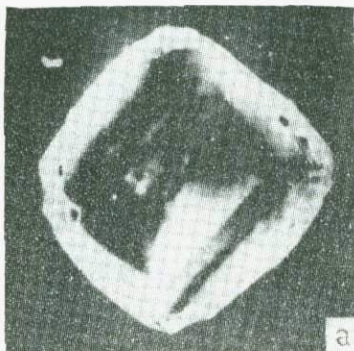


Рис.31. Кристалл № 1373.  
а-, б-картины двулучепре-  
ломления пластины;  
в-фигура травления по-  
верхности (100). Увели-  
чение  $40\times$ .

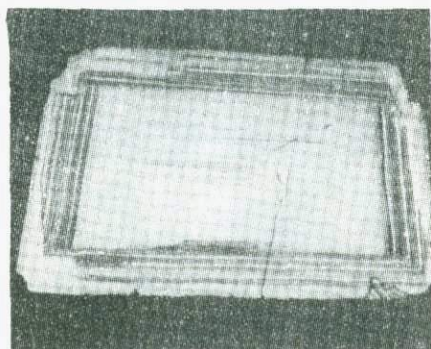


Рис.32. Кристалл № 447.  
Фигура травления по-  
верхности (100). Увеличение  
 $40\times$ .

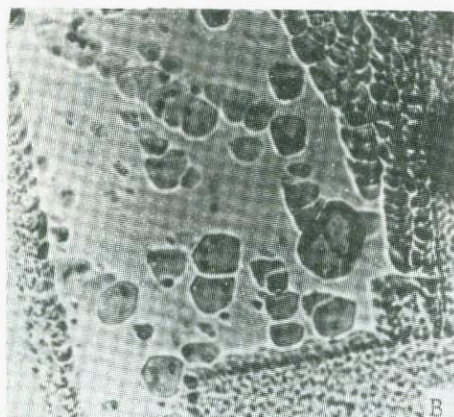
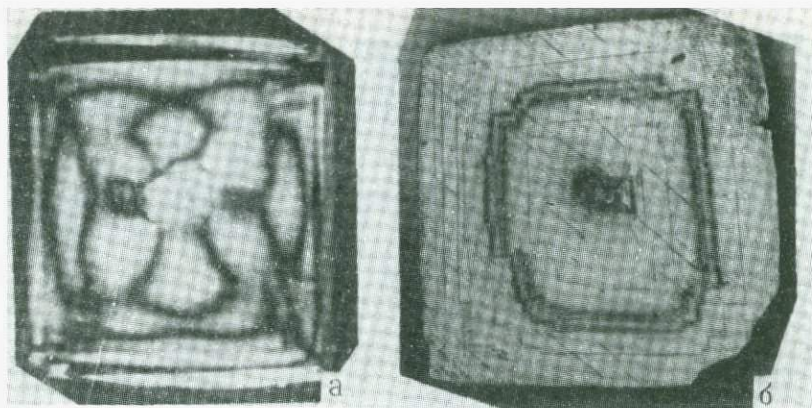


Рис. 33. Кристалл № 1236.  
 а-картина двулучепрелом-  
 ления пластины;  
 б-фигура травления по-  
 верхности (100). Увели-  
 чение  $40\times$ ;  
 в-фрагмент фигуры трав-  
 ления. Увеличение  $120\times$ .

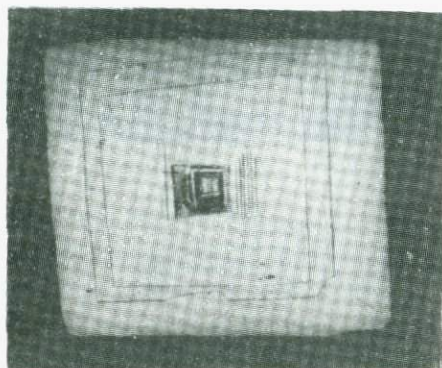


Рис. 34. Кристалл № 1422.  
 Фигура травления по-  
 верхности (100). Увели-  
 чение  $40\times$ .

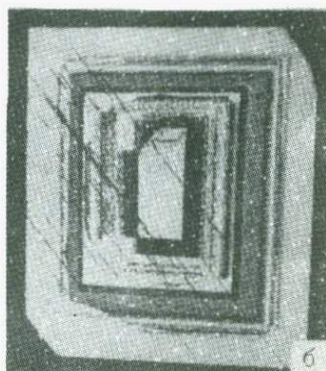
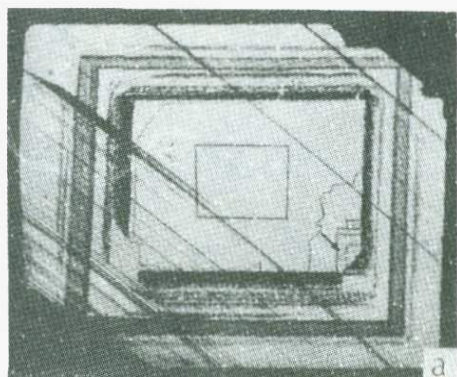


Рис.35. Кристалл № I43I.

а-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ ;  
 б-фигура травления поверхности (100) другой стороны  
 пластины. Увеличение  $40\times$ .

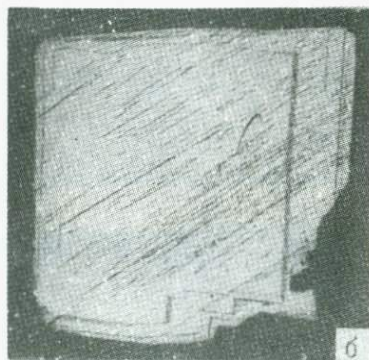
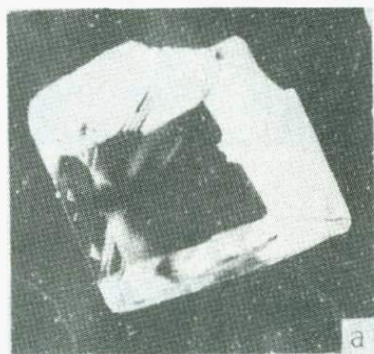


Рис.36. Кристалл № I3I6.

а-картина двулучепреломления пластины;  
 б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

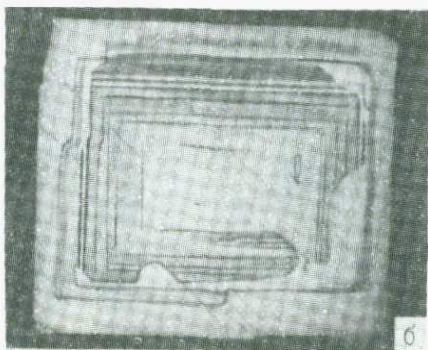


Рис.37. Кристалл № 1340.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

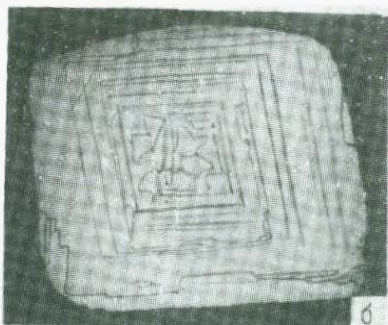
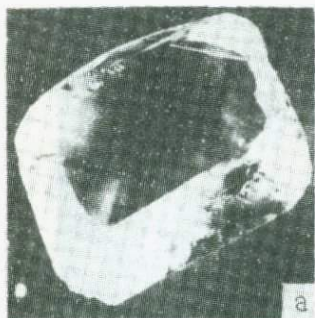


Рис.38. Кристалл № 1317.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

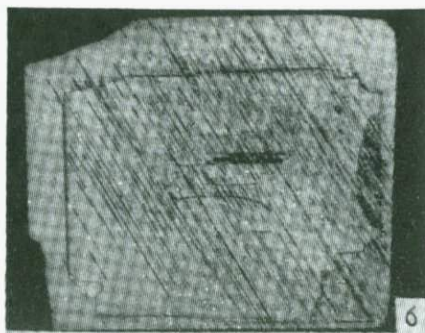


Рис.39. Кристалл № 1370.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .



Рис.40. Кристалл № 1364.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

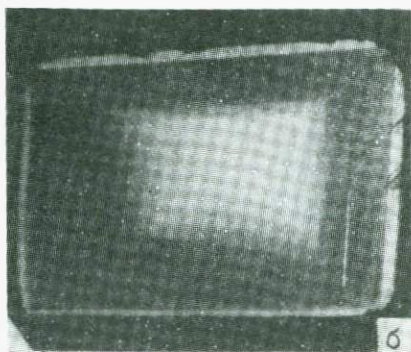
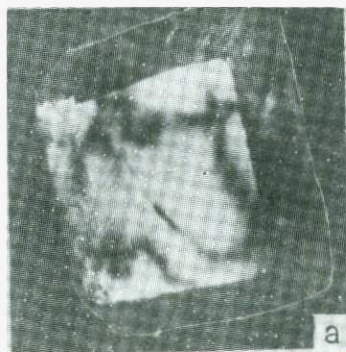


Рис. 41. Кристалл № 449.

а—картина двулучепреломления пластины;

б—фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

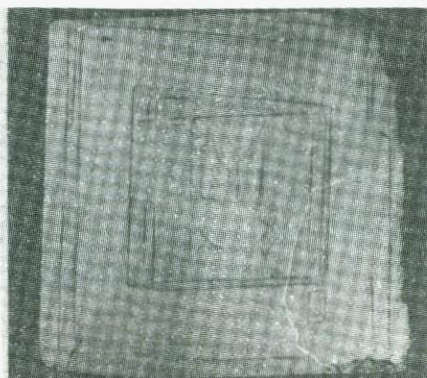


Рис. 42. Кристалл № 1406.

Фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

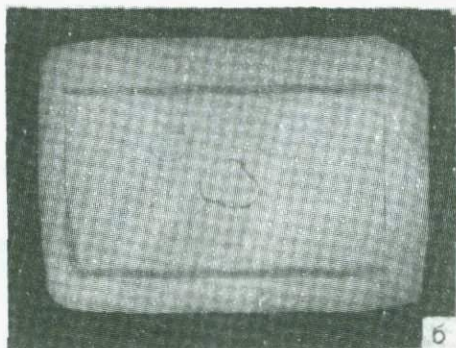


Рис. 43. Кристалл № 1428.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

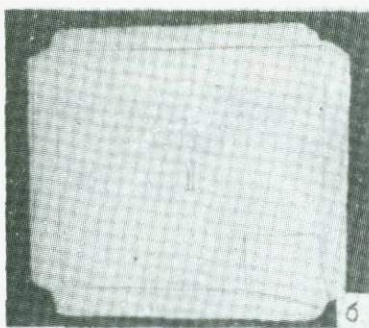


Рис. 44. Кристалл № 1368.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

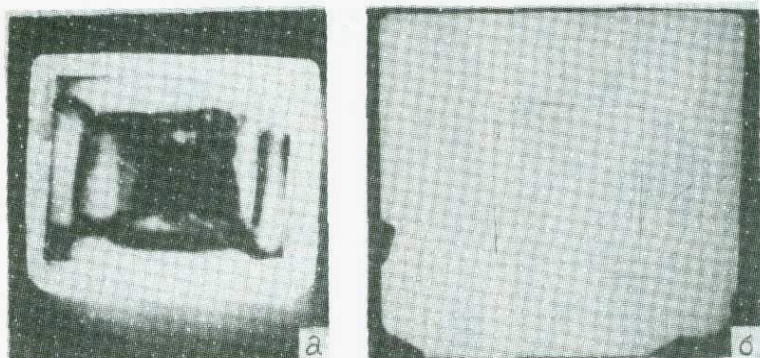


Рис.45. Кристалл № I3I2.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40^{\times}$ .

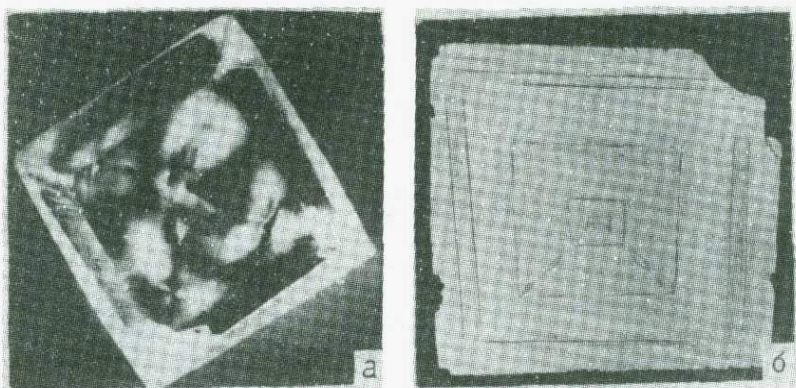
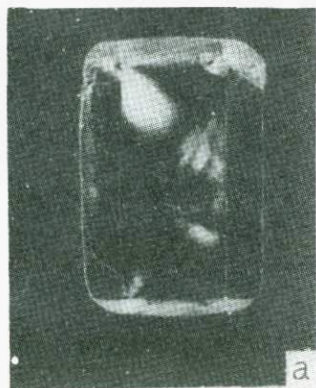


Рис.46. Кристалл № I3I3.

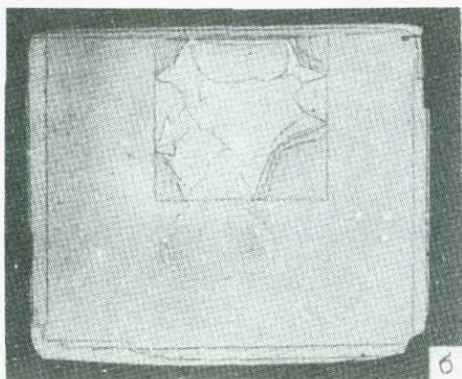
а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40^{\times}$ .





а



б

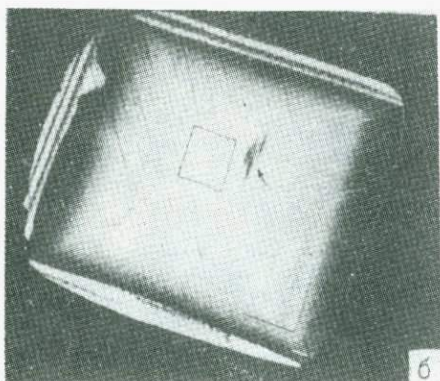
Рис. 47. Кристалл № I407.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .



а



б

Рис. 48. Кристалл № I307.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

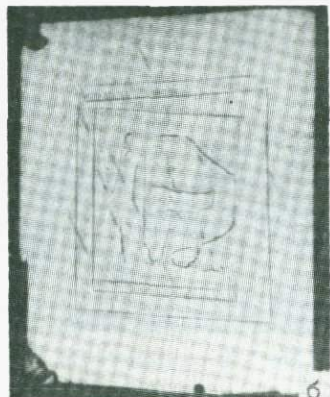


Рис.49.Кристалл № I314.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100).Увеличение 40<sup>x</sup>.

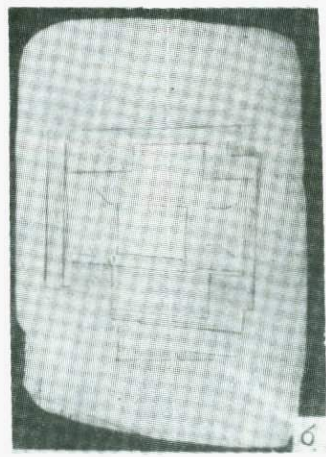


Рис.50.Кристалл № I308.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100).Увеличение 40<sup>x</sup>.

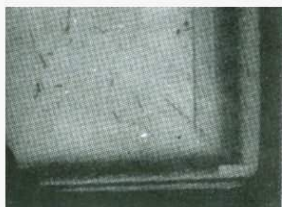


Рис. 51. Кристалл № 1342.

Фигура травления поверхности  
(100). Увеличение  $40\times$ .

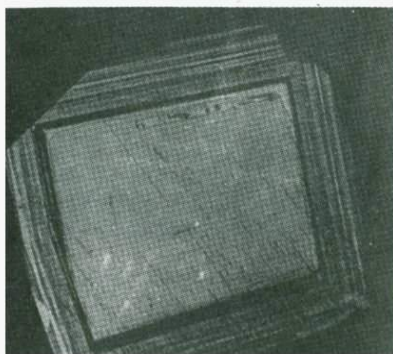
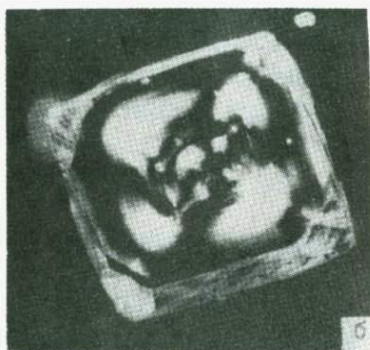
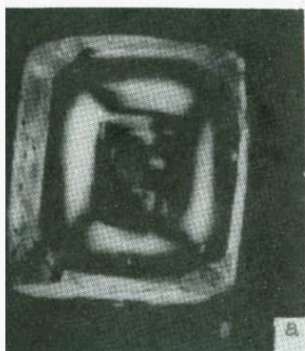


Рис. 52. Кристалл № 1353.

а-, б-картины двулуче-  
преломления пластины;  
в-фигура травления по-  
верхности (100). Увели-  
чение  $40\times$ .

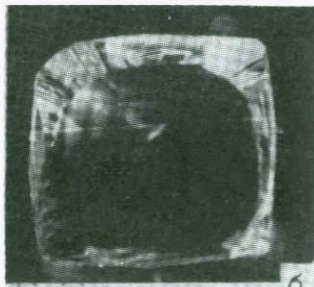


Рис. 53. Кристалл № 1345.  
 а-внешний вид;  
 б-картина двулучепреломления пластины;  
 в-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

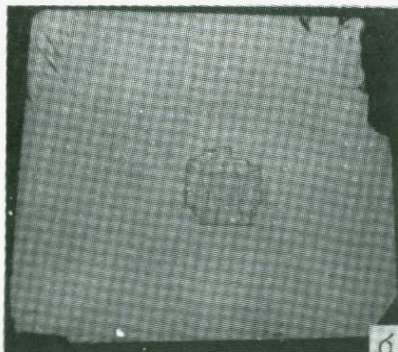
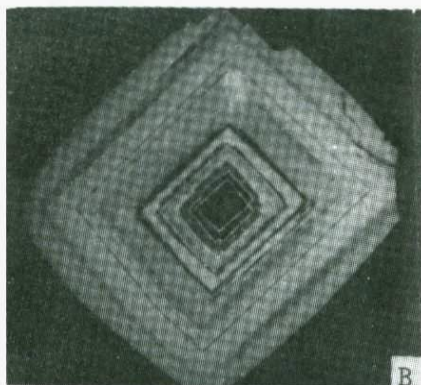


Рис. 54. Кристалл № 1404.  
 а-картина двулучепреломления пластины;  
 б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

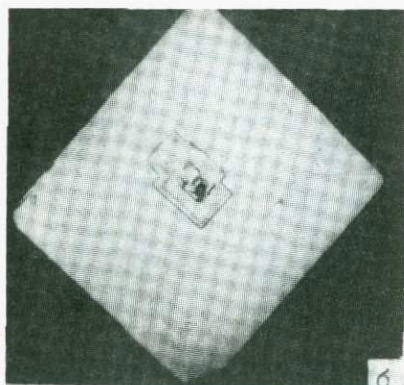
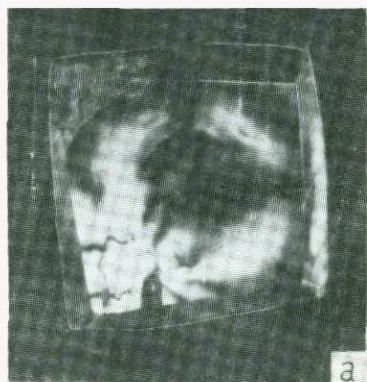


Рис. 55. Кристалл № 1405.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

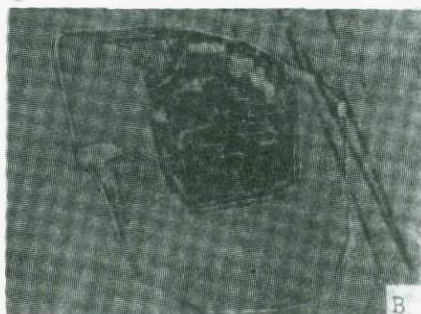
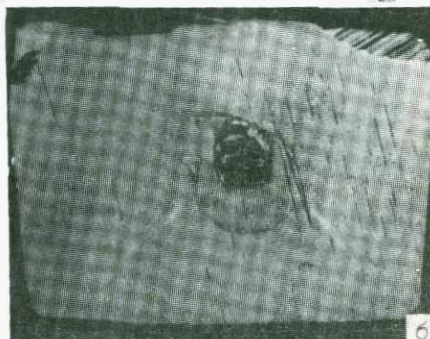
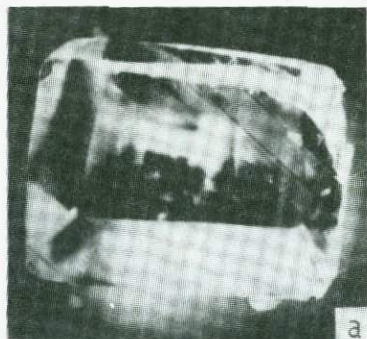


Рис. 56. Кристалл № 1372.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ ;

в-фрагмент фигуры травления. Увеличение  $100\times$ .

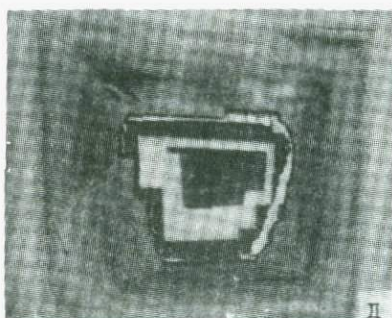
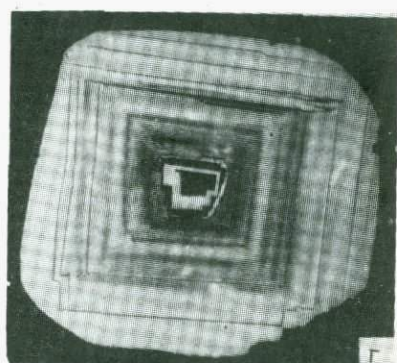
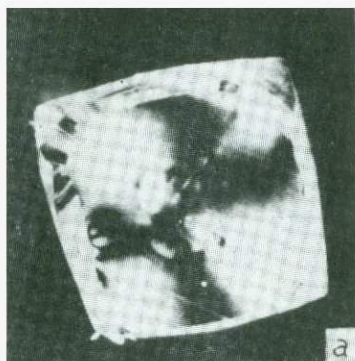


Рис. 57. Кристалл № 1352.

а-, б-картины двулучепреломления пластины;

в- внешний вид;

г- фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ ;

д- фрагмент фигуры травления (центр). Увеличение  $100\times$ .

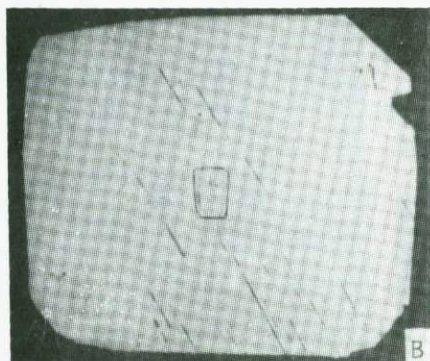
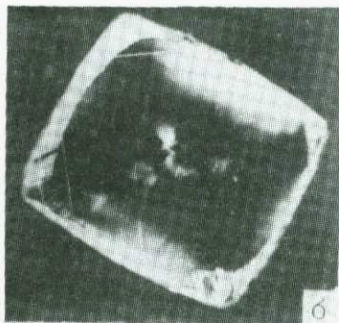


Рис. 58. Кристалл № 1346.  
 а-внешний вид;  
 б-картина двулучепре-  
 ломления пластины;  
 в-фигура травления по-  
 верхности (100).  
 Увеличение  $40\times$ .

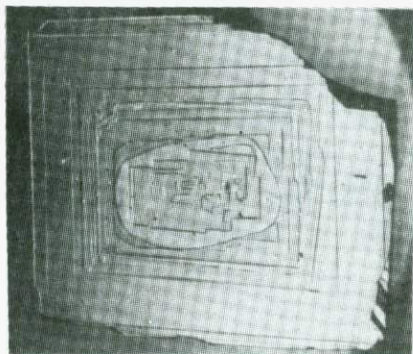


Рис. 59. Кристалл № 1275.  
 Фигура травления по-  
 верхности (100).  
 Увеличение  $40\times$ .

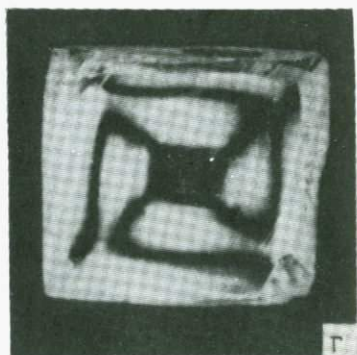
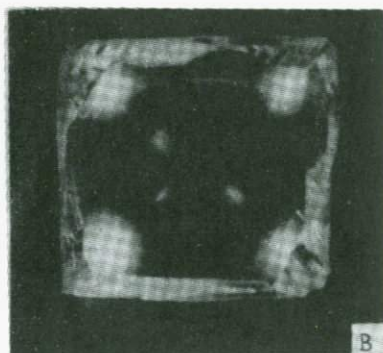
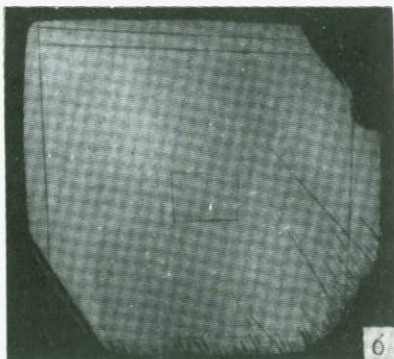
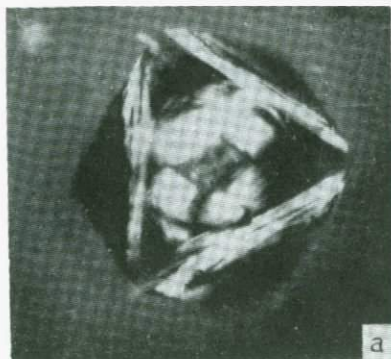


Рис. 60. Кристалл № 1310.

а-картина двулучепреломления кристалла;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ ;

в-, г-картины двулучепреломления пластины.



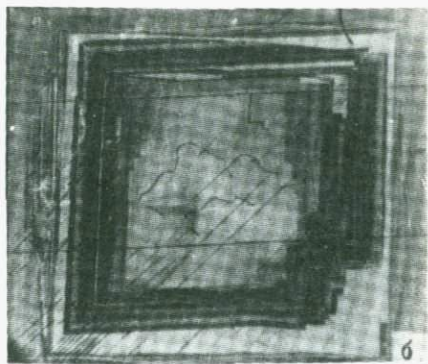
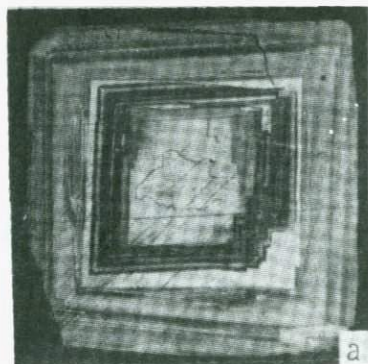


Рис. 61. Кристалл № I448.

а-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $25^{\times}$ ;  
 б-фрагмент фигуры травления. Увеличение  $50^{\times}$ .

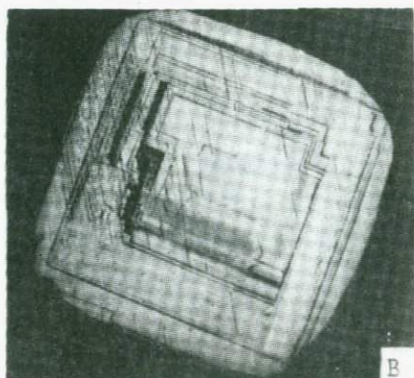
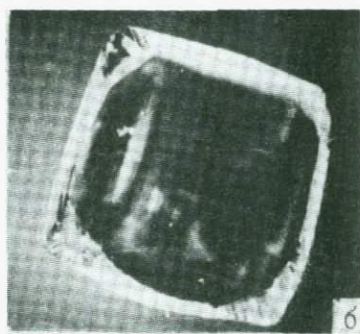


Рис. 62. Кристалл № I349.

а-внешний вид;  
 б-картина двулучепре-  
 ломления пластины;  
 в-фигура травления по-  
 верхности (100).  
 Увеличение  $40^{\times}$ .

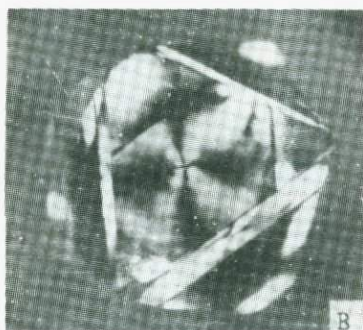
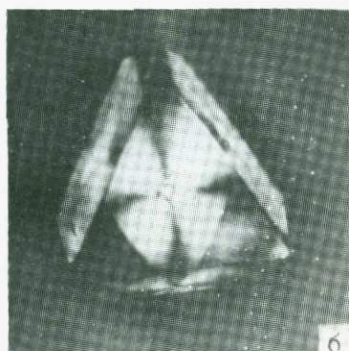


Рис.63. Кристалл № I429.

- а- картина двулучепреломления кристалла по  $L_4$ ;  
б-, в-картины двулучепреломления кристалла по  $L_3$ ;  
г-картина двулучепреломления пластины.

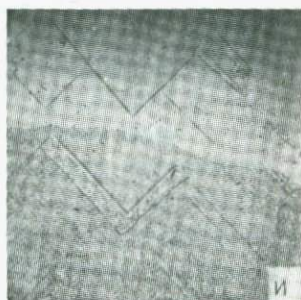
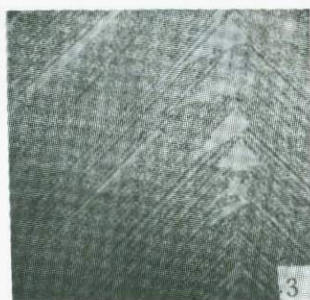
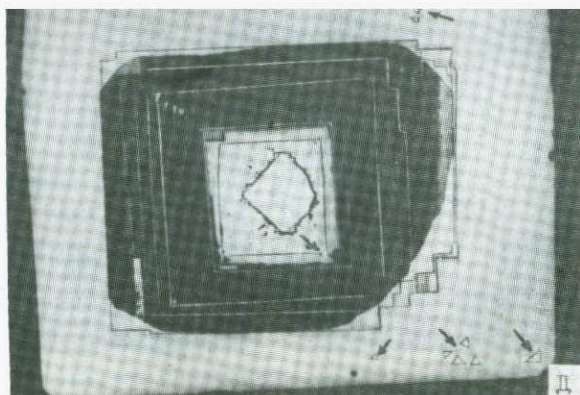


Рис. 63. Кристалл №1429 (продолжение).  
 д-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40^{\times}$ ;  
 е-, ж-, з-, и-фрагменты фигуры травления. Увеличение  $450^{\times}$ .

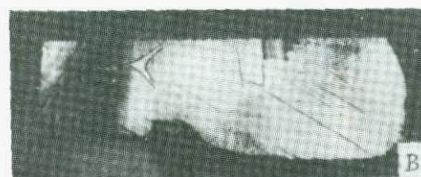
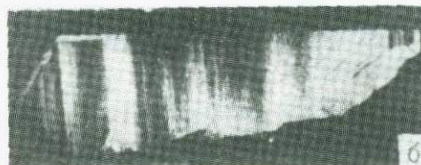


Рис. 64. Кристалл № 1.  
а—картина двулучепре-  
ломления пластины;  
б-, в—фигуры травления  
поверхности (110);  
г—фигура травления  
поверхности (100).  
увеличение  $25^{\times}$ .

Рис. 65. Кристалл № 2.  
а—фигура травления  
поверхности (111);  
б-, в—фигуры травления  
поверхностей (110).  
Увеличение  $25^{\times}$ .

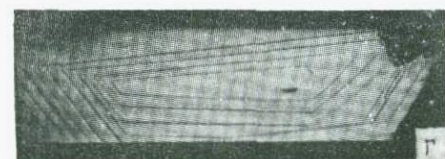
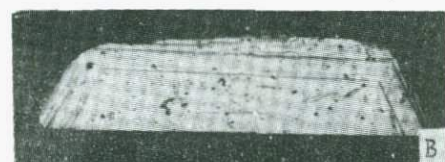


Рис.66. Кристалл № 3.  
а-фигура травления поверхности (III);  
б-, в-фигуры травления поверхности (II0).  
Увеличение  $25^{\times}$ .

Рис.67. Кристалл № 4.  
а-картина двулучепреломления пластины;  
б-, в-фигуры травления поверхностей (III);  
г-фигура травления поверхности (II0).  
Увеличение  $25^{\times}$ .

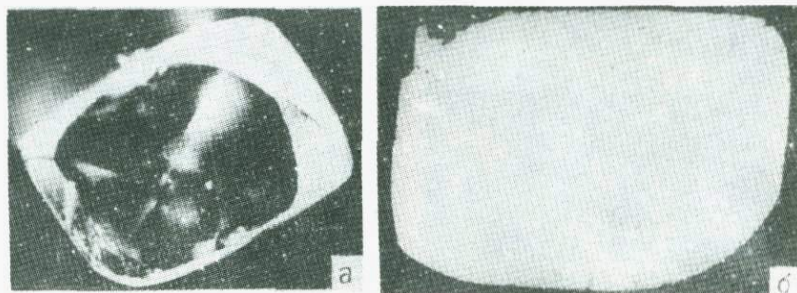


Рис. 68. Кристалл № I325.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

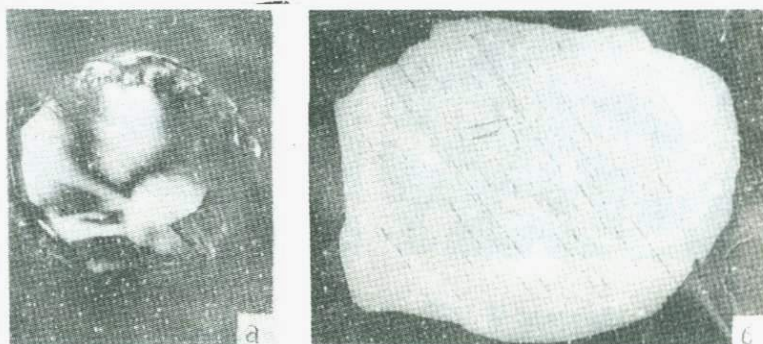


Рис. 69. Кристалл № I425.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

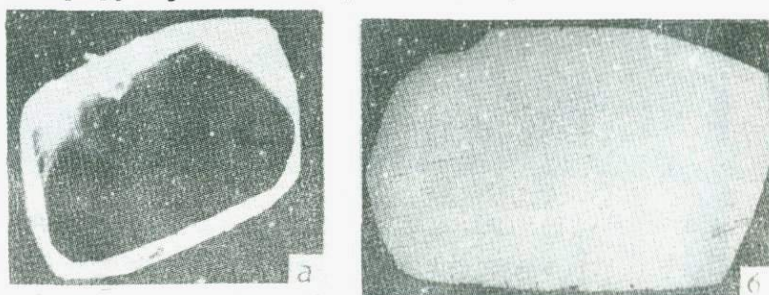


Рис. 70. Кристалл № I315.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

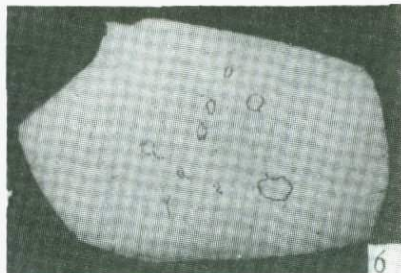
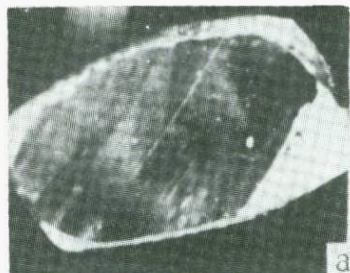


Рис.71. Кристалл № 1323.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

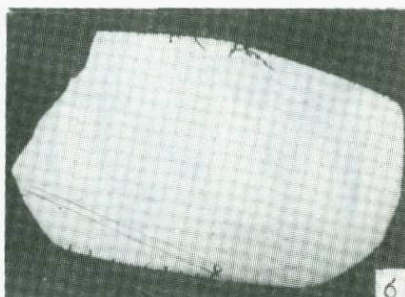
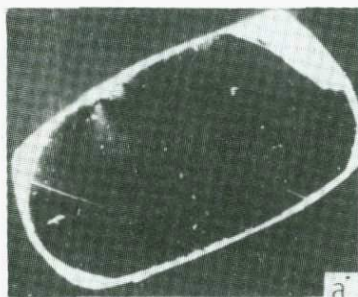


Рис.72. Кристалл № 1321.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .



Рис.73. Кристалл № 267.

Фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

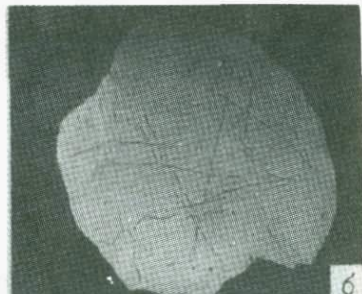
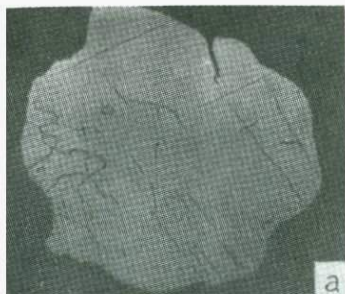


Рис. 74. Кристалл № I291.

а-, б-фигуры травления поверхностей (100). Увеличение  $40\times$ ;  
в-картина двулучепреломления пластины.

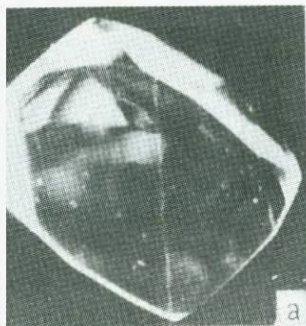


Рис. 75. Кристалл № I324.

а-картина двулучепреломления пластины;  
б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .



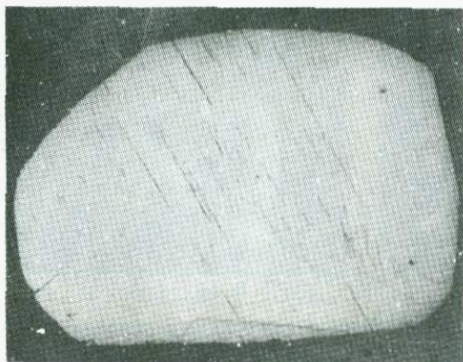


Рис. 76. Кристалл № 1367.  
Фигура травления по-  
верхности (100).  
Увеличение  $40\times$ .

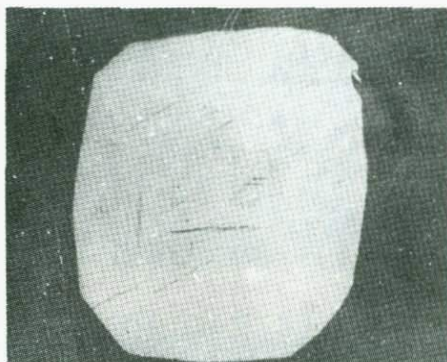


Рис. 77. Кристалл № 1360.  
Фигура травления по-  
верхности (100).  
Увеличение  $40\times$ .

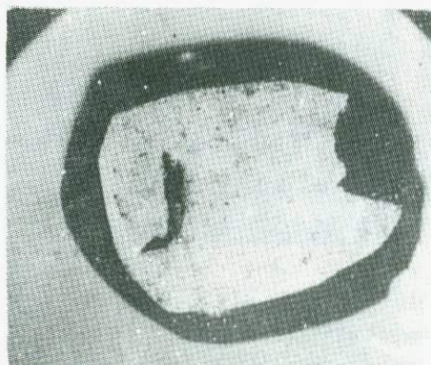


Рис. 78. Кристалл № 1381.  
Фигура травления по-  
верхности (100).  
Увеличение  $40\times$ .

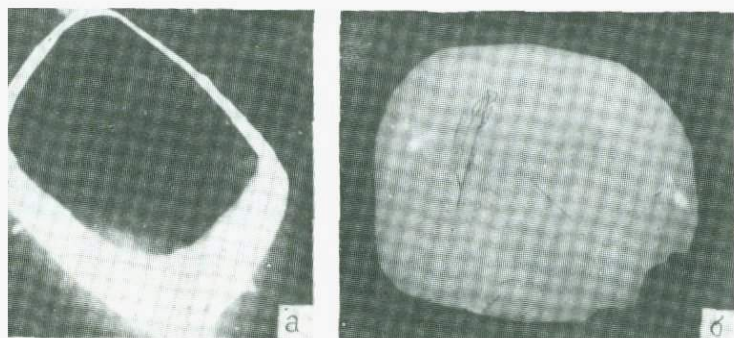


Рис. 79. Кристалл № I319.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

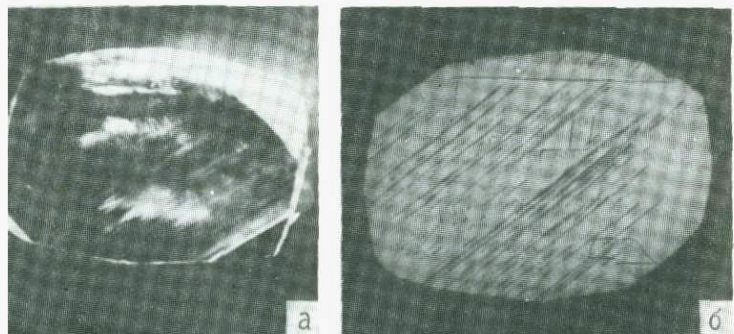


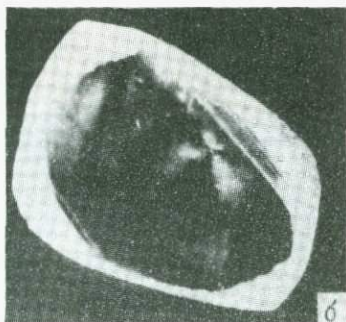
Рис. 80. Кристалл № I320.

а-картина двулучепреломления пластины;

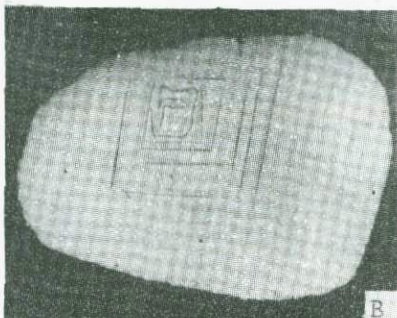
б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .



а



б



в

Рис.81. Кристалл № 1322.

а-внешний вид;

б-картина двулучепреломления пластины;

в-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

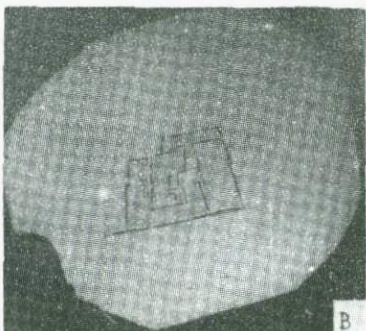
86



а



б



в

Рис.82. Кристалл № 1361.

а-, б-картины двулучепреломления пластины при  $0^\circ$  и  $45^\circ$ ;

в-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

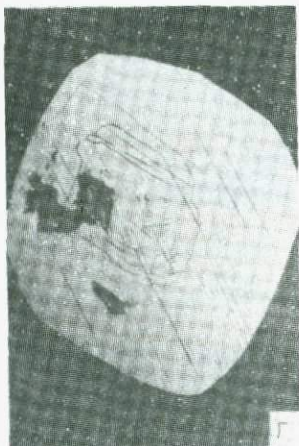
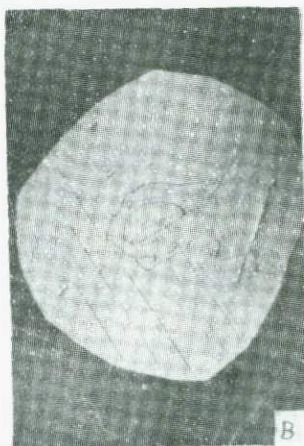
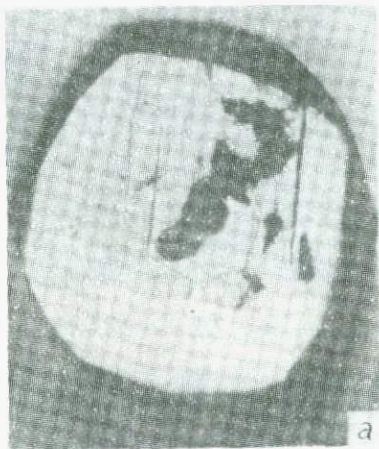


Рис. 83. Кристалл № 1238.

а-пластина в проходящем свете, николи параллельны;  
б-пластина в проходящем свете, николи скрещены;  
в-, г-фигуры травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .



Рис.84. Кристалл № I432.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

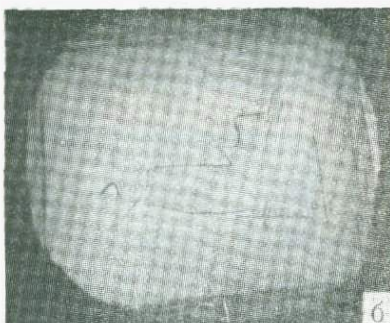
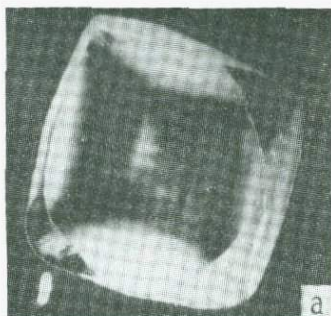


Рис.85. Кристалл № I369.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

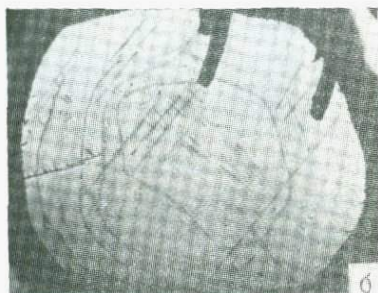


Рис.86. Кристалл № I276.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

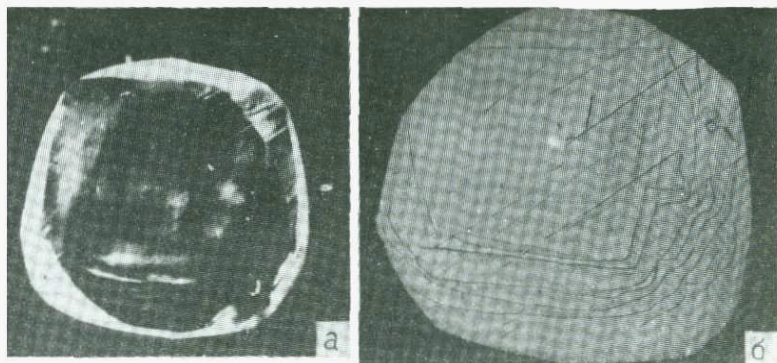


Рис.87. Кристалл № I327.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

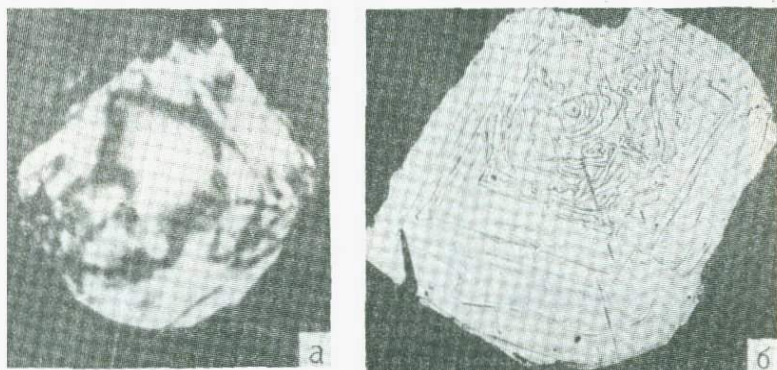


Рис.88. Кристалл № I280.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ ;

в-фрагмент фигуры травления. Увеличение  $80\times$ .

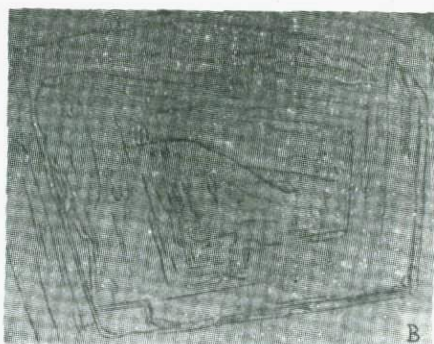
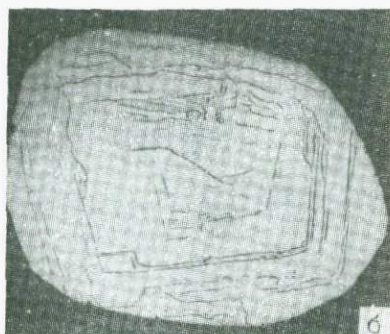


Рис.89. Кристалл № 270.  
 а-внешний вид;  
 б-фигура травления поверхности (100).  
 Увеличение  $40\times$ ;  
 в-фрагмент фигуры травления. Увеличение  $65\times$ .

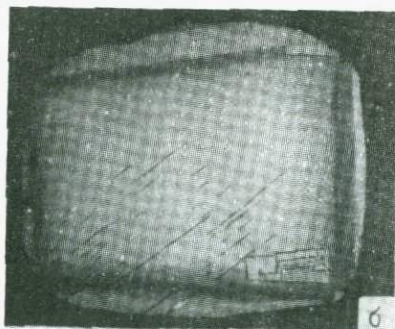
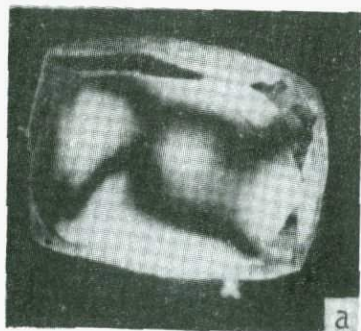


Рис.90. Кристалл № 1365.  
 а-картина двулучепреломления пластины;  
 б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

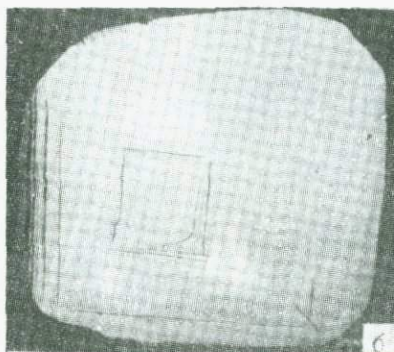
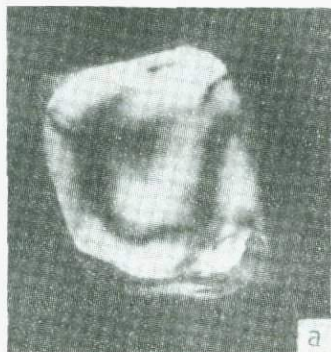


Рис. 91. Кристалл № 1411.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

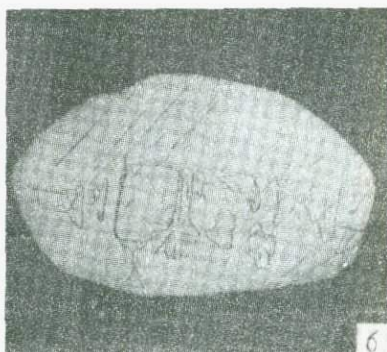
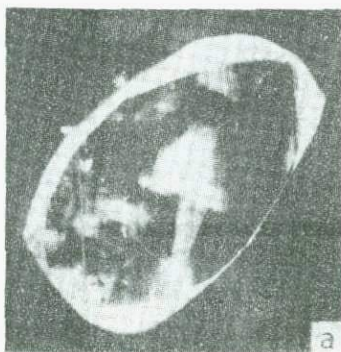


Рис. 92. Кристалл № 1318.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .



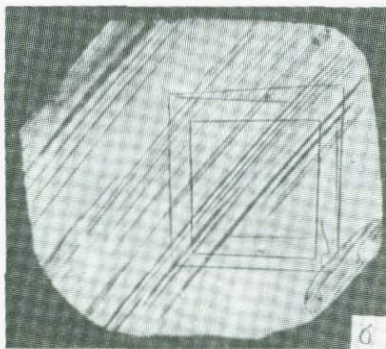
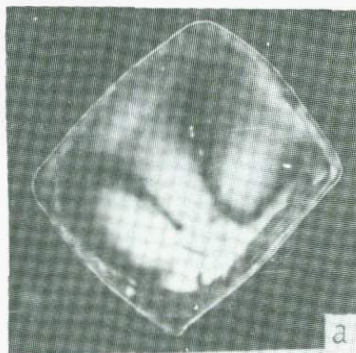


Рис.93. Кристалл № I4I4.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

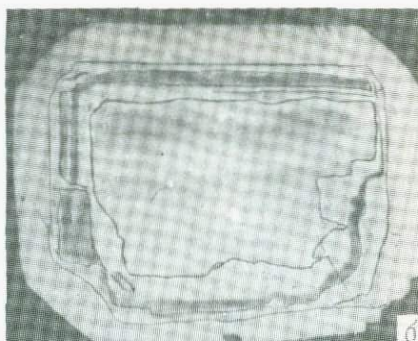
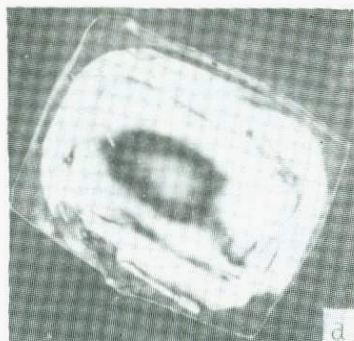


Рис.94. Кристалл № I4I7

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

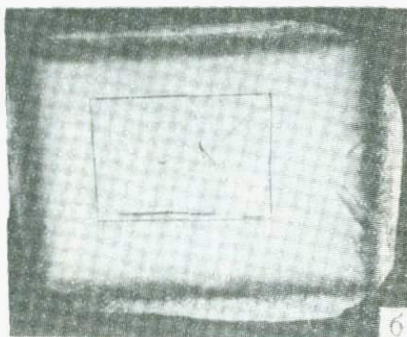
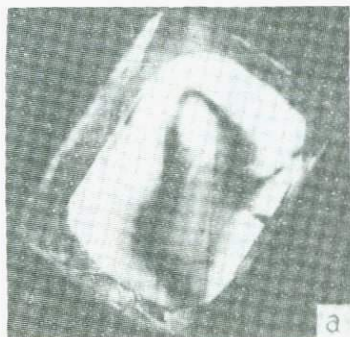


Рис. 95. Кристалл № I4I3.

а—картина двулучепреломления пластины;

б—фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

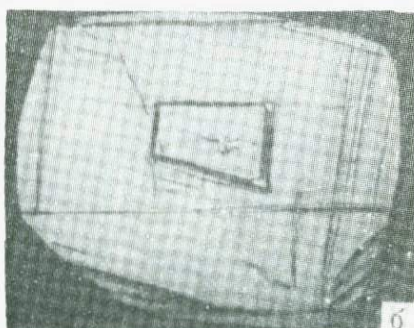
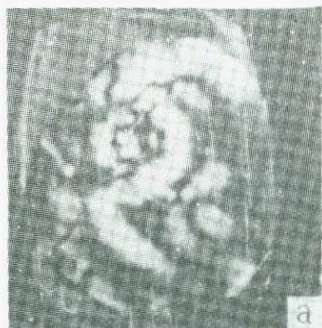


Рис. 96. Кристалл № I4I6.

а—картина двулучепреломления пластины;

б—фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

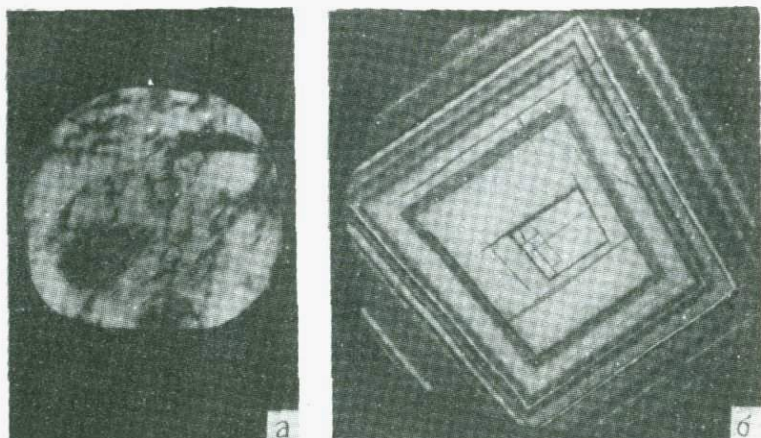


Рис. 97. Кристалл № I295.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

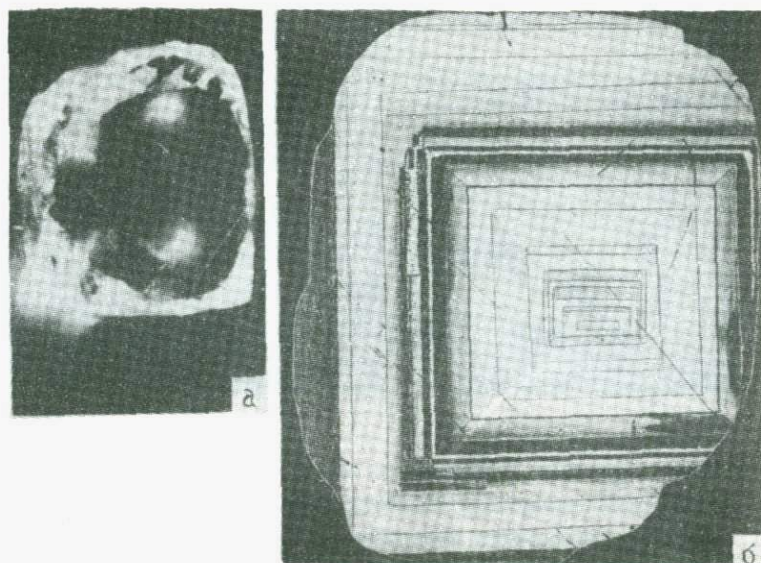


Рис. 98. Кристалл № I362.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

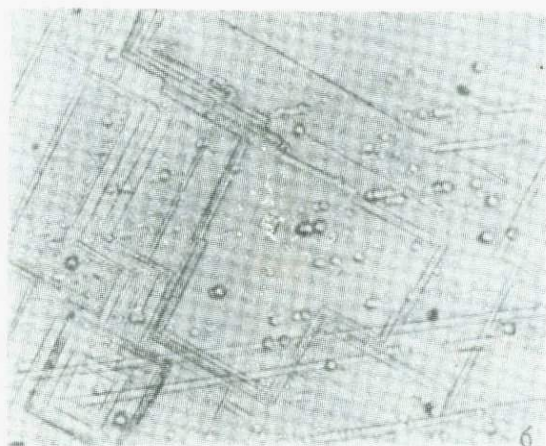
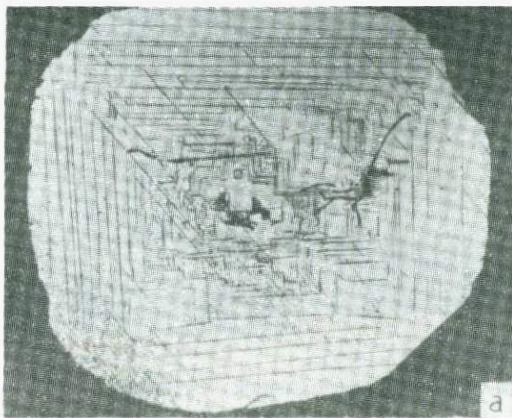


Рис. 99. Кристалл № 1277.

а—фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ ;

б—фрагмент фигуры травления. Увеличение  $150\times$ .

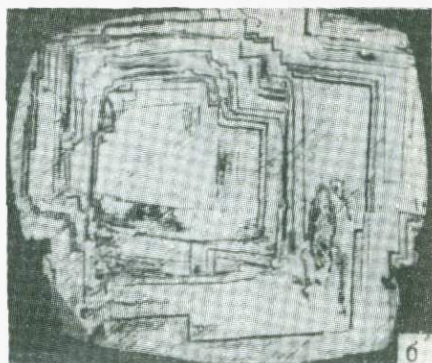


Рис. 100. Кристалл № 272.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

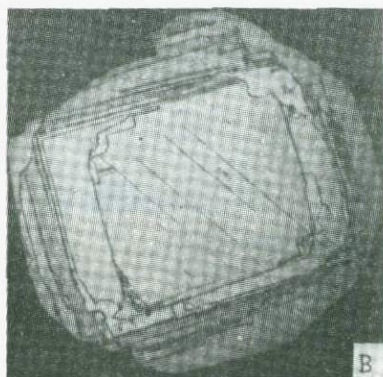


Рис. 101. Кристалл № 1363.

а-, б-картины двулучепреломления пластины при  $0^\circ$  и  $45^\circ$ ;  
в-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

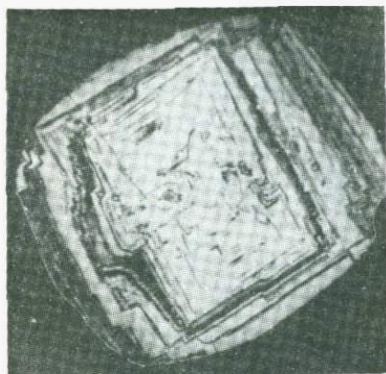


Рис.102. Кристалл № 269.  
 Фигура травления поверхности (100). Увеличение 40<sup>x</sup>.

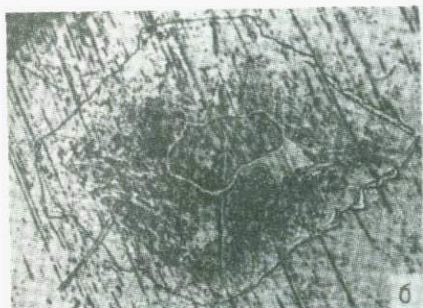
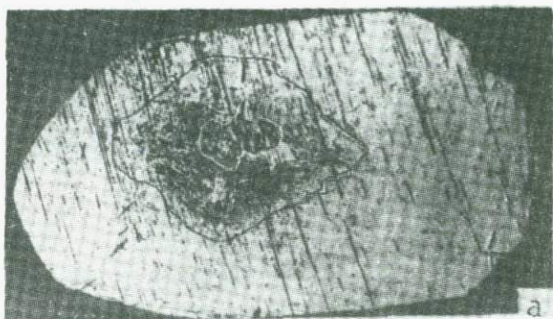


Рис.103. Кристалл № 268.  
 а-фигура травления поверхности (100). Увеличение 50<sup>x</sup>;  
 б-фрагмент фигуры травления (центр). Увеличение 100<sup>x</sup>;  
 в-картина двулучепреломления пластины.

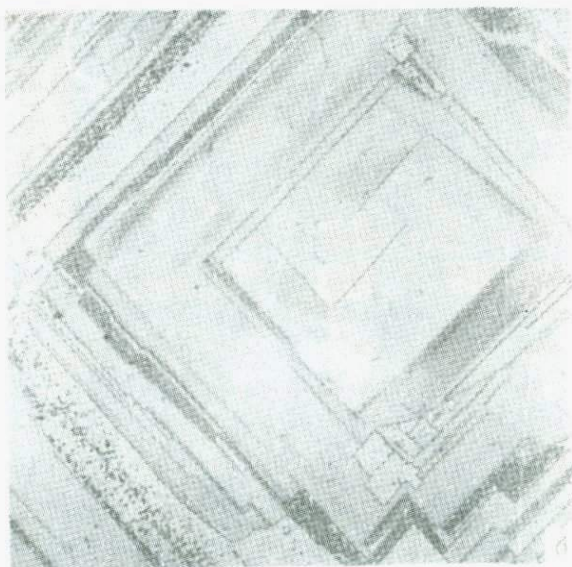
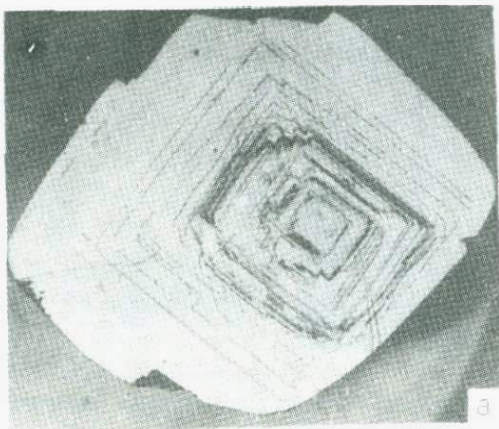


Рис.104.Кристалл № 1289.

а-фигура травления поверхности (100).Увеличение 40<sup>X</sup>;

б-фрагмент фигуры травления.Увеличение 650<sup>X</sup>.

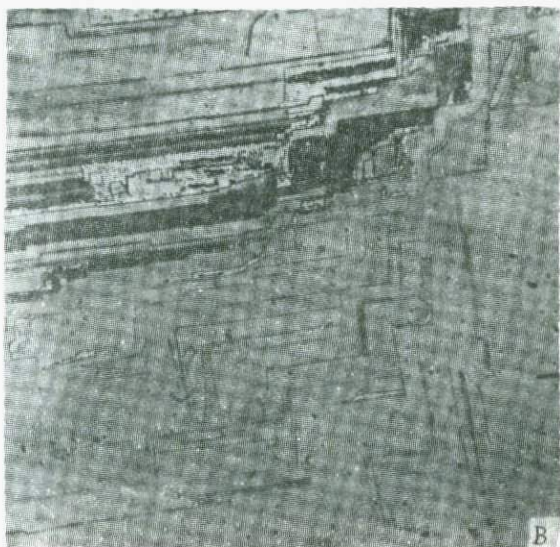


Рис. 104. Кристалл № 1289.  
в-фрагмент фигуры травления. Увеличение  $650^{\times}$ .

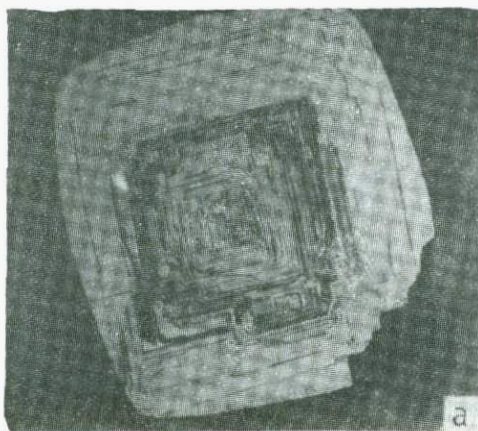


Рис. 105. Кристалл № 1290.  
а-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40^{\times}$ .



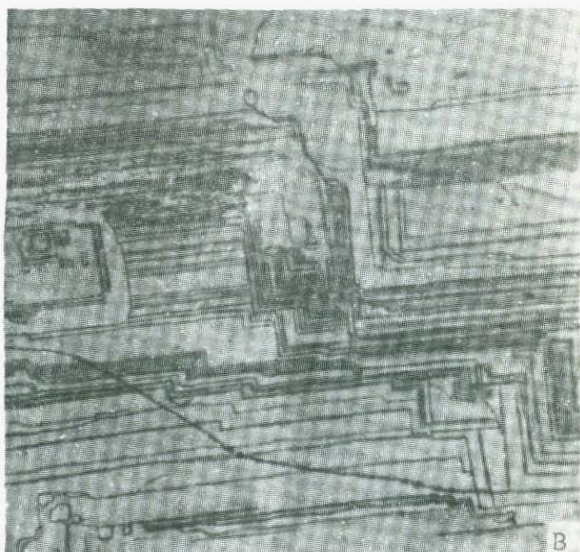


Рис. 105. Кристалл № 1290.

б-, в-фрагменты фигуры травления. Увеличение  $650\times$ .

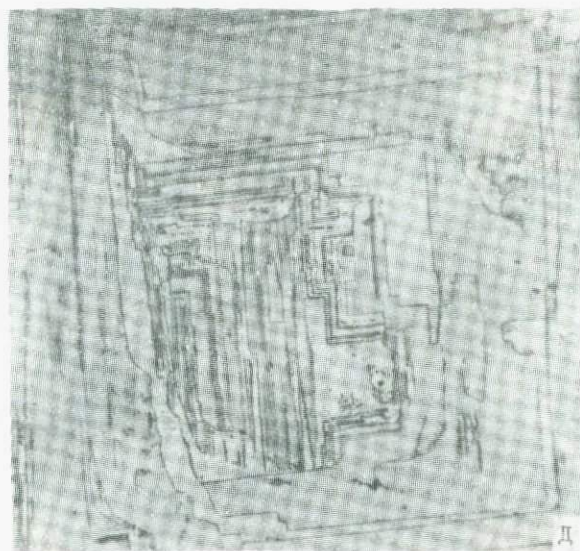
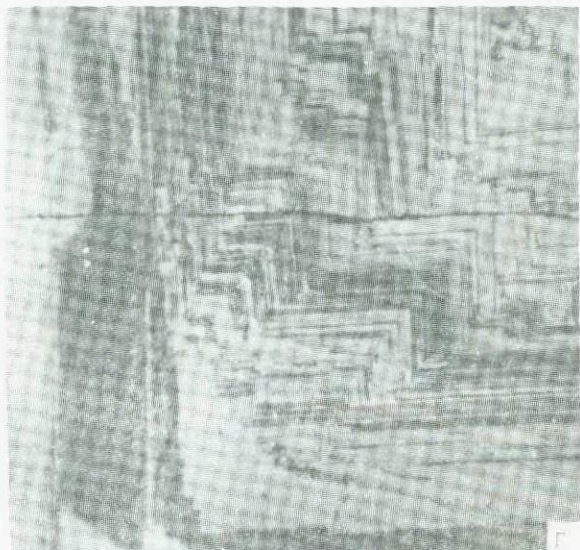


Рис.105.Кристалл № 1290.

г,-д-фрагменты фигуры травления.Увеличение 650<sup>x</sup>.

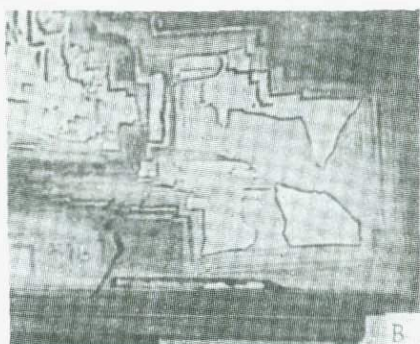
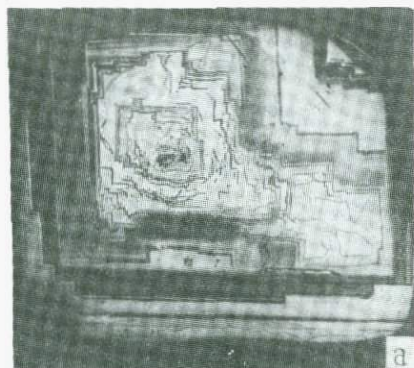


Рис. 106. Кристалл № 314.

а-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $25^{\times}$ ;  
б-, в-фрагменты фигуры травления. Увеличение  $50^{\times}$ .

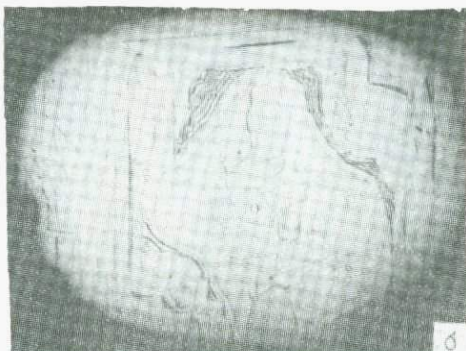


Рис. 107. Кристалл № 1326.  
 а-картина двулучепреломления пластины;  
 б-фигура травления поверхности (100);  
 в-фигура травления поверхности (100). Обратная сторона пластины.  
 Увеличение  $40\times$ .

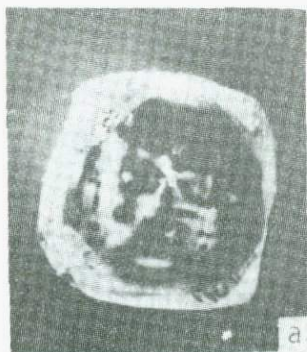


Рис. 108. Кристалл № 1366.  
 а-картина двулучепреломления пластины;  
 б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

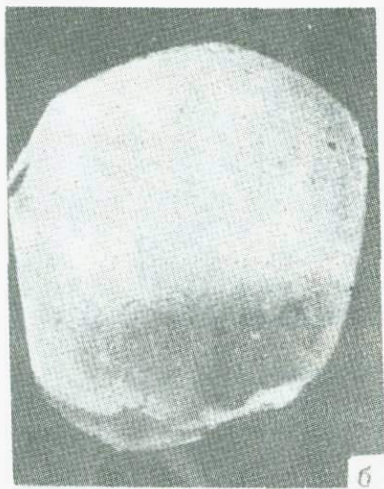


Рис.109. Кристалл № 125.

а-, б-фигуры травления поверхностей (110). Увеличение  $40\times$ .



Рис.110. Кристалл № 7053.

а-, б-фигуры травления поверхностей (110). Увеличение  $40\times$ .

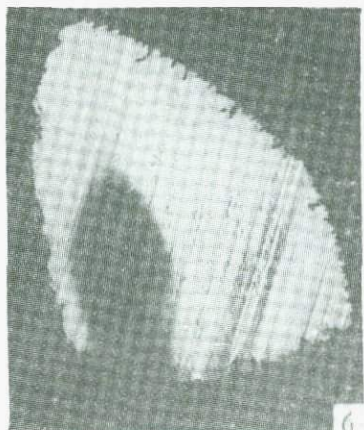


Рис. III. Кристалл № 127.

а-, б-фигуры травления поверхностей (110). Увеличение  $40^{\times}$ .

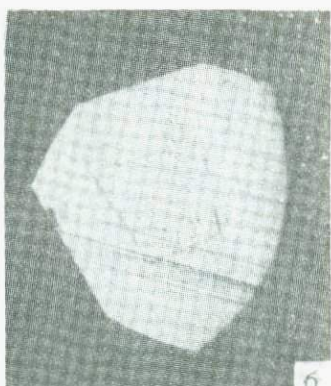
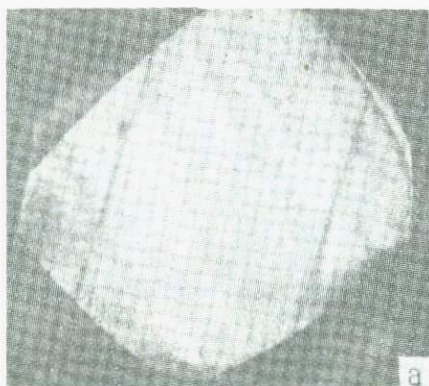


Рис. II2. Кристалл № 128.

а-, б-фигуры травления поверхностей (110). Увеличение  $40^{\times}$ .

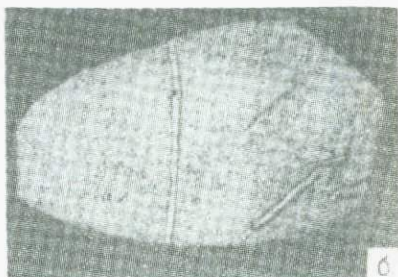
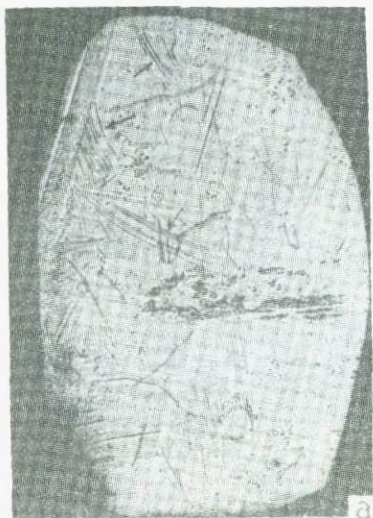


Рис. II3. Кристалл № 7073.  
а-, б-фигуры травления поверхностей (II0). Увеличение  $40^{\times}$ .

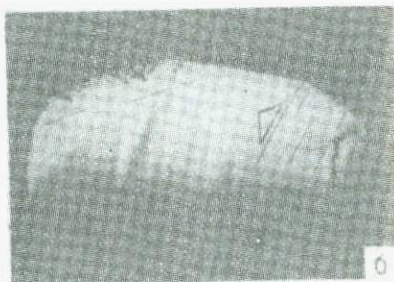


Рис. II4. Кристалл № 7062.  
а-, б-фигуры травления поверхностей (II0). Увеличение  $40^{\times}$ .

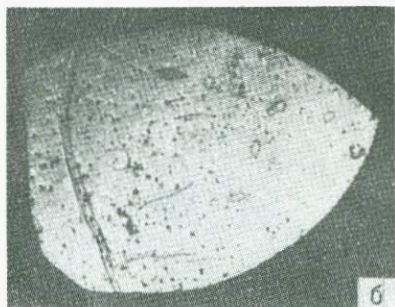
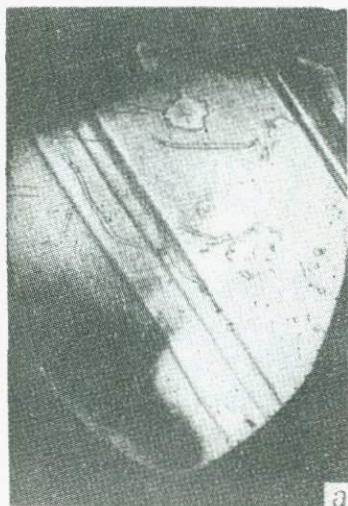


Рис. II5. Кристалл № 7072.

а-, б-фигуры травления поверхностей (110). Увеличение  $40\times$ .

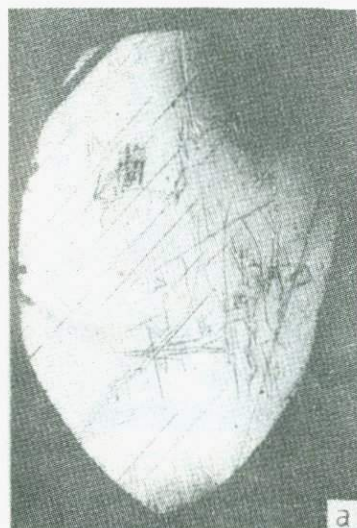


Рис. II6. Кристалл № 7084.

а-, б-фигуры травления поверхностей (110). Увеличение  $40\times$ .



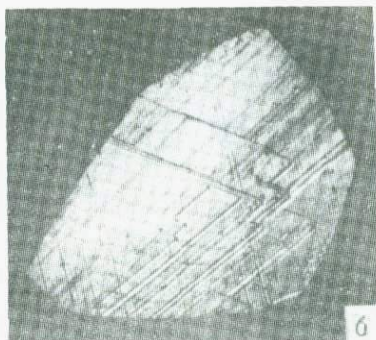
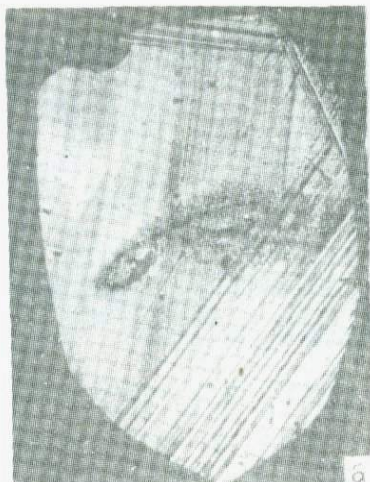


Рис. II7. Кристалл № 7042.  
а-, б-фигуры травления по-  
верхностей (110). Увели-  
чение  $40\times$ .



Рис. II8. Кристалл № 7081.  
а-, б-фигуры травления по-  
верхностей (110). Увеличение  
 $40\times$ .

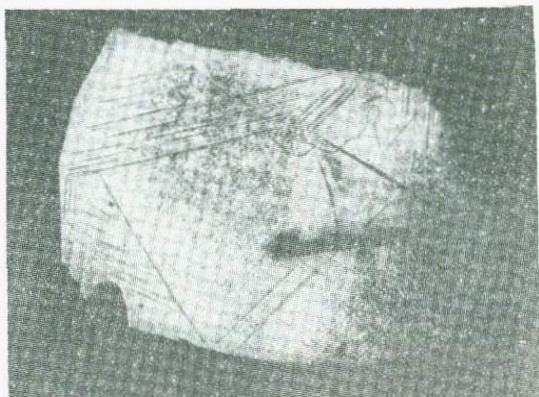


Рис.119.Кристалл № 6.

Фигура травления поверхности (110).Увеличение  $40^{\times}$ .

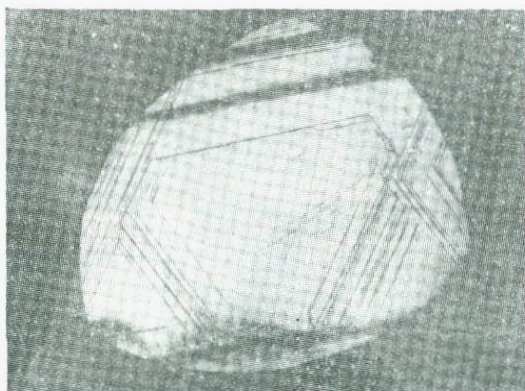


Рис.120.Кристалл № 7070.

Фигура травления поверхности (110).Увеличение  $40^{\times}$ .

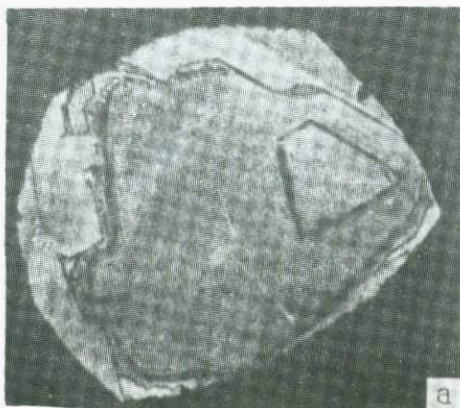
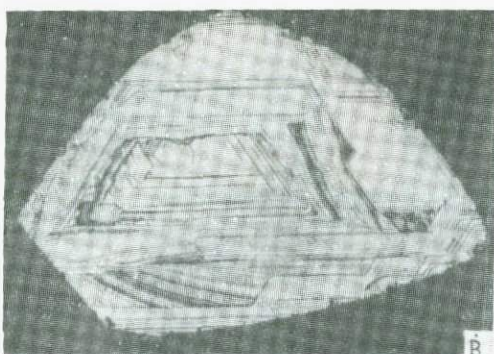


Рис. 121. Кристалл  
№ 129.

а-, б-, в-фигуры травления  
поверхностей  
(110). Увеличение  $40\times$ .

Рис. 122. Кристалл  
№ 123.

а-фигура травления  
поверхности (110).  
Увеличение  $40\times$ .



Рис.122. Кристалл № 123.  
б-фигура травления по-  
верхности (110). Увели-  
чение  $40\times$ .

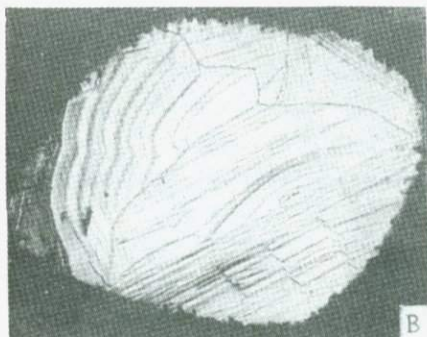
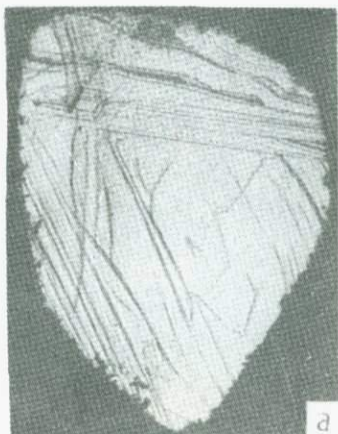


Рис.123. Кристалл № 124.  
а-фигура травления поверх-  
ности (111);  
б-, в-фигуры травления по-  
верхностей (110). Увеличе-  
ние  $40\times$ .

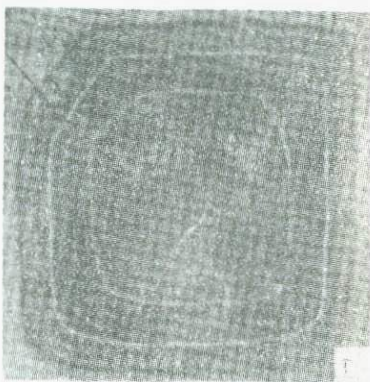
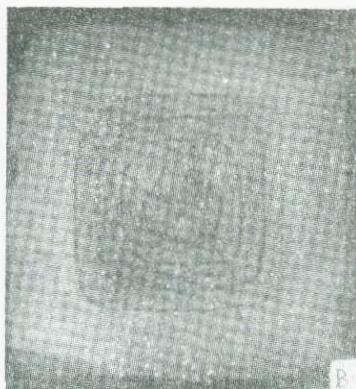
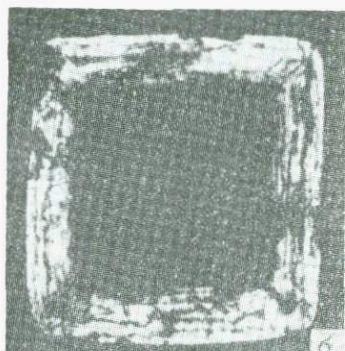
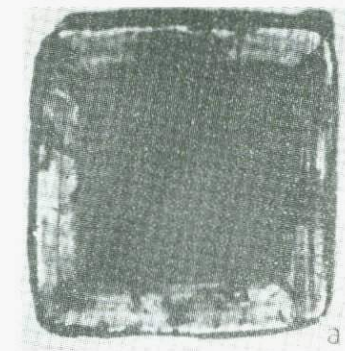


Рис. 124. Кристалл № 1440.

а-пластина в проходящем свете,  
никили параллельны;

б-пластина в проходящем свете,  
никили скрещены;

в-фигура травления поверхности  
(100). Увеличение  $20\times$ ;

г-фигура травления, центр. Увели-  
чение  $40\times$ ;

д-фрагмент фигуры травления.  
Увеличение  $500\times$ .



Рис.125. Кристалл № 1445.  
 Фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

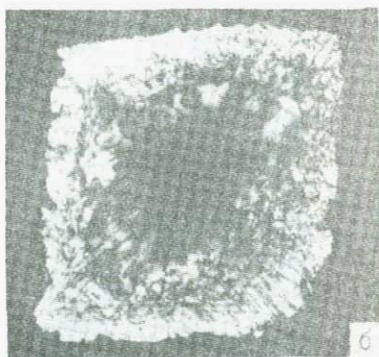


Рис.126. Кристалл № 1441.  
 а-, б-пластина в проходящем свете при параллельных и скрещенных николях;  
 в-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .

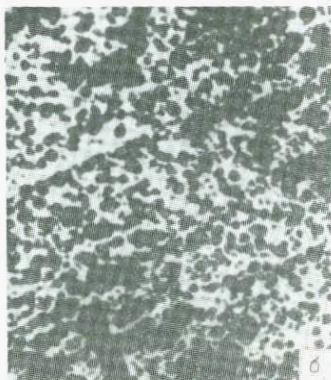
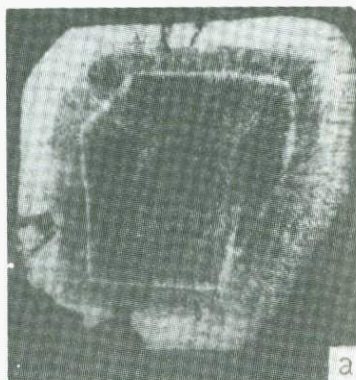


Рис.127. Кристалл № 1444.

а-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40^{\times}$ ;  
 б-фрагмент фигуры травления (светлая узкая зона в  
 средней части кристалла). Увеличение  $500^{\times}$ .



Рис.126. Кристалл № 1296.

а-картина двулучепреломления пластины;  
 б-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $50^{\times}$ .

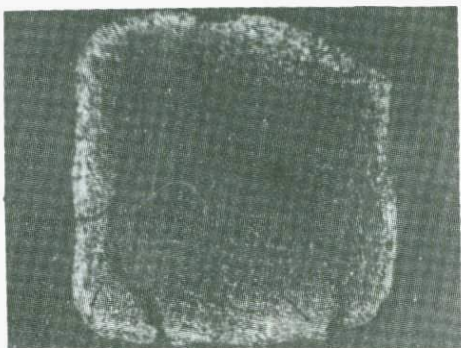


Рис.129. Кристалл № 1299.

Фигура травления поверхности (100). Увеличение  $50^{\times}$ .

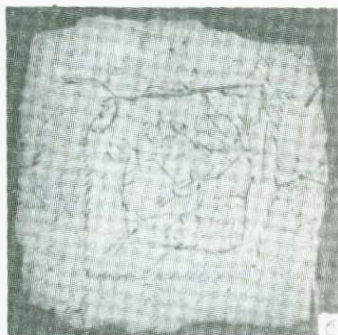


Рис.130. Кристалл № 1434.

а-картина двулучепреломления пластины;

б-поверхность (100) до травления;

в-фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40^{\times}$ .



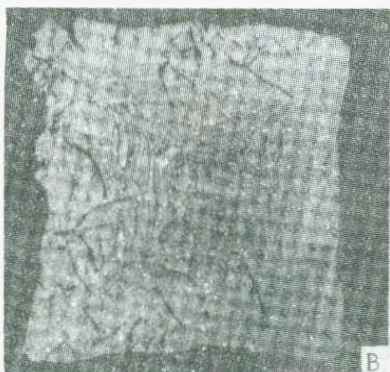
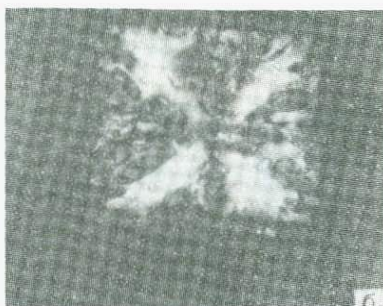
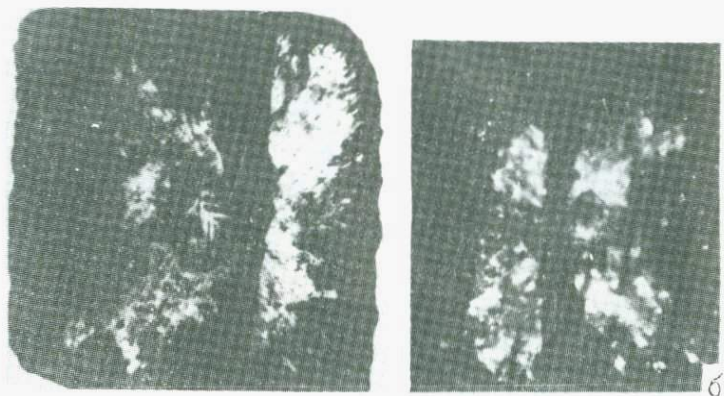


Рис. 131. Кристалл № Т439.

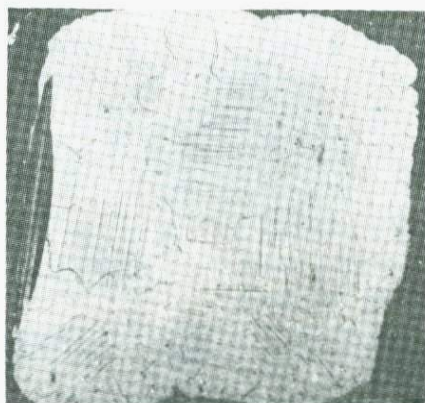
а-пластина в проходящем свете, николи параллельны;

б-пластина в проходящем свете, николи скрещены;

в-фигура травления поверхности  $(100)$ . Увел.  $40^{\times}$ .



а



в

Рис. 132. Кристалл № 1436.

а—пластина в проходящем свете, николи параллельны;

б—пластина в проходящем свете, николи скрещены;

в—фигура травления поверхности (100). Увеличение  $40\times$ .



Рис. 133. Кристалл № 1297.  
а-картина двулучепреломления пластины;  
б-фигура травления поверхности (100). Увел.  $40^{\times}$ ;  
в-фрагмент фигуры травления Увел.  $80^{\times}$ .

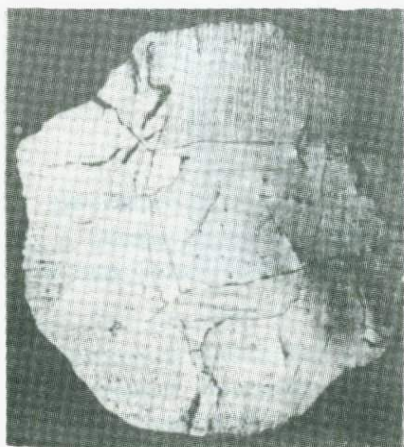


Рис. 134. Кристалл № 1438.  
Фигура травления поверхности (100). Увел.  $40^{\times}$ .

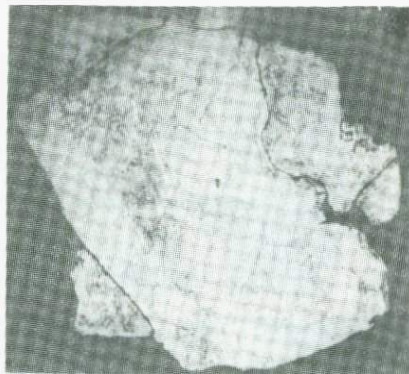


Рис. 135. Кристалл № I446.  
Фигура травления по-  
верхности (100).  
Увеличение  $40^{\times}$ .

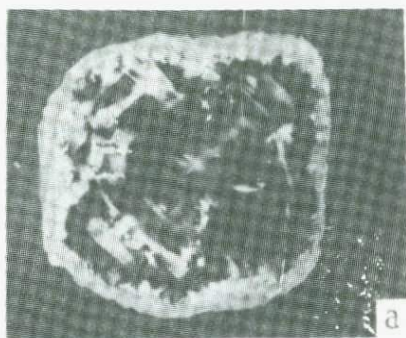
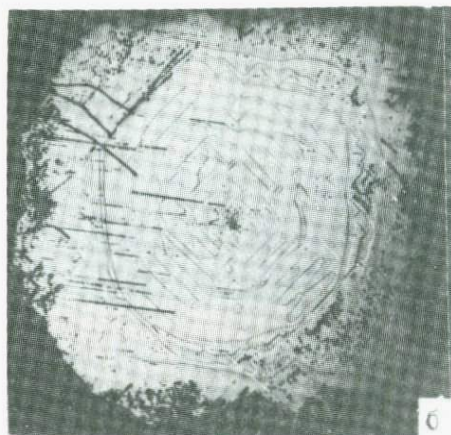


Рис. 136. Кристалл № I435.  
а-картина двулучепрелом-  
ления пластины;  
б-фигура травления по-  
верхности (100).  
Увел.  $60^{\times}$



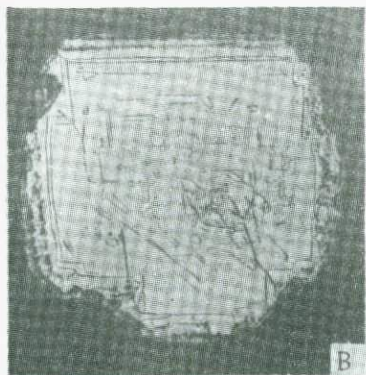
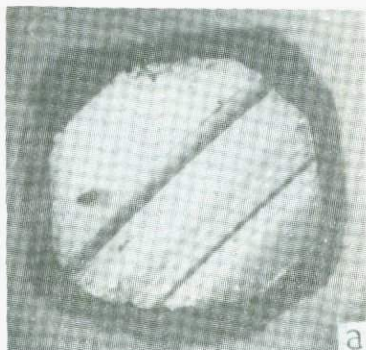
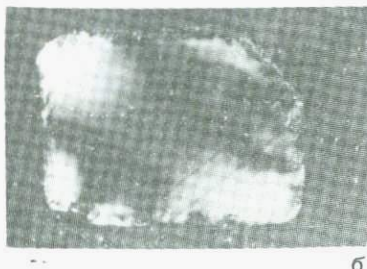
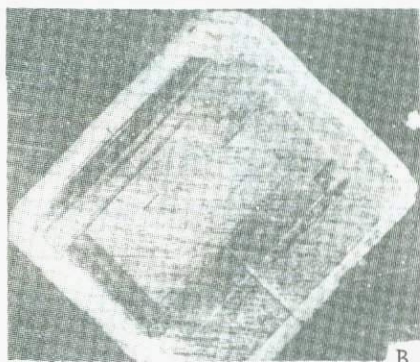


Рис. 137. Кристалл № 1449.  
 а-пластина в проходящем свете, николи параллельны;  
 б-пластина в проходящем свете, николи скрещены;  
 в-фигура травления поверхности (100). Ув. 35<sup>x</sup>.



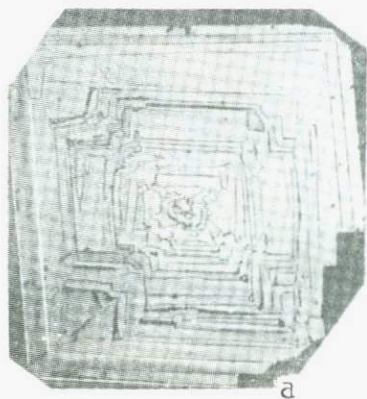
а

б

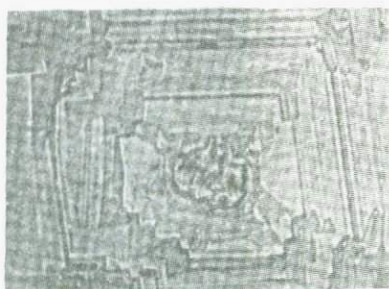


в

Рис. 138. Кристалл № I437.  
 а-оболочка алмаза. Ув. 20<sup>x</sup>;  
 б-картина двулучепреломле-  
 ния пластины;  
 в-фигура травления поверх-  
 ности (100). Ув. 35<sup>x</sup>.

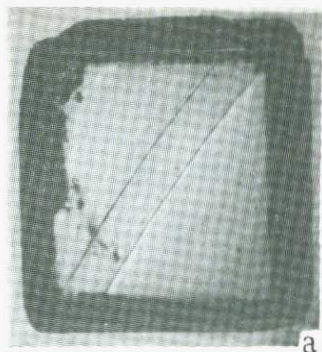


а



б

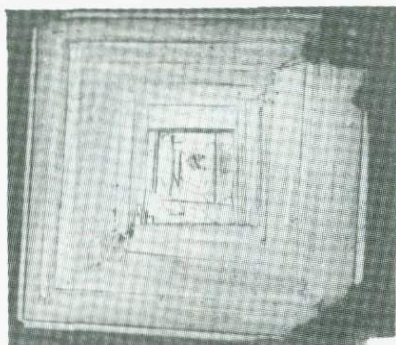
Рис. 139. Кристалл № I447.  
 а-фигура травления поверхности (100). Увелич. 30<sup>x</sup>;  
 б-фрагмент травления, увеличение 60<sup>x</sup>.



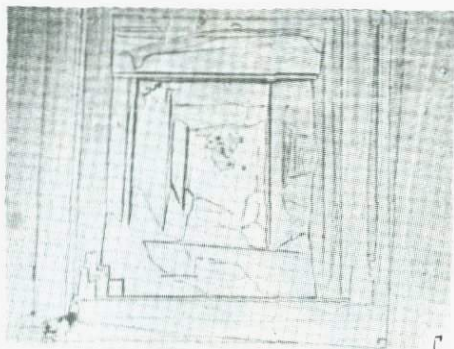
а



б



в



г

Рис. 140. Кристаллы № Т443.

а-пластина в проходящем свете, николи II; б) пластина в проходящем свете, николи +; в-фигура травления поверхности (100). Увел. 30<sup>x</sup>; г-фрагмент травления. Увел. 60<sup>x</sup>

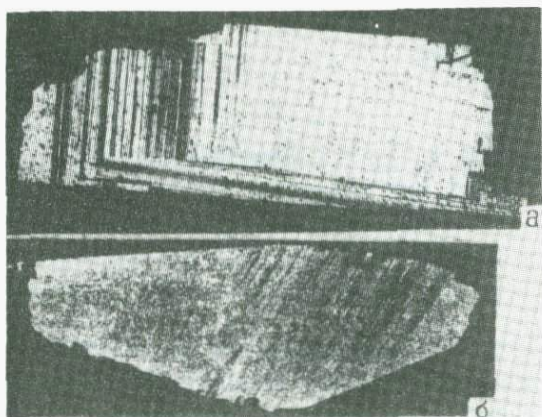


Рис. 141. Кристалл I имп.

а-, б-фигуры травления поверхностей (110). Увеличение  $50^{\times}$ .

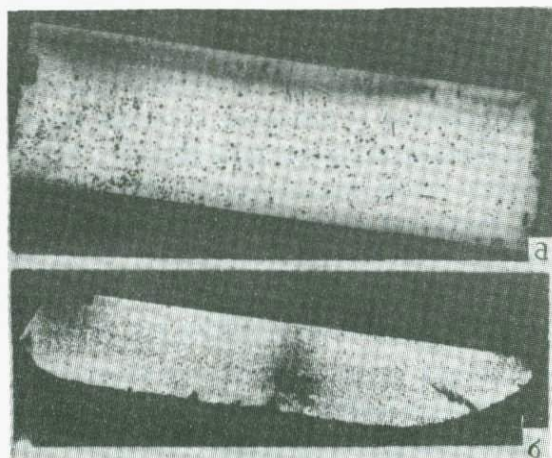


Рис. 142. Кристалл II имп.

а-, б-фигуры травления поверхностей (110). Увеличение  $50^{\times}$ .



СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЩЕЛОЧНЫХ  
БАЗАЛЬТАХ ГДР И МНР

Широкое развитие щелочно-базальтового вулканизма, приуроченного к различным геотектоническим структурам в пределах как континентальной, так и океанической земной коры может являться определенным признаком при классификации как самих структур, так и процессов на глубине, приводящих к формированию щелочно-базальтовых магм.

Магмы такого состава часто содержат включения различных пород и минералов, являющихся индикаторами больших глубин. Среди глубинных включений наиболее часто встречаются шпинелевые лерцолиты, перидотиты, пироксениты, а также магмакриты высокого давления — клинопироксены, санидины, слюды и т.п. Воссоздание термодинамической обстановки, в которых происходило формирование таких включений, изучение физических и химических свойств, выяснение реакционных взаимоотношений их с базальтовой магмой является необходимым условием при построении физико-химических моделей земной коры и верхней мантии под районами активного вулканизма.

Одним из примеров широкого развития кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма, наложенного на раннекаледонские и варисские складчатые структуры являются базальтоиды Центральной Европы.

Близкие по составу, возрасту и структурному положению вулканы встречаются и в Центральной Азии — в Забайкалье, Китае, Монголии и других районах.

Представляло интерес провести некоторые самые общие сопоставления химизма базальтоидов и связанных с ними включе-

ний на материале, собранном автором в 1976-77 гг. в одном из районов на юго-востоке Германской Демократической Республики (район Лаузитца-Острица) и на территории Монгольской Народной Республики, где такие исследования ведутся в течение нескольких лет сотрудниками Советско-Монгольской геологической экспедиции.

В Центральной Европе, начиная с третичного времени происходил интенсивный щелочно-базальтовый вулканизм, проявившийся в самых разнообразных формах. В покровных и субвулканических фациях базальтов в изобилии встречаются включения ультраосновых пород и ксенокристаллов отдельных минералов. Парагенезис последних обычно содержит гранаты, клино- и ортопироксены, титан-биотит и другие минералы [6].

Щелочные оливин-базальтовые лавы из района Острица-Лаузитца составляют лишь небольшую часть протягивающейся в широтном направлении от Эйфеля (ФРГ) на западе до Польской Народной Республики - на востоке обширной базальтовой провинции. Вулканизм здесь протекал в течение третичного времени, причем его максимум приходится на конец олигоцена - начало миоцена. Поля базальтоидов юго-востока ГДР являются северным окончанием вулканических образований, распространенных в пределах Богемского массива и Чешского Среднегорья. К этой же провинции относятся хорошо изученные базальты Кайзерштуля и Хегау, где выделяется несколько фаз вулканической активности, каждая из которых характеризовалась определенным набором петрографических типов пород [6]. Базальты содержат лерцолиты, пироксениты и отдельные ксенокристаллы пироксена (район Хутберг) и оливина (район Штайнберг и Любау-берг). По своим петрохимическим особенностям вулканические породы относятся к группе щелочных оливиновых базальтов с повышенными содержаниями натрия (табл. I). В районе Лаузитца-Острица базальтоиды представлены разнообразными морфологическими типами и имеют преимущественно столбчатую и полигональную отдельности. На г. Штайнберг, вблизи Острица, в 15 км северо-восточнее г. Циттау в карьере размер отдельных базальтовых столбов достигает 2-3 м, а высота всей базальтовой стенки доходит до

50-60 м. Эти породы представлены хорошо раскристаллизованными плотными, мелкозернистыми разновидностями от темносерого до черного цвета.

Таблица I  
Химические составы базальтоидов некоторых районов  
ГДР и МНР

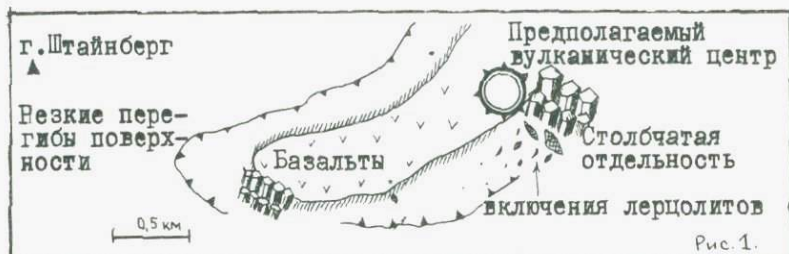
Окислы	I	II	III
SiO <sub>2</sub>	43,7	44,8	47,3
TiO <sub>2</sub>	1,9	2,8	2,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,7	12,4	13,9
Fe сумма	13,3	12,4	10,2
MgO	10,7	10,4	8,7
CaO	8,8	7,7	8,8
Na <sub>2</sub> O	4,0	3,4	4,0
K <sub>2</sub> O	1,1	1,1	3,1

Примечания:

- 1 - нефелиновый базальт из района Острица-Лаузитца (ГДР).  
 2 - натровый щелочной базальт, плато Дариганга, Монголия  
 ( 2 ).  
 3 - среднее из 7 калиевых щелочных базальтов; Хангайское  
 нагорье, Монголия ( I ).

Такие крупные "столбы" базальтов отмечаются только в северо-восточном борту карьера; в южной и юго-западной его частях "столбы" становятся заметно мельче; диаметр их также уменьшается.

Включения лерцолитов, которые здесь хорошо диагностируются также приурочены к северо-восточному борту карьера. В направлении с северо-востока на юго-запад количество включений уменьшается, вначале они становятся мельче, а затем и вовсе исчезают (рис. I).



Следует отметить, что в северо-восточной части обнажения отмечалось несколько обломков шлаковидных базальтов. Такое неравномерное распределение включений глубинных ксенолитов, уменьшение в размерах отдельных базальтовых столбов в юго-западном направлении, единичные находки шлаковых базальтов, дает основание рассматривать северо-восточный борт карьера на г. Штайнберг в качестве корневой зоны бывшего некогда здесь вулканического аппарата центрального типа. Офитовая структура и практически полная раскристаллизация базальта свидетельствует о застывании лавы в гиабиссальных условиях.

Разнообразие в фациальных разновидностях базальтоидов, приуроченность включений к определенному типу фаций можно проследить и на территории Монгольской Народной Республики. В пределах Хангайского нагорья, Монгольского Алтая, в Долине Озер, на плато Дариганга ксенолиты ультраосновных пород приурочены преимущественно к субвулканическим, часто закалочным фациям базальта, содержащим достаточно много нераскристаллизованного стекла. В базальтах Долины Озер и Монгольского Алтая эти фации слагают нежки и дайковые тела, которые можно рассматривать в качестве корневых зон или подводящих каналов. В покровах и потоках на Дариганге и в Хангае (Центральная Монголия) глубинные включения встречаются значительно реже.

По предварительным оценкам в базальтах ГДР макроскопически выделяются фенокристаллы оливина, титан-авгита и рудного минерала. В редких случаях (в отдельных обнажениях) отмечаются относительно крупные (2-5 мм) вкрапленники плагиоклаза. Но большая часть базальтов недосыщена кремнеземом и

плагноклаз в них практически не встречается.

Основная масса представляет собой буроватое с сиреневым оттенком стекло с показателем преломления  $I,548-1,552 (+0,002)$ , что соответствует содержанию примерно 55% кремнекислоты. По структуре и составу эти породы близки лимбургиту. Среди глубинных включений количественно преобладают лерцолиты (около 80% включений приходится на них). Структура лерцолитов варьирует от полигональной до гилпидиоморфозернистой, причем все переходы можно наблюдать в одном образце. Под микроскопом в наименее измененных образцах силикатные минералы лишены каких-либо включений. Это относится также к зонам двойниковых дислокаций в оливине, которые выявляются лишь при включенном анализаторе. Плоскости двойничивания в оливинах не оказывали, по видимому, влияния на ориентировку многочисленных трещин, что свидетельствует об образовании двойников в условиях высокого гидростатического давления. Рентгеноструктурный анализ оливина позволяет отнести его к форстериту с содержанием фаялита около 10% (табл.2). Оптические свойства соответствуют  $2V_{Ng} = 87^\circ$  (среднее из 5 замеров),  $n_g = 1,683-1,685$  (состав  $Fo_{90} Fa_{10}$ ).

Ромбический пироксен свежий. Для него характерны темно-зеленые окраски,  $2V = 86^\circ$  (среднее из 5 замеров). По оптическим данным его состав соответствует бронзиту. Содержание моноклинового пироксена в лерцолитах включений колеблется, но в большинстве случаев оно не превышает 10-15%. Размер зерен также варьирует как в отдельном образце, так и в образцах их различных включений. По данным Копецкого [6] все лерцолиты из Северной Богемии и юго-восточной части ГДР содержат шпинель, доля которой редко превышает 1-2 объемных процента. Выделения шпинели большей частью имеют неправильные формы и редко достигают 1-1,5 мм. Среди ксенокристаллов в описываемых базальтах наибольшим распространением пользуется клинопироксен, который часто достигает 5-10 см по длинной оси. Он, как правило, имеет темную (до черной) окраску, часто изменен по трещинам и оплавлен по краям. Такие изменения моноклинового пироксена уже давно отмечались европей-

скими геологами. Так Е.Фукс и Г.Розенбуш считали, что между вмещающим базальтом и ксенокристаллом пироксена существует определенная генетическая связь. Обычно клинопироксен представлен авгитом, обогащенным глиноземом и магнием. Это подтверждается рентгеновским анализом (табл.3). Состав отдельных кристаллов для различных районов заметно различается, что вообще характерно для ксенокристаллов авгита из других районов (3, 4, 5, 7).

Таблица 2

Данные рентгеновского исследования оливина,  
излучение  $Cu-K\alpha_1$

№№ пп	$\theta$	$J$	$\frac{d_x}{n}$
I	8,7	ср.	5.092
2	11,45	сл.	3.880
3	11,9	сл.	3.735
4	12,75	ср.	3.490
5	14,95	сл.	2.986
6	16,1	сл.	2.778
7	17,8	сл.	2.520
8	18,25	о.сл.	2.460
9	19,2	о.сл.	2.342
10	19,9	ср.	2.263
11	20,9	сл.	2.159
12	22,3	о.сл.	2.030
13	23,3	о.сл.	1,947
14	24,3	о.сл.	1.872
15	25,4	о.сл.	1.796
16	26,1	о.сл.	1.751
17	27,4	сл.	1.674
18	28,1	сл.	1.635
19	28,35	сл.	1.622
20	29,35	сл.	1.571
21	30,9	ср.	1.500
22	31,4	ср.	1.478

№№ пп	$\theta$	$J$	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
23	32,4	о.сл.	1.438
24	33,5	ср.	1.396
25	34,7	ср.	1.353
26	35,75	ср.	1.318
27	36,35	о.сл.	1.300

Примечания: о.сл. - очень слабый;  
 сл. - слабый;  
 ср. - средний.

Таблица 3

Данные рентгеновского исследования пироксена  
 (ГДР) излучение  $Cu-K_{\alpha_1}$

№№ пп	$\theta$	$J$	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
I	6,9	ср.	6.417
2	10,5	о.сл.	4.227
3	14	сл.	3.184
4	15,15	о.сл.	2.947
5	17,7	сл.	3.534
6	19,7	сл.	2.285
7	20,4	сл.	2.210
8	21,3	ср.	2.120
9	22,4	ср.	2.021
10	25	ср.	1.822
11	26,35	о.сл.	1.735
12	27,55	о.сл.	1.665
13	28,4	ср.	1.619
14	30,7	сл.	1.509
15	33,0	ср.	1.414
16	35,65	сл.	1.322

№№ пп	$\theta$	$\gamma$	$\frac{d_x}{n}$
I7	37, I	о.сл.	I.277
I8	38, I5	о.сл.	I.247
I9	46, I	ср.	I.069

Примечания: о.сл. - очень слабый;  
сл. - слабый;  
ср. - средний.

Щелочные базальты МНР являются другим типичным примером внутриконтинентальной щелочной оливин-базальтовой ассоциации. Лавы и пирокласты здесь также насыщены большим количеством ультраосновных включений и мегакристаллами отдельных минералов (санидины, клинопироксены и т.д.). Включения ультраосновных пород лучше всего изучены в лавах Хангайского нагорья, в долине Озер и в пределах базальтового плато Дариганга. Отметим некоторые главные особенности глубинных ассоциаций в лавах МНР.

Ультраосновные включения в этом районе имеют довольно разнообразный состав - это шпинелевые лерцолиты, шпинелевые вебстериты, клинопироксениты, гарцбургиты, ортопироксениты и гранатовые перидотиты.

Размеры включений варьируют от I-2 до 35-45 см в диаметре. Наиболее крупные нодулы гипербазитов, чаще всего встречающиеся в виде бомб, характерны для пирокластических выбросов. В потоках и покровах, а также в субвулканических телах (некки, дайки) больше распространены мелкие включения. Относительная встречаемость включений весьма различна, но преобладают шпинелевые лерцолиты; остальные разновидности находятся в подчиненном количестве.

Значительно реже шпинелевых лерцолитов отмечаются пироксенитовые нодулы, которые в изобилии встречены на вулканическом конусе Сальхитын-Ула (здесь они были описаны В.В.Кеппежинским в виде вулканических бомб [I]), а также



на вулкане Агагыйн-Душ, где нами совместно с Ю.С.Геншафтом были обнаружены уникальные пироксенитовые включения. Все эти вулканические постройки расположены в пределах натровой базальтовой провинции на плато Дариганга.

Шпинелевые лерцолиты состоят, преимущественно из магнезиального оливина (до 65%), ортопироксена (до 25%) и клинопироксена (до 10%). Крупные кристаллы оливина и энстатита практически идиоморфны. Шпинелевые пироксениты сложены в основном изумрудно-зеленым хромовым авгитом, объем которого доходит до 55-65%; ромбического пироксена в породе 35-45%. Среди мегакристов в монгольских базальтоидах отмечаются клинопироксены, титанфлогопиты, санидины и анортоклазы. По своему составу эти минералы также как и ксенолиты являются глубинными образованиями. Они встречаются преимущественно в виде одиночных кристаллов, имеют крупные размеры и отличаются высокой гомогенностью.

Таким образом, между кайнозойскими щелочными базальтоидами Германской Демократической Республики и Монголии очень много общего.

Прежде всего это общность структурного положения полей базальтоидов. В обоих районах вулканы несогласно накладываются на области, прошедшие последовательно этапы каледонской и варисской складчатости, а в некоторых случаях (как это например имело место в Северной Монголии близ оз.Хубсугул) и на складчатые комплексы более ранних этапов развития.

По химизму базальты ГДР мало чем отличаются от аналогичных пород, входящих в состав натровой серии, слагающих обширное вулканическое плато Даригангу на юго-востоке МНР (табл. I). Базальты из района Лаузитца-Острица в сравнении с базальтами Дариганги характеризуются несколько большими содержаниями  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  и  $Na_2O$  и пониженным значением  $TiO_2$ . По содержанию  $SiO_2$ ,  $K_2O$  и  $MgO$  они практически неотличимы. Близкими составами характеризуются и глубинные включения из базальтов этих районов. Преимущественное распространение имеют однотипные разновидности шпинелевых лерцолитов, что свидетельствует о сходстве ве-

щественного состава глубинных зон верхней мантии под рассмотренными регионами, в пределах которых происходило зарождение и эволюция щелочно-базальтовых магм.

### Литература

1. В.В. Кепежинская. Ультраосновные включения в щелочных базальтоидах Монголии. В кн.: "Глубинные ксенолиты и верхняя мантия". Наука, Новосибирск, 1975.
2. В.В. Кепежинская, И.В. Лучицкий. Главные типы базальтовых ассоциаций в кайнозое Монголии. В кн.: "Очерки геологической петрологии". Наука, М., 1976.
3. Best M.G. Kaersutite-peridotite inclusions and kindred megacrysts in basanitic lavas, Grand Canyon, Arizona. - "Contribs. Mineral. and Petrol.", v. 27, 25 - 44, 1970.
4. Binns R.A., Duggan M.B., Wilkinson J.F.G. High pressure megacrysts in alkaline lavas from northeastern New South Wales. - Amer. J. Sci., vol. 269, 132 - 168, 1970.
5. Dickey J.S. Eclogitic and other inclusions in the mineral breccia member of the Deborah Volcanic Formation at Kakanui, New Zealand. - Amer. Mineralogist, v. 53, n 7 - 8, 1304 - 1319, 1968.
6. Kopecky L. Tertiary volcanics in Regional Geology of Czechoslovakia, Pt. I, 554 - 578, The Bohemian Massif, edit. Svoboda J., - Czech. Acad. Sci. Praha, 1966.
7. Kuno H. Aluminian augite and bronzite in alkali olivine basalt from Taka - Sima North Kyusyu, Japan. - In: Advancing Frontier in Geology and Geophysics, dedicated to Dr. Krishnan (India), p. 205 - 220, 1964.

ПИРОПСОДЕРЖАЩИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В БАЗАЛЬТАХ МОНГОЛИИ<sup>\*</sup>

На территории Монгольской Народной Республики широко распространены щелочные кайнозойские базальтоиды, несущие включения разнообразных пород и минералов. Минеральные парагенезисы этих включений соответствуют термодинамическим условиям, существующим в самых нижних частях земной коры или в верхней мантии. К включениям мантийных пород относят широкую группу ультрабазитов – различные по составу перидотиты и пироксениты.

Среди включений в изобилии встречаются мегакристы моноклинного пироксена, щелочного полевого шпата, значительно реже отмечаются находки титан-флогопита и граната. Гранатосодержащие включения и мегакристы граната описаны только для одного из районов МНР, расположенного в центральной части страны – в пределах Тарятской впадины (Хангайское нагорье) [1, 8].

Этот район приурочен к зоне сочленения Тарято-Селенгинского геосинклинального поднятия ранних каледонид Монголии и Хангайского миогеосинклинального прогиба поздних варисцид. К этой же зоне тяготеет Тамиргольский глубинный разлом. Гранатосодержащие включения в этом районе связаны с эруптивными брекчиями и не встречаются в самих базальтовых лавах.

Изучение закономерностей проявления щелочно-базальтового вулканизма, сопровождаемого выносом глубинных включений, в различных структурных зонах на территории Монгольской Народной Республики привело к открытию новых пиропсодержащих включений в лавах, связанных с вулканическими центрами. Эти центры представляют собой шлаковые постройки, цепочкой протягивающиеся в широтном направлении в долине одного из правых притоков р. Селенга – Ихэ-Тулбуригол, вблизи тракта Булган-Мурэн.

\* В основу статьи положены материалы полевых работ на территории МНР, проведенные в 1976 г. А. Я. Салтыковским и Ю. С. Геншафтом.

По своим петрохимическим особенностям базальты этого района принадлежат к калиевой базальтовой провинции, выделенной на территории МНР [5, 6]. Относящиеся к этой провинции базальтоиды по сравнению с соответствующими породами натровой щелочной провинции (плато Дариганга на юго-востоке МНР) характеризуются включениями значительно более глубокого уровня генерации [4].

Краткая геоморфологическая характеристика изученных нами вулканов приведена в работе [3]. Группа состоит из трех близко стоящих вулканов, приуроченных к субширотному разлому, протягивающемуся от долины р.Ихэ-Тулбури в направлении долины р.Хануй. В структурном отношении этот район располагается в западной части Орхон-Селенгинского орогенного прогиба, наложенного на более древнее варисское складчатое основание. Вся эта зона характеризуется блоковым строением, а излияния базальтовых лав происходили преимущественно вблизи зон разнонаправленных разломов, пересекающих эти блоки. Отличительной особенностью рассматриваемых вулканов является то, что они сложены преимущественно шлаковыми образованиями, хотя в ряде случаев отчетливо фиксируются глубоко эродированные дайковые и некковые фации, представленные хорошо раскристаллизованными долеритовыми мелкозернистыми базальтами с плитчатой или глыбовой отдельностью.

Лавовые фации - светлосерые и серые оливиновые базальты, в которых в изобилии встречаются ксенолиты пород фундамента (более древние вулканы, докембрийские кварциты и т.п.), ультрабазитов, а также ксенокристы отдельных минералов - преимущественно оливинов и пироксенов.

Средний из трех изученных конусов представляет собой замкнутую чашу, внутренний диаметр которой достигает 300 м. Лавовый вал состоит из плотного светлосерого мелкозернистого базальта с вкрапленниками оливина, пироксена и многочисленными остроугольными обломками этих минералов. Базальт характеризуется обломочной структурой основной массы с незначительным количеством стекла (до 30%), небольшой объем в породе составляют поры (до 10%). Основная масса сложена лейстами моноклинного пироксена, плагиоклаза (?) и в меньшей степени оли-

вина. Значительную часть основной массы составляет рудный минерал. Часто встречаются остроугольные бурные зерна гематита, который в центральных частях зерна обычно просветляется. Такой состав рудных подтверждается данными магнитного изучения базальта, для которого определена очень высокая точка Кюри  $650^{\circ}\text{C}$ .

Оливины практически все корродированы, края зерен изрезаны - в более редких случаях изменены и замещены илдингситом. Размер отдельных обломков минералов, встречающихся в основной массе базальтов, варьирует от 0,5 до 1 мм.

Химический и нормативный минеральный состав породы приведен в табл. I. В петрохимическом отношении порода является пересыщенным щелочами оливиновым базальтом.

Таблица I.

Химический и нормативный минеральный состав  
базальта № 159/76АС

окисел	!	вес	!	нормативный состав
$\text{SiO}_2$		45,00		ort 19,2
$\text{TiO}_2$		2,98		ab 4,8
$\text{Al}_2\text{O}_3$		13,40		an 3,4
$\text{Fe}_2\text{O}_3$		5,00		ne 22,0
$\text{FeO}$		6,12		wo } di 13,8
$\text{MnO}$		0,15		en } 11,2
$\text{MgO}$		10,50		fs } 0,9
$\text{CaO}$		7,22		fo } ol 10,6
$\text{Na}_2\text{O}$		5,26		fa } 1,1
$\text{K}_2\text{O}$		3,20		ilm 5,7
$\text{H}_2\text{O}^-$		0,25		mt 7,3
$\text{H}_2\text{O}^+$		н.о.		
$\Sigma$		99,03		

Примечание: Анализ выполнен Л.П. Некрасовой (химико-анамическая лаборатория ИГЕМ).

Единичные зерна граната, встреченные в этом базальте, различаются макроскопически и заключены в лерцолитовой ассоциации минералов, взаимоотношения между которыми видны на рис. I.



Размер зерен граната составляет до 3 мм в поперечнике. Они обычно окаймлены зоной, состоящей из темнозеленых клинопироксенов (ширина зоны 0,5 мм), а внешняя зона представлена почти прозрачным оливином (ширина ее колеблется от 1,5 до 5 мм). Гранат встречается в виде изометрических выделений, форма их кристаллов близка к округлой, он имеет светлорозовые окраски и стеклянный блеск. В данных гранатах в отличие от описанных ранее [8] отсутствует келифитовая оболочка.

Состав граната устанавливается рентгенометрическим и оптическим методами как  $\text{Py}_{80}\text{Alm}_5\text{Grs}_{15}$  ( $N=1,722\pm 0,002$ ;  $a_0=11,536\pm 0,001^{\circ}\text{A}$ ). Данные рентгенометрического изучения граната приведены в табл. 2.

Такой состав граната является необычным для изверженных пород и отмечается в эклогитовой ассоциации, полученной при давлении 50 кбар вблизи ликвидуса щелочного базальта [2].

Судя по рентгеновским данным и темной коричневой окраске, ромбический пироксен из лерцолитов представлен разновидностью, заключенной между энстатитом и бронзитом, а оливин содержит 12-15% фаялитовой составляющей ( $2V_{N_g}=89^{\circ}$ ,  $N_g=1,690$ ). Моноклинный пироксен представлен хром-диопсидом ( $2V=60-62^{\circ}$ ,  $N_g=1,706$ ,  $N_p=1,679$ ).

В пироповых лерцолитах, описанных в районе Шаварын-Царам (Тарятская впадина) [1], гранат представлен также единичными зернами и его содержание не превышает 3-5% от общего объема включений. Однако, по составу гранаты из перидотитов обоих рассматриваемых районов различаются и, в первую очередь, тем, что

гранат из Шаварын-Царам имеет состав  $\text{Pr}_{725}\text{Alm}_{15}\text{Gros}_9$  ( $n=1,734$ ). Мегакристы из района Шаварын-Царам содержат еще меньше пироповой молекулы  $\text{Pr}_{53}\text{Alm}_{35}\text{Gros}_{12}$  [1].

Наряду с гранатовыми лерцолитами, в большом количестве в рассматриваемых лавах встречаются включения шпинелевых лерцолитов. Рентгенометрические данные шпинели приведены в табл. 3: Они свидетельствуют о том, что шпинель является хромитом с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3 \sim 20\%$  [7].

Таким образом, обнаружение высокопиропового граната в ультраосновных породах может однозначно свидетельствовать о существовании на больших глубинах в этом районе высокотемпературной лерцолитовой ассоциации минералов. Базальты образовывались на глубинах, которые соответствовали области устойчивости гранатовой фации перидотитов. Поскольку в других районах МНР базальтовый магматизм связан главным образом с уровнем существования шпинелевых перидотитов, данные базальты можно рассматривать как производные плавления наиболее глубокого вещества верхней мантии в зоне магмообразования.

#### Литература.

1. Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова. Глубинные включения в щелочных базальтоидах трубки Шаварын-Царам (МНР). ДАН СССР, т. 224, № 5, 1975.
2. Геншафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н. Эклогитизация щелочного базальта при высоких давлениях и температурах. В кн. "Экспериментальные исследования минералообразования в сухих и окисных силикатных системах", Наука, М., 1972.
3. Желубовский Ю.С. Четвертичные вулканы Монголии. Изв. АН СССР, сер. географич., № 5, 1958.
4. Кебезинская В.В. Ультраосновные включения в щелочных базальтоидах Монголии. В кн. "Глубинные ксенолиты и верхняя мантия". Наука, Новосибирск, 1975.
5. Кебезинская В.В., Лучицкий И.В., Девяткин Е.В., Чичагов В.П., Дашдава З. Кайнозойские щелочные оливиновые базальты Монголии. В сб. "Ассоциация вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение", Труды, вып. 7, Наука, М., 1973.

6. Кепежинская В.В., Лучицкий И.В., Главные типы базальтовых ассоциаций в кайнозое Монголии. В кн. "Очерки геологической петрологии", Наука, М., 1976.
7. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов, т. I. Госгеолтехиздат, М., 1957.
8. Филиппов Л.В., Липовский Ю.О., Капитонова Т.А. Калиевые базальтоиды Центральной Монголии и некоторые вопросы глубинного магмообразования. Геохимия, № 4, 1976.



Таблица 2  
Рентгенометрические данные для граната из  
включения лерцолита в образце I59/76AC  
(излучение  $Cu-K_{\alpha}$  )

№ II/№I	$\theta$	$d_n/\alpha_1$	$d_n/\alpha_2$	I	hkl
1.	14,15		3,15	I	
2.	15,55		2,87	10	400
3.	17,45		2,57	10	420
4.	18,55		2,423	6	332
5.	19,45		2,315	3	422
6.	20,15		2,237	3	431
7.	21,65		2,089	2	521
8.	22,65		2,001	2	440
9.	24,55		1,855	4	611
10.	26,85		1,706	4	631
11.	28,95		1,592	8	640
12.	30,15		1,534	10	642
13.	31,55		1,473	I	
14.	32,65		1,428	4	800
15.	36,85	I,284	I,287	3	840
16.	37,95	I,252	I,255	4	842
17.	38,95	I,225	I,228	I	664
18.	41,65	I,159	I,161	2	941; 853
19.	46,05	I,069	I,072	4	10*4*0; 864
20.	47,15	I,050	I,053	4	10*4*2
21.	49,25	I,016	I,019	I	880
22.	53,45	0,958	0,9612	I	12*0*0; 884
23.	54,35	0,9479	0,9502	I	12*2*0
24.	55,55	0,9340	0,9363	6	12*2*2; 10*6*4
25.	63,75	0,8588	0,8609	5	12*6*0; 10*8*4
26.	64,95	0,8502	0,8523	3	12*6*2
27.	74,05	0,8010	0,8030	I	
28.	76,45	0,7923	0,7942	5)	
29.	77,05	0,7903	0,7923	4)	14*4*0; 12*8*2
30.	78,95	0,7848	0,7867	10)	
31.	79,65	0,7829	0,7849	6)	10*10*4

Таблица 3

Рентгенометрические данные для шпинели из  
включения лерцолита в образце I59/97AC

№ №! II/II!	$\theta$	$d_n/d$	I	hkl
I.	9,5	4,67	2	III
2.	13,8	3,23	4	
3.	15,4	2,90	2	220
4.	16,4	2,73	I	
5.	18,3	2,45	10	3II
6.	19,9	2,26	<I	
7.	22,1	2,049	3	400
8.	26,2	1,746	I	
9.	27,6	1,666	I	
10.	29,4	1,570	6	5II; 333
II.	32,3	1,442	5	440
12.	38,2	1,246	2	533
13.	40,8	1,179	I	444
14.	44,8	1,094	I	
15.	46,3	1,066	2	73I; 553
16.	54,7	0,944	<I	75I; 555
17.	57,4	0,915	I	840
18.	63,9	0,858	3	93I
19.	67,5	0,834	4	844
20.	67,8	0,832	I	

КСЕНОЛИТЫ ГРАНАТОВЫХ ВЕБСТЕРИТОВ В БАЗАНИТАХ  
ШАВАРЫН ЦАРАМ (МНР)

Ксенолиты гранатсодержащих пород (ультрабазитов, эклогитов) в базальтоидах заслуженно привлекают большое внимание петрологов, поскольку они позволяют судить о термодинамических условиях образования магм и составе исходного мантийного материала. Поэтому обнаружение таких ксенолитов в базанитах Хангайского нагорья Монголии вызвало большой интерес и повлекло за собой их детальное исследование (1,4,6). Следует отметить, что эти базаниты слагают не трубку, как считают первые авторы, и не экструзивное тело, как полагают последние, а являются реликтами вулкана. Однако это обстоятельство является предметом специальной работы и не имеет в данном случае принципиального значения.

В процессе полевых работ 1975 г. в районе Шаварын Царам Хангайского нагорья авторами было найдено несколько новых ксенолитов гранатовых ультрабазитов. В отличие от большинства найденных ранее ксенолитов, которые по соотношению породообразующих минералов принадлежат к гартбургитам-лерцолитам, среди новых находок оказались разности, обедненные оливином и относящиеся, согласно классификации Штрекейзена, к оливиновым вебстеритам (табл. I).

Помимо этого главного различия, в найденных нами ксенолитах значительно больше шпинели, отсутствует флогопит, не обнаружен муассанит, описанный Ф.П.Лесновым с соавторами (5) и найденный нами только во вмещающих ксенолиты ба-

занитах. Кроме минералов, перечисленных в таблице, в проточных пробах установлены апатит, магнетит, пирит.

Таблица I

Количественный минеральный состав гранатовых ультра-  
базитов Шаварын Царам

Минералы	Содержания минералов, %	
	Гарцбургиты-лерцолиты, по (I)	Оливиновые вебстериты, шлиф Д-ГВ-24
Оливин	50-60	27,6
Ортопироксен	25-30	23,5
Клинопироксен	5-10	32,8
Гранат	3-5	3,3
Шпинель	3-5	12,8
Флогопит	+	-

В шлифе Д-ГВ-24 под микроскопом оливиновый вебстерит обнаруживает полнокристаллическую структуру со следами катклаза. В результате взаимодействия с магмой вокруг зерен пироксенов, граната и шпинели в краевых частях ксенолитов имеются реакционные каймы. Вокруг ортопироксена образованы каймы вторичного оливина с небольшим количеством вулканического стекла. В трещинах спайности ортопироксена развит агрегат шестовато-удлиненных зерен. Клинопироксен по периферии дезинтегрирован с образованием пористой каймы. Гранат и бурая шпинель частично расплавлены с образованием бурого высокопреломляющего стекла. Все зерна граната и шпинели окружены его каймой (рис. I).

Образец 4-6 весьма невелик по размерам (8 x 5 x 5 мм), и в нем присутствует всего по нескольку зерен пироксенов и граната. Отнесение его к вебстеритам несколько условно, т.к., возможно, он является обломком породы с неравномерным распределением в ней оливина.



Рис.1. Стекловатая кайма вокруг зерен граната (ga) и шпинели (sp) на контакте с клинопироксеном (срх). Шлиф Д-ГВ-24. Увеличение 14. Без анализатора.

Для сопоставления с минералами гранатовых гарцбургитов-лерцолитов нами были произведены определения химических составов гранатов и пироксенов. Анализ выполнялся в ЦНИГРИ на рентгеновском микроанализаторе "Камебакс" французской фирмы "Камека", по пяти точкам в каждом исследованном зерне. Диаметр зонда I - 1,5 мкм, рабочее напряжение 20 кв, ток 10 нА. В качестве эталонов использовались гранаты У-39 и У-44 (трубка "Удачная"), диопсид Ил-567 (трубка "Мир") и синтетический альбит с известными химическими составами, проверенные на однородность. Все элементы анализировались по линии  $K_{\alpha}$ . Измеренные относительные интенсивности пересчитывались в концентрации по программе КАРАТ на ЭВМ "Минск-32" (2).

Результаты анализов гранатов, а также их показатели

Таблица 2

Химические составы гранатов из ультрабазитов Шаварын Царам

Компоненты	Гранаты из вебстеритов				Гранаты из гарцбургитов-дерцолитов, ср. из 9	Мегахристы гранатов, ср. из 12	Гранат-сросок с клинопироксенном, Д-Тр-1/3
	Д-ГВ-24	Д-ГВ-25	4-6	155-75			
I	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	42,80	42,93	42,76	41,85	42,34	40,19	41,45
TiO <sub>2</sub>	не опр.	0,40	0,45	0,15	0,27	0,64	1,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,17	22,54	22,47	22,96	22,82	21,53	21,11
FeO	7,98	8,64	7,10	7,18	7,52	15,35	15,24
MnO	не опр.	не опр.	не опр.	0,26	0,24	0,31	не опр.
MgO	21,01	19,96	21,99	20,29	20,73	14,87	15,16
CaO	5,57	5,30	4,86	4,91	4,82	5,98	5,97
Na <sub>2</sub> O	не опр.	не опр.	не опр.	0,02	0,02	0,45	не опр.
K <sub>2</sub> O	не опр.	не опр.	не опр.	нет	нет	0,19	не опр.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,29	0,26	0,22	0,60	0,83	0,05	0,03
Сумма	99,82	100,03	99,85	99,85	99,59	99,56	100,08
Si	3,02	3,05	2,98	3,00	3,01	2,95	3,04
Ti	-	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,06

Таблица 2 (продолжение)

I	2	3	4	5	6	7	8
Al	1,85	1,89	1,88	1,94	1,87	1,86	1,83
Fe <sup>3+</sup>	0,12	0,09	0,11	0,03	0,08	0,15	0,17
Fe <sup>2+</sup>	0,35	0,42	0,32	0,40	0,37	0,79	0,77
Mn	-	-	-	0,02	0,01	0,02	-
Mg	2,22	2,11	2,31	2,18	2,21	1,63	1,66
Ca	0,42	0,40	0,37	0,37	0,37	0,48	0,47
Na	-	-	-	0,02	0,02	0,06	-
K	-	-	-	-	-	0,02	-
Cr	0,02	0,02	0,01	0,03	0,05	-	-
Пироп	74,3	71,1	77,0	73,2	74,5	57,0	55,6
Альмандин	11,7	16,7	8,4	13,4	12,5	26,4	29,8
Спессартин	-	-	-	0,6	0,4	0,7	-
Гроссуляр	7,0	8,1	8,6	9,8	5,9	8,3	6,8
Уваровит	1,0	1,0	0,6	1,5	2,5	-	-
Андрадит	6,0	2,2	5,4	0,8	3,5	7,6	2,8
Ti-андрадит	-	-	-	0,7	0,7	-	4,8
N	1,734	1,738	1,738				1,754
a <sub>0</sub> (Å)	11,526	11,525	11,531				11,550
Литература	новые данные			(4)	(1,4)	(1,4,6 и др.)	нов.данные

преломления и параметры ячейки (определенные К.А.Шепелевой и Г.А.Гуркиной, ЦНИГРИ) приведены в табл.2. Можно видеть, что состав гранатов из вебстеритов практически не отличается от состава лерцолитовых гранатов, за исключением пониженных содержаний хрома. Не исключено, что это вызвано систематическими погрешностями анализа за счет эталонов. Однако в анализе граната № 155-75 из вебстерита, приведенного в работе В.В.Кебезинская с соавторами (4) и выполненного в той же лаборатории, что и анализы гранатов из гарцбургитов-лерцолитов (I), количество хрома также понижено, хотя и не в такой степени, как у нас.

С другой стороны, все гранаты из ультраосновных ксенолитов существенно отличаются от мегакристов гранатов, включенных во вмещающие базаниты, а также от гранатов, находящихся в сростании с клинопироксеном. Последние характеризуются значительно большей железистостью и практически полным отсутствием хрома.

Химические составы клинопироксенов показаны в таблице 3. Клинопироксены, как и гранаты, почти идентичны по составу лерцолитовым клинопироксенам и на диаграмме Полдварта и Хесса занимают верхнюю часть поля эндиопсида на границе с диопсидом. В отличие от них клинопироксены-мегакристи в базанитах (как одиночные, так и сростившиеся с гранатом) попадают в среднюю часть поля авгита. Кроме того, они характеризуются большим содержанием натрия, меньшим - кальция, почти полным отсутствием хрома.

Ортопироксены из вебстеритов по составу также весьма близки к ортопироксенам из лерцолитов и гарцбургитов (табл.4).

Таким образом, можно видеть, что гранаты и пироксены гранатовых перидотитов и пироксенитов из базанитов Шаварын Царам весьма близки по составу и, видимо, по глубинности образования. Для оценки температуры и давления, при которых образовывались эти породы, мы использовали геотермометр Б.Дэвиса и Ф.Бойда (7) с поправкой Т.Мори и Д.Грина (9). и геобарометр И.Д.Мак-Грегора (8). Резуль-



## Химические составы клинопироксенов из гранатовых ультрабазитов Шаварын Царам

Компоненты	Клинопироксены из вебстеритов				Клинопироксены из гарцбургитов-лерцолитов, ср. из 4	Мегакристы клинопироксенов, ср. из 6	Клинопироксен-сросток с гранатом, Д-Тр-1/3
	Д-ГВ-24	Д-ГВ-25	4-6	155-75			
I	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	53,37	52,98	53,39	51,92	50,97	49,95	50,35
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,47	0,62	0,56	0,85	1,34	1,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,99	7,37	7,67	6,46	7,14	8,56	9,16
FeO	2,84	3,13	3,37	3,19	3,69	8,96	8,91
MnO	не опр.	не опр.	не опр.	0,08	0,10	0,09	не опр.
MgO	15,62	15,54	16,08	15,68	15,78	12,97	12,88
CaO	18,45	19,10	16,61	18,39	17,71	15,56	14,93
Na <sub>2</sub> O	1,87	1,36	1,97	1,87	1,87	2,13	2,18
K <sub>2</sub> O	0,12	0,08	0,16	0,02	0,03	0,14	0,19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,16	0,26	0,45	0,80	-	0,04
Сумма	100,09	100,19	100,13	98,62	99,64	99,70	99,91
Si	1,90	1,90	1,89	1,89	1,85	1,83	1,85
Ti	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,03

Таблица 3 (продолжение)

I	2	3	4	5	6	7	8
Al <sup>IV</sup>	0,08	0,08	0,09	0,10	0,13	0,13	0,12
Al <sup>VI</sup>	0,22	0,24	0,23	0,18	0,18	0,24	0,27
Fe	0,09	0,10	0,10	0,10	0,11	0,27	0,27
Mg	0,83	0,83	0,89	0,85	0,86	0,71	0,71
Ca	0,71	0,74	0,63	0,72	0,70	0,62	0,58
Na	0,13	0,09	0,13	0,13	0,13	0,15	0,16
K	0,01	-	0,01	-	-	0,01	0,01
Cr	0,01	-	0,01	0,01	0,02	-	-
% Ca	43,6	44,3	38,9	43,1	41,9	38,7	37,2
Mg	50,9	49,7	54,9	50,9	51,5	44,4	45,5
Fe	5,5	6,0	6,2	6,0	6,6	16,9	17,3
Жадеит	14,0	9,0	14,0	13,0	13,0	16,0	17,0
Чермакит	11,5	11,1	12,9	11,9	12,2	11,5	14,3
Ca/Ca+Mg	46,1	47,1	41,7	45,8	44,9	46,6	44,9
Литература	новые данные			(4)	(1,4)	(1,4,6) и др.	новые данные

Таблица 4

Химические составы ортопироксенов из гранатовых ультра-  
базитов Шаварын Царам

Компоненты	Ортопироксены из вебстеритов				Ортопироксены из гарцбургитов-лерцолитов, из 5
	Д-ГВ-24	Д-ГВ-25	4-6	155-75	
SiO <sub>2</sub>	54,77	55,02	53,43	52,67	53,78
TiO <sub>2</sub>	не опр.	не опр.	не опр.	0,07	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,08	4,04	5,68	3,82	4,87
FeO	6,79	7,53	7,03	6,29	6,75
MnO	не опр.	не опр.	не опр.	0,10	0,08
MgO	32,89	32,12	31,32	34,11	32,51
CaO	0,52	0,83	1,08	0,66	0,93
Na <sub>2</sub> O	не опр.	не опр.	не опр.	0,13	0,16
K <sub>2</sub> O	0,27	0,12	0,23	0,31	0,36
Сумма	99,31	99,66	98,77	98,17	99,63
Si	1,907	1,915	1,876	1,839	1,863
Ti	-	-	-	0,002	0,004
Al <sup>IV</sup>	0,093	0,085	0,124	0,157	0,133
Al <sup>VI</sup>	0,074	0,081	0,111	-	0,067
Fe <sup>2+</sup>	0,198	0,219	0,206	0,184	0,196
Mg	1,707	1,667	1,639	1,774	1,679
Mn	-	-	-	0,002	0,002
Ca	0,020	0,039	0,041	0,026	0,036
Na	-	-	-	0,008	0,010
Cr	0,008	0,003	0,006	0,008	0,010
Ферросилит	10,29	11,37	10,92	9,27	10,26
Энстатит	88,67	86,60	86,90	89,42	87,86
Волластонит	1,04	2,03	2,18	1,31	1,88
Литература	новые данные			(4)	(1,4)

Таблица 5  
 Параметры образования гранатовых ультрабазитов Шаварын Царэм

Порода	№№ обр.	Мол. % диопсида в Срх	Т°С	Вес.% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> в Срх	P, кбар	Литература
Гранатовый вебстерит	Д-ГВ-24	92	1025	4,08	28	новые данные
- " -	Д-ГВ-25	96	(930)*	4,04	17	- " -
- " - (?)	4-6	83	1260	5,68	31	- " -
- " -	155-75	92	1025	3,82	29	(4)
Гранатовый гарцбургит-лерцолит	699-20	86	1240	4,97	34	(1)
- " -	699-31	89	1170	5,30	27	(1)
- " -	A-74	89	1170	5,16	27,5	(1)
Гранатовый гарцбургит	158-75	-	1130**	4,95	26	(4)
Гранатовый лерцолит	157-75	92	1025	4,00	28	(4)

Примечания: \*) В связи с высоким процентным содержанием диопсида в клинопироксене использование поправки Мори и Грина (9) невозможно. Температура определена по диаграмме Дэвиса и Бойда (7).

\*\*\*) Анализа клинопироксена в парагенезисе нет. Температура определена по термометру Ваганова (3).

таты оценки представлены в таблице 5. При нанесении их на диаграмму (рис.2) можно видеть, что, несмотря на ограниченное число анализов и близость составов минералов

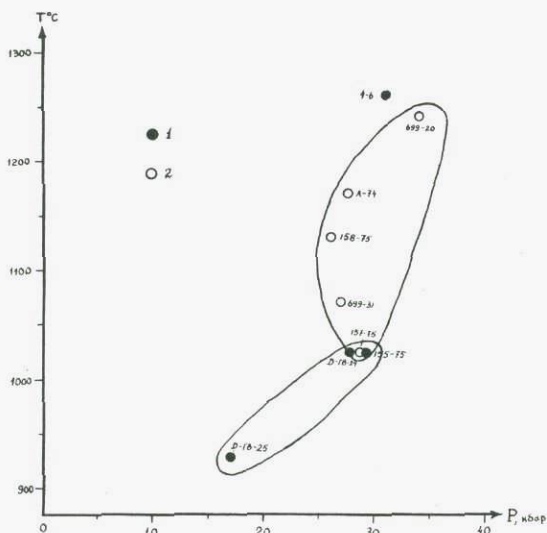


Рис.2. Т-Р - условия образования гранатовых ультрабазитов Шаварын Царам. 1 - вебстериты; 2 - гарцбургиты и лерцолиты.

из вебстеритов и гарцбургитов-лерцолитов, первые локализируются в поле относительно пониженных Т-Р - параметров (930-1025<sup>0</sup>С и 17-29 кбар), за исключением образца 4-6, отнесение которого к вебстеритам, как было отмечено выше, условно. Гарцбургиты и лерцолиты образовались при более высоких температуре и давлении (1025-1240<sup>0</sup>С и 26-34 кбар).

Полученные данные можно рассматривать как указание на вертикальную стратификацию верхней мантии в районе Хангайского нагорья. Наиболее глубокие из доступных для

изучения пород здесь представлены преимущественно гранатовыми гарцбургитами и лерцолитами (90–115 км), выше (до 60 км) преобладают гранатовые вебстериты. При этом в переходной зоне возможно присутствие тех и других.

#### Литература.

1. Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Глубинные включения в щелочных базальтоидах трубки Шаварын–Царэм (МНР). – Докл.АН СССР, т.224, № 5, 1975.
2. Бердичевский Г.В., Лаврентьев Ю.Г. Нахождение функции поглощения в рентгеновском микроанализаторе с помощью экспериментальных данных. – Заводская лаборатория, т.42, № 6, 1976.
3. Каминский Ф.В., Ваганов В.И. Петрологические предпосылки алмазности альпинотипных ультрабазитов. – Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1976.
4. Кепежинская В.В., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Эклогиты подкорковых зон складчатых областей. – Докл.АН СССР, т.231, № 1, 1976.
5. Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Липовский Ю.О. О первой находке муассанита в Монголии. – Геология и геофизика, № 6, 1976.
6. Филиппов Л.В., Липовский Ю.О., Капитонова Т.А. Калиевые базальтоиды Центральной Монголии и некоторые вопросы глубинного магмообразования. – Геохимия, № 4, 1976.
7. Davis B.T.C., Boyd F.R. The join  $Mg_2Si_2O_6$ – $CaMgSi_2O_6$  at 30 kb pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. – Journ.Geophys. Res., v.71, No 14, 1966.
8. MacGregor J.D. The system  $MgO$ – $Al_2O_3$ – $SiO_2$ : solubility of  $Al_2O_3$  in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. – Amer. Mineralogist, v.59, No 1–2, 1974.
9. Mori T., Green D.H. Pyroxenes in the system  $Mg_2Si_2O_6$ – $CaMgSi_2O_6$  at high pressure. – Earth. Planet. Sci. Lett., v. 26, p.277–286, 1975.

ПЛАВЛЕНИЕ И РАСПАД ФЛОГОПИТА ПРИ ВЫСОКИХ  
ДАВЛЕНИЯХ.

В период с 1966 по 1969 г. автором с сотрудниками была опубликована серия статей, посвященных качественному исследованию поведения калийсодержащих минералов при высоких давлениях и температурах /1,2,3,4,5,6/. На этом этапе исследований нас интересовали, в основном, те минеральные формы, в которых калий может содержаться в глубинах Земли. Обнаруженные закономерности поведения калийсодержащих минералов при высоких давлениях, и, в частности, тот факт, что калий концентрируется в минералах относительно малой плотности, позволили высказать предположение о причинах выноса калия в наружные слои Земли /7/.

Высказанные соображения поставили на повестку дня вопрос о проведении более детальных исследований калийсодержащих минералов при высоких давлениях с целью установления P,T-границ фазовых превращений и кривых плавления. Для этого и было предпринято настоящее исследование.

Обнаруженный нами факт распада флогопита /2/ вызвал интерес к превращениям слюд при высоких давлениях и у других исследователей, и в период проведения данной работы были опубликованы данные о кривых плавления /8,10/ и кривых распада /9,10/ флогопита. Однако, так как в нашей работе получен ряд новых данных и условия наших экспериментов несколько отличаются от условий, в которых работали упомянутые авторы, мы сочли целесообразным опубликовать результаты наших исследований.

Образцы и методика эксперимента.

В качестве исходного материала был взят светлый мало-

железистый флогопит с Ляджвардаринского месторождения (Юго-Западный Памир, образец 52/62 из коллекции М.А.Лицарева, ИГЕМ АН СССР). По данным рефрактометрических определений, показатели преломления флогопита равны:  $n_g = 1,585$ ;  $n_m = 1,585$ ;  $n_p = 1,543$  (все  $\pm 0,001$ ). Удельный вес (иммерсионное определение) равен  $2,83 \text{ г/см}^3$ . Параметры решетки, определенные электронографически с помощью метода косых структур, равны  $a = 5,30$ ,  $b = 9,20$ ,  $\beta = 100,0^\circ$ ,  $c = 10,1$ . Химический состав флогопита:

$\text{SiO}_2 - 41,16$ ;  $\text{FeO} - 0,35$ ;  $\text{Na}_2\text{O} - 0,14$ ;  $\text{BaO} - \text{сл.}$   
 $\text{TiO}_2 - 0,68$ ;  $\text{MnO} - 0,01$ ;  $\text{K}_2\text{O} - 11,07$ ;  $\text{F} - 3,80$ ;  
 $\text{Al}_2\text{O}_3 - 14,04$ ;  $\text{MgO} - 24,76$ ;  $\text{H}_2\text{O}^+ - 4,12$ ;  $\text{O} = \text{F} - 1,59$ ;  
 $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,19$ ;  $\text{CaO} - 0,13$ ;  $\text{H}_2\text{O}^- - 0,69$ ;  $\Sigma - 101,14$ ;  
 (аналитик М.Г.Замуруева, ИГЕМ АН СССР).

Эксперименты проводились на аппарате типа "наковальни с лункой" по методу "закалки". Давление в камере определялось по величине приложенной нагрузки на основании независимых калибровок по фазовым переходам  $\text{Bi I}-\text{Bi II}$ ,  $\text{Tl II}-\text{Tl III}$ ,  $\text{Ba I}-\text{Ba II}$ ,  $\text{Bi V}-\text{Bi VI}$ ; давления переходов принимались соответственно 25, 37, 59 и 73 кбар. Давления выше 73 кбар оценивались с помощью графической экстраполяции калибровочной кривой "нагрузка-давление".

Температура в камере определялась также на основании независимых калибровок, выполненных во всем рабочем интервале давлений, в процессе которых температура в камере изучалась в зависимости от двух переменных - сопротивления нагревателя и подводимой мощности. Такой способ калибровки, в отличие от калибровок "мощность-температура", позволяет достигнуть значительно более высокой точности определения температуры. Точность определения температуры в наших экспериментах составляла  $\pm 30^\circ\text{C}$ .

Для создания температур в камере использовался внутренний нагрев с помощью трубчатого графитового нагревателя. При такой конструкции нагревателя в образце создается перепад температур от  $T_{\text{макс}}$  в горячей зоне образца до  $T_{\text{мин}}$  в его холодной зоне; калибровки позволяли с указанной точностью определять температуру как в холодной, так и в горячей зонах



образца.

Применение камеры высокого давления с температурным градиентом в образце позволяет в осевых сечениях образцов наблюдать "замороженные" картины превращений в температурном разрезе от  $T_{хз}$  (температуры в "холодной" зоне) до  $T_{гз}$  (температуры в "горячей" зоне). Это дает возможность изучать взаимоотношения фаз в процессе превращения в шлифах, сделанных в осевом сечении образцов, и на основании этого изучения получать информацию о стабильности наблюдаемых фаз.

Основная часть экспериментов была выполнена в режиме "подъем давления - подъем температуры - выдержка при постоянной температуре - закалка - снижение давления" (режим А). Такой режим изменения температуры носит название "подход снизу". Выдержка при заданной температуре составляла 5 минут. Скорость роста новообразованных кристаллов в исследуемой системе настолько велика, что за время 5 минут в образце устанавливается равновесное распределение фаз, соответствующих температурам в каждом участке образца. Небольшие отклонения от равновесия отчетливо регистрировались при петрографическом изучении шлифов образцов и учитывались в наших исследованиях.

В тех случаях, когда изучение образцов из опытов, выполненных в режиме А, не дает достаточной информации, выбором температурного режима можно достигнуть движения изотермических поверхностей, соответствующих наблюдаемым превращениям, в заданном направлении, тем самым заставляя протекать в заданном направлении изучаемое превращение. Этот ступенчатый режим мы будем в дальнейшем называть "режимом В".

Все эксперименты проводились при концентрации воды в системе порядка 1,5 - 2,0%. Обработка результатов экспериментов осуществлялась с применением рентгеновских и оптических методов. Изучение распада и плавления в системе было проведено в интервале давлений от 30 до 110 кбар при температурах от 1000 до 2100°С.

#### Общее описание процесса превращения.

Проведенные исследования показали, что в каждом температурном разрезе (при постоянном давлении) по мере повыше-

ния температуры превращения происходят по одной и той же схеме: до температуры  $T_p$  во флогопите не наблюдается никаких превращений; выше этой температуры, в интервале от  $T_p$  до  $T_{пл}$  происходит распад флогопита с образованием ассоциации минералов, в которой около 50% объема занимает гранат; при температурах выше  $T_{пл}$  в шлифах наблюдается слюда закалочного происхождения, которая, как будет показано ниже, рассматривается нами как свидетельство плавления в исследуемой системе.

Поскольку в образцах имел место перепад температур от  $T_{хз}$  до  $T_{гз}$ , каждый образец охватывал целый интервал температур. В тех образцах, в которых соотношение температур удовлетворяло условию  $T_{хз} < T_p < T_{гз} < T_{пл}$ , в холодных зонах образца наблюдался исходный флогопит (а), а в горячих зонах - продукты распада (б) флогопита (рис. I-1). В образцах, в которых температуры удовлетворяли условию  $T_{хз} < T_p < T_{пл} < T_{гз}$ , в холодных зонах наблюдался исходный флогопит (а), а в горячих - закалочный флогопит (в); продукты распада флогопита (б) занимали центральную часть образца, образуя дугообразные оторочки на границе зон исходного флогопита (рис. I-2). В образцах, в которых имело место соотношение температур  $T_p < T_{хз} < T_{пл} < T_{гз}$ , исходный флогопит отсутствовал, продукты распада флогопита (б) присутствовали в холодной зоне, а в горячей зоне наблюдался закалочный флогопит (рис. I-3). И, наконец, в тех образцах, в которых температура в холодных зонах превышала  $T_{пл}$ , в пределах всего образца наблюдался закалочный флогопит (рис. I-4).

#### Определение "фаз закалки".

Одной из важных методических задач является определение "фаз закалки". При закалке в образце происходит движение изотермических поверхностей от периферии к центру образца. Скорость роста кристаллов слюды настолько высока, что при закалке происходит рост этих кристаллов в направлении движения изотермических поверхностей, причем в результате геометрического отбора вырастают крупные кристаллы с хорошими кристаллическими окончаниями. Такие кристаллы трудно отли-

чить от равновесных. Для определения фаз закалки потребовалось тщательное петрографическое исследование, которое было выполнено В.П.Петровым.

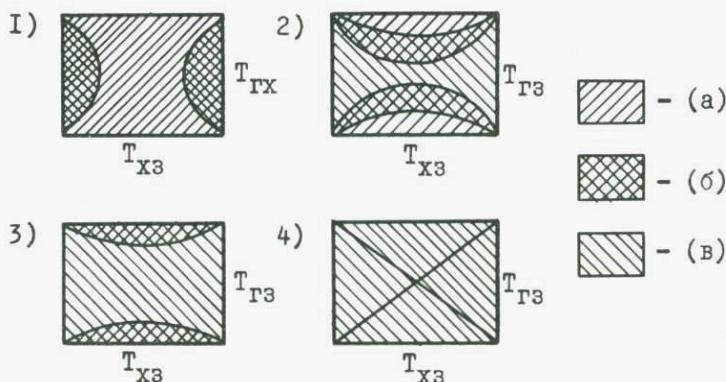


Рис. I. Схематические рисунки расположения фаз в осевых сечениях образцов при различных температурных режимах.

1 -  $T_{ХЗ} < T_p < T_{ГЗ} < T_{пл}$  ; 2 -  $T_{ХЗ} < T_p < T_{пл} < T_{ГЗ}$  ;  
 3 -  $T_p < T_{ХЗ} < T_{пл} < T_{ГЗ}$  ; 4 -  $T_{пл} < T_{ХЗ}$ .

а - флогопит, б - продукты распада флогопита, в - закалочный флогопит.

При определении фаз закалки были использованы следующие признаки:

а) Расположение ориентированных кристаллов слюды по отношению к направлению движения изотермических поверхностей при различных режимах изменения температуры.

б) Распределение кристаллических окончаний в кристаллах слюды.

в) Закономерности распределения кристаллов граната по размерам в пределах зоны распада флогопита.

г) Характер огранки кристаллов граната как свидетельство условий превращения.

д) Ориентировка "столбчатых" кристаллов граната по от-

вошению к направлению движения изотермических поверхностей.

Кроме того, в специальных опытах, выполненных в режиме В, была проведена проверка возможности применения этих критериев для суждения об условиях роста кристаллов, наблюдаемых в шлифах. Эта проверка полностью подтвердила правильность выбранной методики петрографической обработки результатов экспериментов.

Проведенное петрографическое исследование показало, что новообразованный флогопит, наблюдаемый в наших опытах в области высоких температур, является фазой закалки, и его появление в образцах следует рассматривать как свидетельство того, что в данной области температур имело место полное плавление в системе.

#### Продукты распада флогопита.

В первой работе, посвященной распаду флогопита, автором с сотрудниками /1/ были описаны свойства минералов, образованных при распаде флогопита. Наиболее точно в продуктах распада был определен гранат. Его характеристики (показатель преломления  $1,704 \pm 0,003$ , удельный вес  $3,57 \pm 0,02 \text{ г/см}^3$ , параметр решетки  $11,07 \pm 0,03 \text{ \AA}$ ) отчетливо указывают на то, что этот минерал представляет собой чисто магниальный гранат - пироп ( $3\text{MgO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ ). Вторая кристаллическая фаза с показателями преломления  $n_g = 1,585 \pm 0,003$  и  $n_p = 1,573 \pm 0,003$ , и плотностью  $2,90 \pm 0,02 \text{ г/см}^3$  была условно названа нами "амфиболом". Позднее было показано, что при распаде флогопита образуется ассоциация гранат+энстатит /8,9/. Однако, присутствие воды в наших экспериментах осложняет картину превращения, и при распаде флогопита возможно образование водосодержащих фаз, в которые, вероятно, может частично входить и калий. Две изотропные фазы, наблюдавшиеся нами в продуктах распада флогопита, представляют собой, повидимому, стекла, полученные при закалке расплава и флюида.

#### P, T - диаграмма флогопита.

Результаты экспериментов приведены в таблице I. Поскольку градуировки позволяют определять температуры как в холодной, так и в горячей зонах образца, в таблице I для каждого

Таблица I. Результаты экспериментов.

№ пп	шифр опыта	давление, кбар	зона образца	температура, °С	наблюдаемые фазы
I	2	3	4	5	6
1	90-г	29	холодная	II40	флогопит
			горячая	I360	закалочный флогопит
2	89-г	29	холодная	I250	флогопит
			горячая	I490	закалочный флогопит
3	7-г	36	холодная	II20	флогопит
			горячая	I330	гранат+"амфибол"+стекло
4	8-г	36	холодная	I210	флогопит
			средняя	I330	гранат+"амфибол"+стекло
5	9-г	36	горячая	I440	закалочный флогопит
			холодная	I510	закалочный флогопит
6	I2-г	46	горячая	I810	закалочный флогопит
			холодная	I000	флогопит
7	27-г	46	горячая	II90	флогопит
			холодная	II60	флогопит
8	I0-г	46	горячая	I380	гранат+"амфибол"+стекло
			холодная	II80	флогопит
9	I3-г	46	горячая	I410	гранат+"амфибол"+стекло
			холодная	I230	флогопит
10	24-г	46	горячая	I470	гранат+"амфибол"+стекло
			холодная	I290	флогопит
II	26-г	46	средняя	I410	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	I540	закалочный флогопит
12	23-г	46	холодная	I370	флогопит
			средняя	I500	гранат+"амфибол"+стекло
13	22-г	46	горячая	I630	закалочный флогопит
			холодная	I440	гранат+"амфибол"+стекло
14	53-г	55	горячая	I720	закалочный флогопит
			холодная	I520	гранат+"амфибол"+стекло
15	53-г	55	горячая	I810	закалочный флогопит
			горячая	I780	закалочный флогопит
16	53-г	55	горячая	2I20	закалочный флогопит
			горячая	2I20	закалочный флогопит

Продолжение таблицы I.

I	2	3	4	5	6
I5	29-г	59	холодная	I030	флогопит
			горячая	I230	флогопит
I6	30-г	59	холодная	I250	флогопит
			горячая	I490	гранат+"амфибол"+стекло
I7	2-г	59	холодная	I340	флогопит
			горячая	I470	гранат+"амфибол"+стекло
I8	4-г	59	холодная	I380	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	I640	гранат+"амфибол"+стекло
I9	28-г	59	холодная	I390	гранат+"амфибол"+стекло
			средняя	I530	гранат+"амфибол"+стекло
20	I-г	59	горячая	I660	закалочный флогопит
			холодная	I670	закалочный флогопит
2I	34-г	68	горячая	I990	закалочный флогопит
			холодная	I090	флогопит
22	37-г	68	горячая	I300	флогопит
			холодная	I2I0	флогопит
23	36-г	68	горячая	I450	гранат+"амфибол"+стекло
			холодная	I230	флогопит
24	I6-г	68	горячая	I470	гранат+"амфибол"+стекло
			холодная	I260	флогопит
25	39-г	68	горячая	I500	гранат+"амфибол"+стекло
			холодная	I360	флогопит
26	33-г	68	горячая	I620	гранат+"амфибол"+стекло
			холодная	I470	гранат+"амфибол"+стекло
27	3I-г	68	горячая	I720	закалочный флогопит
			холодная	I540	гранат+"амфибол"+стекло
28	72-г	82	горячая	I840	закалочный флогопит
			холодная	I460	гранат+"амфибол"+стекло
29	70-г	82	горячая	I720	закалочный флогопит
			холодная	I620	гранат+"амфибол"+стекло
30	68-г	82	горячая	I930	закалочный флогопит
			холодная	I750	закалочный флогопит
			горячая	2080	закалочный флогопит

Продолжение таблицы I.

I	2	3	4	5	6
31	42-г	83	холодная горячая	1500 1770	гранат+"амфибол"+стекло закалочный флогопит
32	47-г	83	холодная горячая	1530 1800	гранат+"амфибол"+стекло закалочный флогопит
33	48-г	83	холодная горячая	1540 1830	гранат+"амфибол"+стекло закалочный флогопит
34	18-г	91	холодная горячая	1070 1270	флогопит флогопит
35	75-г	91	холодная горячая	1340 1600	гранат+"амфибол"+стекло гранат+"амфибол"+стекло
36	76-г	91	холодная горячая	1480 1770	гранат+"амфибол"+стекло гранат+"амфибол"+стекло
37	88-г	91	холодная горячая	1560 1860	гранат+"амфибол"+стекло закалочный флогопит
38	82-г	91	холодная горячая	1720 2050	гранат+"амфибол"+стекло закалочный флогопит
39	81-г	91	холодная горячая	1780 2110	гранат+"амфибол"+стекло закалочный флогопит
40	91-г	101	холодная горячая	1470 1760	гранат+"амфибол"+стекло гранат+"амфибол"+стекло
41	84-г	101	холодная горячая	1680 2000	гранат+"амфибол"+стекло закалочный флогопит
42	77-г	101	холодная горячая	1720 2040	гранат+"амфибол"+стекло закалочный флогопит
43	41-г	115	холодная горячая	1750 2080	гранат+"амфибол"+стекло закалочный флогопит

опыта указаны две эти температуры и наблюдаемые фазы для каждой из температурных зон. В тех случаях, когда новообразования в центральной части образца отличались от фаз, наблюдавшихся в холодной и горячей зонах, в таблице I указывалась также температура в средней зоне, определявшаяся как среднее арифметическое температур в холодной и горячей зонах, и фазы, соответствующие этой температуре. В силу

того, что новообразованный флогопит, как было показано выше, является фазой закалки, он назван в таблице "закалочным флогопитом", и его появление в образцах рассматривается как свидетельство плавления в соответствующих P,T-условиях.

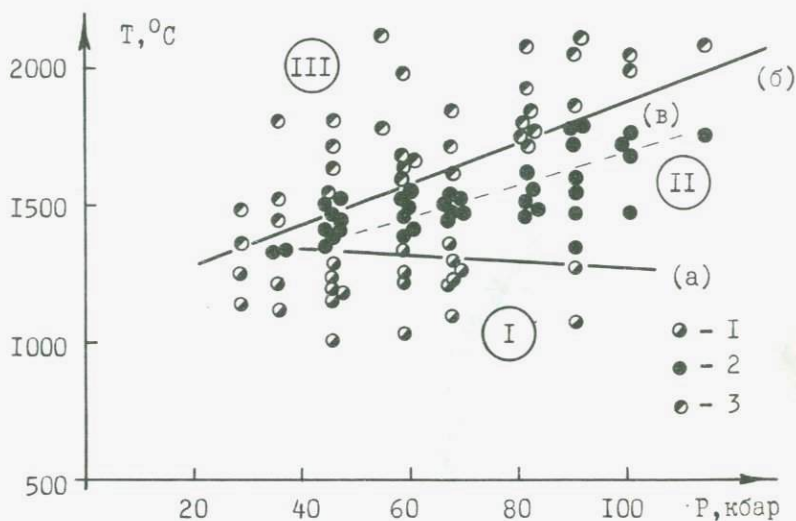


Рис.2. P,T-диаграмма флогопита. I - флогопит, 2 - продукты распада флогопита, 3 - закалочный флогопит.

По результатам, приведенным в таблице I, построена P,T-диаграмма (рис.2), иллюстрирующая превращения флогопита в обследованном интервале давлений и температур. Результат каждого опыта показан на диаграмме двумя или тремя значками. По этим точкам построены кривая распада флогопита (а) и кривая ликвидуса для данной системы (б). Эти кривые разбивают P,T-диаграмму на три поля. В поле I флогопит не претерпевает никаких изменений, в поле II наблюдается распад флогопита, в поле III имеет место полное плавление в системе.

Из рис.2 видно, что температура ликвидуса монотонно возрастает с возрастанием давления, причем в интервале давлений от 30 до 115 кбар эта зависимость близка к линейной. Угловой коэффициент кривой ликвидуса  $\frac{dT}{dP} = 7,5 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{кбар}$ . В



первом приближении температура распада флогопита также линейно зависит от давления, но повышение давления приводит к уменьшению температуры распада. Угловой коэффициент кривой распада равен  $\frac{dT}{dP} = -1,2 \text{ } ^\circ\text{C/кбар}$ .

Петрографическое изучение шлифов, в которых наблюдался распад флогопита, показывает, что на границе с загалочным

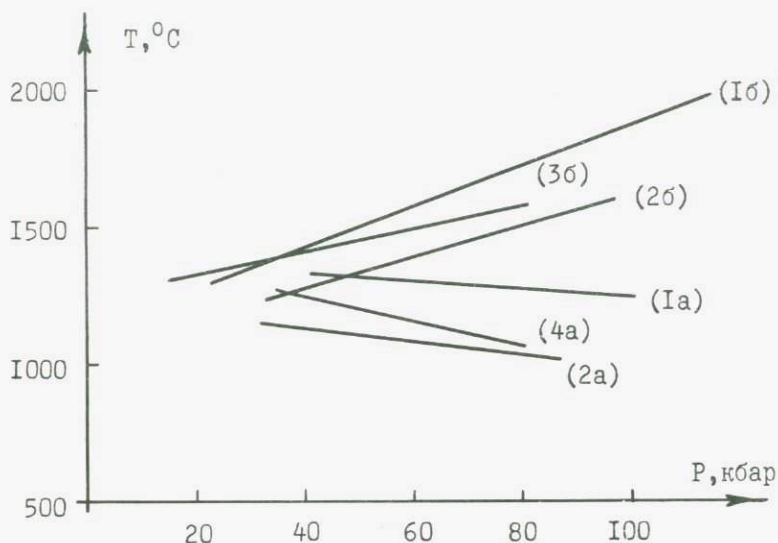


Рис.3. Сравнение наших данных по превращениям флогопита с литературными данными. (1) - наши данные, (2) - данные Куширо и др./10/, (3) - данные Лисицыной и др. /8/, (4) - данные Геншафта /9/, а - кривые распада, б - кривые ликвидуса.

флогопитом кристаллические фазы, сопутствующие гранату, отсутствуют, в то время как зерна граната по мере приближения к границе с расплавом закономерно укрупняются. Эти факты свидетельствуют о том, что плавление в системе происходит инконгруэнтно, причем гранат является наиболее высокотемпературной фазой. Примерная температурная граница плавления минералов, сопутствующих гранату, показана на P,T-диаграмме

пунктирной линией (в).

Последний результат свидетельствует о том, что при инконгруэнтном плавлении слюд в условиях мантии Земли выплавляемые расплавы обогащаются калием. Таким образом, высказанная ранее /7/ гипотеза о том, что при распадах калийсодержащих минералов создаются благоприятные условия для выноса калия в верхние горизонты Земли как за счет гравитационной дифференциации вещества земных недр (поскольку калий при распадах этих минералов образует фазы малой плотности), так и за счет выплавления расплавов, обогащенных калием, получила в данной работе экспериментальное подтверждение.

На рис.3 проведено сопоставление полученных результатов с литературными данными. Сравнение кривых, приведенных на рис.3, показывает, что наши результаты находятся в удовлетворительном согласии с данными других авторов.

#### Некоторые итоги.

1. Проведено изучение превращений флогопита в области давлений от 30 до 115 кбар при температурах от 1000 до 2150 °С.
2. Установлен факт инконгруэнтного плавления в системе при давлениях выше 40 кбар.
3. Построена кривая ликвидуса для исследованной системы, которая описывается уравнением  $T^{\circ}\text{C} = 7,5 \cdot P_{\text{кбар}} + 1140$
4. Получена кривая распада флогопита, которая описывается уравнением  $T^{\circ}\text{C} = - 1,2 \cdot P_{\text{кбар}} + 1270$ .
5. Установлен факт обогащения расплавов калием при фракционном плавлении в системе.
6. Подтверждена экспериментально гипотеза о преимущественном выносе калия в наружные слои Земли при отделении расплавов, получающихся в результате фракционного плавления вещества мантии.

#### Литература.

1. Марков В.К., Петров В.П., Делицин И.С., Рябинин Ю.Н. Превращения флогопита при высоких давлениях и температурах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, №6, 10 - 20.

2. Рябинин Ю.Н., Петров В.П., Марков В.К., Делицин И.С. Превращения природного санидина при высоких давлениях и температурах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, №6, 3 - 9.
3. Марков В.К., Петров В.П., Делицин И.С., Рябинин Ю.Н. Превращения биотита и лепидомелана при высоких давлениях и температурах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 2, 4I - 5I.
4. Делицин И.С., Марков В.К., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Превращения мусковита при высоких давлениях и температурах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 8, 35 - 42.
5. Делицин И.С., Врублевская З.В., Марков В.К. Структуры слюд, синтезированных при высоких давлениях и температурах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 12, II9 - I2I.
6. Петров В.П., Делицин И.С., Марков В.К., Рябинин Ю.Н. Морфология продуктов распада санидина при высоких температурах и давлениях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 10, 28 - 39.
7. Марков В.К., Рябинин Ю.Н., Делицин И.С., Петров В.П. О возможных причинах выноса калия из недр Земли и значение этого для геотермики. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1968, № 2, 3 - 7.
8. Лисицына Е.Е., Горохов С.С., Аникин И.Н. Экспериментальное изучение флогопита при высоких температурах и давлениях. Тезисы докладов I Международного Геохимического конгресса, т.1, Москва, 1971.
9. Геншафт Ю.С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии, Москва, "Наука", 1977.
10. Kushiro J., Syono Y., Akimoto S., Stability of phlogopite at high pressures and possible presence of phlogopite in the earth's upper mantle. Earth and Planet. Sci. Letters, 1967, 3, 197-203.

РАСПАД И ПЛАВЛЕНИЕ БИОТИТА И ЛЕПИДОМЕЛАНА  
ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ.

В предыдущей статье данного сборника /1/ были изложены результаты исследований распада и плавления флогопита при высоких давлениях. Ранее нами было обнаружено /2, 3/, что другие минералы группы слюд при высоких давлениях также неустойчивы и претерпевают распад. В настоящей статье излагаются результаты исследований, посвященных определению границ распада и кривых плавления биотита и лепидомелана - слюд, отличающихся от флогопита более высоким содержанием железа.

Образцы и методика эксперимента.

В качестве объектов исследования использовались биотит Слюдянского месторождения (Юго-Западное Прибайкалье) и лепидомелан с одного из месторождений Средне-Татарского массива (Енисейский кряж), из коллекции Е.В.Свешниковой. Химические составы этих минералов приведены в таблице I. Для сравнения в этой таблице приведен химический состав флогопита, P,T-диаграмма которого опубликована в предыдущей статье данного сборника /1/. Показатели преломления биотита равны  $n_g = 1,685$  и  $n_r = 1,672$  (все  $\pm 0,003$ ), плотность его, измеренная иммерсионным методом, равна  $2,94 \pm 0,02$  г/см<sup>3</sup>. Средний показатель преломления лепидомелана равен  $1,692 \pm 0,003$ , плотность лепидомелана равна  $3,15 \pm 0,02$  г/см<sup>3</sup>.

Исследования были проведены на аппарате "наковальни с лункой" с внутренним нагревом по методу "закалки". Методика измерения давления и температуры в камере описана выше /1/.

Все эксперименты проводились методом "подхода снизу". Концентрация воды в системе составляла 1,5 - 2%. Обработка

результатов экспериментов осуществлялась с применением рентгеновских и оптических методов. Изучение плавления и распада след было проведено в интервале давлений от 30 до 100 кбар при температурах от 800 до 2000°C.

Таблица I. Химические составы флогопита, биотита и лепидомелана.

Компоненты	Флогопит <sup>*</sup>	Биотит <sup>*</sup>	Лепидомелан <sup>**</sup>
SiO <sub>2</sub>	41,16	38,18	34,78
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,52	1,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,04	11,72	14,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,19	5,73	22,74
FeO	0,35	4,21	11,82
MnO	0,01	0,01	0,65
MgO	24,76	25,04	0,76
CaO	0,13	0,12	не обн.
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,77	0,28
K <sub>2</sub> O	11,07	9,87	6,97
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,12	3,72	4,79
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,69	0,42	0,15
BaO	сл.	-	0,26
TR	-	-	0,36
ZnO	-	-	0,15
F	3,80	0,17	0,12
Σ	101,14	100,28	
-O=-F	1,59	0,07	
Сумма	99,55	100,21	99,83 (с поправкой на F <sub>2</sub> )

\*/ Аналитик М.Г.Замуруева (ИГЕМ АН СССР)

\*\*/ По данным Е.В.Свешниковой (ИГЕМ АН СССР)

Общее описание процесса превращения.

Также как и в экспериментах с флогопитом /I/, превращения в биотите и лепидомелане при постоянном давлении по мере повышения температуры происходят по следующей схеме:

до температуры распада  $T_p$  в биотите и лепидомелане не наблюдается никаких превращений; выше этой температуры, в интервале от  $T_p$  до  $T_{пл}$  (температуры плавления) происходит распад слюд с образованием ассоциации минералов, в которой преобладает гранат; при температурах выше  $T_{пл}$  в шлифах наблюдаются только слюды закалочного происхождения, которые рассматриваются нами как свидетельство плавления в системе.

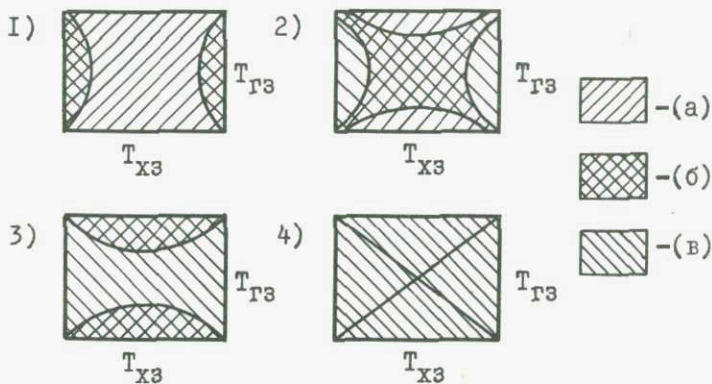


Рис. I. Схематические рисунки расположения фаз в осевых сечениях образцов при различных температурных режимах.

1 -  $T_{xz} < T_p < T_{гз} < T_{пл}$ ; 2 -  $T_{xz} < T_p < T_{пл} < T_{гз}$ ;  
 3 -  $T_p < T_{xz} < T_{пл} < T_{гз}$ ; 4 -  $T_{пл} < T_{гз}$

(а) - биотит (лепидомелан), (б) - продукты распада слюд, (в) - закалочный биотит (лепидомелан).

Поскольку в образцах имел место перепад температур от  $T_{xz}$  до  $T_{гз}$ , каждый образец охватывал некоторый интервал температур, и в зависимости от их соотношения с  $T_p$  и  $T_{пл}$  в образцах наблюдалось различное расположение новообразованных фаз. Поскольку температуры распада и плавления для биотита и лепидомелана различны и, кроме того, эти температуры изменяются с изменением давления, в приведенных на рис. I

схематических рисунках шлифов различные стадии превращения охарактеризованы в общем виде, без указания конкретных температур превращений и вида слюды, к которой относится данная картина. В зависимости от рассматриваемой разновидности слюды и от давления изменяются только значения температур превращения и ширина поля, занимаемого в образце каждой фазовой ассоциацией; принципиальные черты превращений для флогопита /I/, биотита и лепидомелана одинаковы.

Рис. I-1 отвечает соотношению температур  $T_{хз} < T_p < T_{Гз} < T_{пл}$ . В холодных зонах образцов наблюдается исходная слюда (а), а в горячих - продукты распада слюды (б). При соотношении температур  $T_{хз} < T_p < T_{пл} < T_{Гз}$  в горячих зонах образцов (рис. I-2) появляется закалочная слюда (в). При дальнейшем повышении температуры в образце ( $T_p < T_{хз} < T_{пл} < T_{Гз}$ ) исходная слюда (а) в холодных зонах образцов уже отсутствует (рис. I-3), а при соотношении температур  $T_{пл} < T_{Гз}$  в пределах всего образца наблюдается закалочная слюда (рис. I-4).

#### Продукты распада биотита и лепидомелана.

Новообразованные фазы были описаны ранее /2/. Различие их состоит в том, что при распаде биотита образуется гранат, близкий к пиропу (параметр решетки новообразованного граната  $11,49 \pm 0,03$  кХ, показатель преломления  $1,704 \pm 0,003$ , плотность  $3,55 \pm 0,03$  г/см<sup>3</sup>), а при распаде лепидомелана - гранат, близкий к альмандину (параметр решетки  $11,57 \pm 0,03$  кХ, показатель преломления выше  $1,790$ , плотность  $4,12 \pm 0,03$  г/см<sup>3</sup>). Также как и при распаде флогопита /I/, вместе с гранатом образуется минерал, который условно был назван нами "амфиболом". Присутствующие помимо "амфибола" стекла свидетельствуют о фракционном плавлении в системе. Вблизи линии ликвидуса минералы, сопутствующие гранату, отсутствуют. Таким образом, субликвидусной фазой является гранат.

#### P, T-диаграммы биотита и лепидомелана.

Результаты экспериментов приведены в таблицах 2 и 3. Как упоминалось ранее, присутствие в горячей и холодной зонах образца различных фаз дает возможность из одного эксперимента определить температуры образования этих фаз. Это

Таблица 2. Результаты экспериментов с биотитом.

№№ пп	шифр опыта	дав- ление, кбар	зона образца	темпе- ратура, °C	наблюдаемые фазы
I	2	3	4	5	6
1	6-и	36	холодная	760	биотит
			горячая	910	биотит
2	7-и	36	холодная	1020	биотит
			горячая	1220	гранат+"амфибол"+стекло
3	8-и	36	холодная	1140	биотит
			горячая	1360	гранат+"амфибол"+стекло
4	9-и	36	холодная	1410	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	1680	закалочный биотит
5	37-и	36	холодная	1520	закалочный биотит
			горячая	1810	закалочный биотит
6	11-и	46	холодная	740	биотит
			горячая	880	биотит
7	12-и	46	холодная	1020	биотит
			горячая	1220	биотит
8	31-и	46	холодная	1160	биотит
			горячая	1380	гранат+"амфибол"+стекло
9	26-и	46	холодная	1240	биотит
			средняя	1355	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	1470	закалочный биотит
10	33-и	46	холодная	1270	биотит
			средняя	1395	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	1520	закалочный биотит
11	27-и	46	холодная	1280	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	1530	закалочный биотит
12	32-и	46	холодная	1440	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	1720	закалочный биотит
13	35-и	59	холодная	1220	биотит
			горячая	1450	гранат+"амфибол"+стекло



Продолжение таблицы 2.

I	2	3	4	5	6
14	4-и	59	холодная	I240	биотит
			горячая	I480	гранат+"амфибол"+стекло
15	34-и	59	холодная	I420	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	I690	закалочный биотит
16	5-и	59	холодная	I680	закалочный биотит
			горячая	2000	закалочный биотит
17	14-и	68	холодная	790	биотит
			горячая	940	биотит
18	16-и	68	холодная	I010	биотит
			горячая	I210	гранат+"амфибол"+стекло
19	15-и	68	холодная	I030	биотит
			горячая	I230	гранат+"амфибол"+стекло
20	17-и	68	холодная	I480	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	I770	закалочный биотит
21	36-и	68	холодная	I560	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	I860	закалочный биотит
22	47-и	82	холодная	I220	биотит
			горячая	I450	гранат+"амфибол"+стекло
23	44-и	82	холодная	I430	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	I700	закалочный биотит
24	45-и	82	холодная	I620	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	I930	закалочный биотит
25	20-и	83	холодная	I000	биотит
			горячая	I190	биотит
26	21-и	83	холодная	I250	биотит
			горячая	I490	гранат+"амфибол"+стекло
27	18-и	83	холодная	I400	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	I670	закалочный биотит
28	19-и	83	холодная	I400	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	I670	закалочный биотит
29	52-и	83	холодная	I600	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	I910	закалочный биотит
30	40-и	115	холодная	I550	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	I850	закалочный биотит

Таблица 3. Результаты экспериментов с лепидомеланом.

№ пп	шифр опыта	давление, кбар	зона образца	температура, °С	наблюдаемые фазы
1	2	3	4	5	6
1	6-е	36	холодная	950	лепидомелан
2	25-е	36	горячая	1130	лепидомелан
3	7-е	36	холодная	1010	лепидомелан
4	26-е	36	горячая	1200	гранат+"амфибол"+стекло
5	23-е	36	холодная	1150	гранат+"амфибол"+стекло
6	22-е	36	горячая	1370	закалочный лепидомелан
7	8-е	36	холодная	1160	гранат+"амфибол"+стекло
8	1-е	42	горячая	1380	закалочный лепидомелан
9	10-е	46	холодная	1240	гранат+"амфибол"+стекло
10	11-е	46	горячая	1490	закалочный лепидомелан
11	24-е	46	холодная	1240	гранат+"амфибол"+стекло
12	12-е	46	горячая	1490	закалочная лепидомелан
13	28-е	59	холодная	1440	закалочный лепидомелан
14	4-е	59	горячая	1720	закалочный лепидомелан
15	3-е	59	холодная	1050	лепидомелан
			горячая	1250	гранат+"амфибол"+стекло
			холодная	1030	лепидомелан
			горячая	1230	гранат+"амфибол"+стекло
			холодная	1180	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	1410	закалочный лепидомелан
			холодная	1280	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	1530	закалочный лепидомелан
			холодная	1390	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	1660	закалочный лепидомелан
			холодная	810	лепидомелан
			горячая	970	лепидомелан
			холодная	860	лепидомелан
			горячая	1030	гранат+"амфибол"+стекло
			холодная	1110	гранат+"амфибол"+стекло
			горячая	1320	гранат+"амфибол"+стекло

Продолжение таблицы 3.

1	2	3	4	5	6
16	29-е	59	холодная горячая	I200 I430	гранат+"амфибол"+стекло гранат+"амфибол"+стекло
17	2-е	59	холодная горячая	I380 I640	гранат+"амфибол"+стекло закалочный лепидомелан
18	30-е	59	холодная горячая	I540 I840	гранат+"амфибол"+стекло закалочный лепидомелан
19	27-е	59	холодная горячая	I600 I910	закалочный лепидомелан закалочный лепидомелан
20	13-е	68	холодная горячая	770 920	лепидомелан лепидомелан
21	14-е	68	холодная горячая	I030 I230	гранат+"амфибол"+стекло гранат+"амфибол"+стекло
22	16-е	68	холодная горячая	I290 I540	гранат+"амфибол"+стекло закалочный лепидомелан
23	32-е	68	холодная горячая	I300 I550	гранат+"амфибол"+стекло закалочный лепидомелан
24	17-е	68	холодная горячая	I450 I730	гранат+"амфибол"+стекло закалочный лепидомелан
25	31-е	68	холодная горячая	I580 I890	гранат+"амфибол"+стекло закалочный лепидомелан
26	18-е	83	холодная горячая	I030 I230	гранат+"амфибол"+стекло гранат+"амфибол"+стекло
27	35-е	83	холодная горячая	II40 I360	гранат+"амфибол"+стекло гранат+"амфибол"+стекло
28	33-е	83	холодная горячая	I290 I540	гранат+"амфибол"+стекло гранат+"амфибол"+стекло
29	21-е	83	холодная горячая	I330 I590	гранат+"амфибол"+стекло гранат+"амфибол"+стекло
30	38-е	83	холодная горячая	I530 I830	гранат+"амфибол"+стекло закалочный лепидомелан
31	39-е	83	холодная горячая	I650 I970	гранат+"амфибол"+стекло закалочный лепидомелан

Продолжение таблицы 3.

1	2	3	4	5	6
32	45-е	96	холодная горячая	I480 I770	гранат+"амфибол"+стекло закалочный лепидомелан
33	48-е	96	холодная горячая	I500 I790	гранат+"амфибол"+стекло гранат+"амфибол"+стекло
34	44-е	96	холодная горячая	I570 I870	гранат+"амфибол"+стекло закалочный лепидомелан

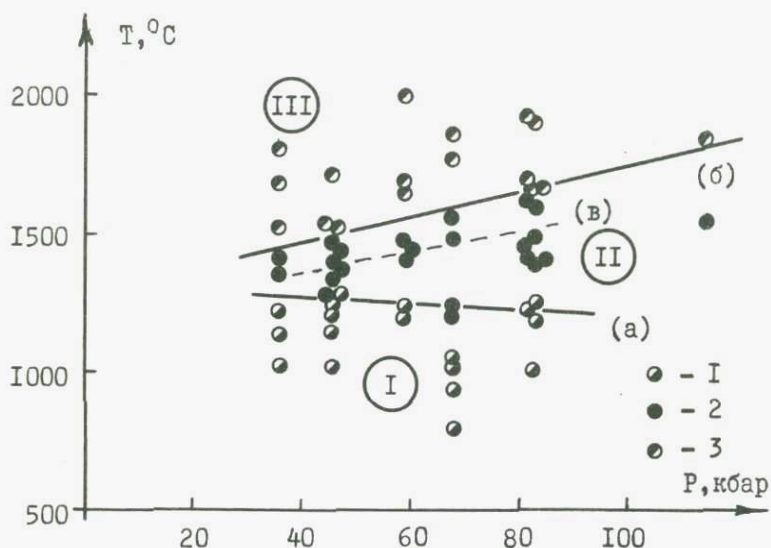


Рис.2. P, T-диаграмма биотита. I - биотит, 2 - продукты распада биотита, 3 - закалочный биотит.

отражено в таблицах 2 и 3 и позволяет на P, T-диаграмме на основании результата каждого опыта наносить две (а в некоторых случаях и три) экспериментальные точки.

P, T-диаграммы биотита и лепидомелана, построенные по результатам таблиц 2 и 3, приведены соответственно на рис. 2 и 3. По экспериментальным точкам на каждой диаграмме по-

строены кривые распада (а) и кривые ликвидуса (б). Эти кривые разбивают каждую из диаграмм на три поля. В поле I на рис.2 биотит не претерпевает изменений, в поле II наблюдается распад биотита, в поле III имеет место полное плавление в системе. Аналогично на рис.3 поле I - область стабильности лепидомелана, поле II - область распада лепидомелана, поле III - область полного плавления в системе. Пунктирными линиями на рис.2 и 3 показаны примерные границы исчезновения минералов, сопутствующих гранату.

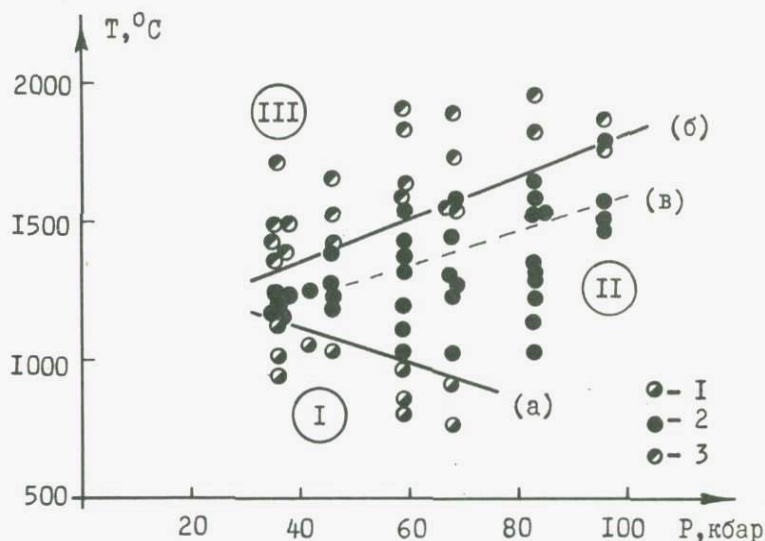


Рис.3. P,T-диаграмма лепидомелана. I - лепидомелан, 2 - продукты распада лепидомелана, 3 - закалочный лепидомелан.

Из рис.2 и 3 видно, что температуры ликвидуса в биотите и лепидомелане монотонно возрастают при повышении давления, причем в исследованном интервале давлений зависимость температур ликвидуса от давления линейна. Угловые коэффициенты кривых ликвидуса равны: для биотита -  $4,6 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{кбар}$ , для лепидомелана -  $7,8 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{кбар}$ . Напротив, температуры распада при повышении давления монотонно убывают, угловые коэф-

коэффициенты кривых распада равны  $-1,0$   $^{\circ}\text{C}/\text{кбар}$  для биотита и  $-6,3$   $^{\circ}\text{C}/\text{кбар}$  для лепидомелана.

Сравнение полученных кривых проведено на рис.4. По данным рис.4 отчетливо прослеживается зависимость температур распада от химического состава слюд: повышение содержания железа понижает температуры распада. Наблюдается также некоторое понижение температур ликвидуса по мере повышения содержания железа; угловые коэффициенты кривых ликвидуса флогопита и лепидомелана в пределах точности эксперимента практически одинаковы, для биотита угловой коэффициент линии ликвидуса несколько ниже.

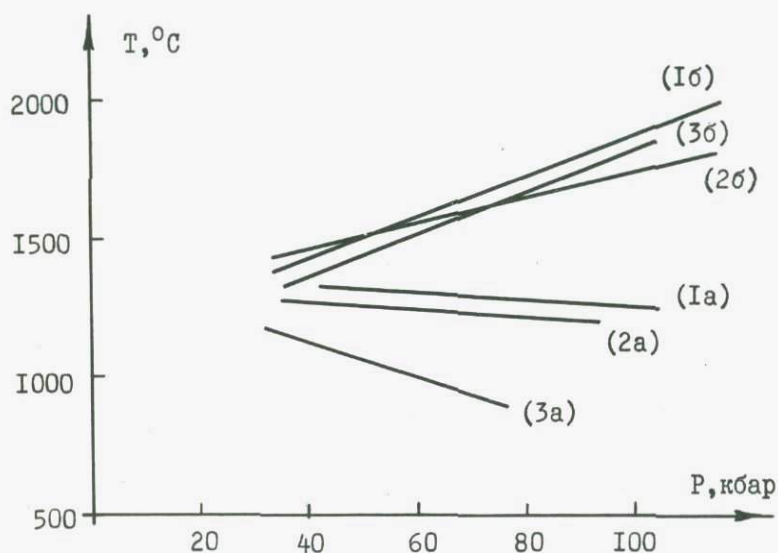


Рис.4. Сравнение кривых распада флогопита (1а), биотита (2а) и лепидомелана (3а) и кривых плавления флогопита (1б), биотита (2б) и лепидомелана (3б).

Также как и в работе по плавлению флогопита [1] установлено, что вблизи температур ликвидуса минералы, сопутствующие гранату, переходят в расплав. Этот факт служит подтверждением высказанной ранее [4] гипотезы о том, что при выплавлении расплавов в глубинах Земли происходит их

обогащение калием, и, следовательно, при движении магм к поверхности происходит вынос калия в поверхностные слои Земли.

#### Некоторые итоги.

1. Проведено изучение превращений биотита и лепидомелана в области давлений от 30 до 100 кбар при температурах от 800 до 2000°C.

2. Установлен факт распада и инконгруэнтного плавления в исследованных системах при давлениях выше 40 кбар.

3. Построены кривые ликвидуса, которые описываются уравнениями  $T^{\circ}C \approx 4,6 \cdot P_{\text{кбар}} + 1290$  для биотита и  $T^{\circ}C \approx 7,8 \cdot P_{\text{кбар}} + 1050$  для лепидомелана.

4. Получены кривые распада исследованных слюд. Кривой распада биотита соответствует уравнение  $T^{\circ}C = -1,0 \cdot P_{\text{кбар}} + 1310$ , а кривой распада лепидомелана — уравнение  $T^{\circ}C = -6,3 \cdot P_{\text{кбар}} + 1375$ .

5. Установлен факт обогащения расплавов калием при фракционном плавлении в исследованных системах.

6. Получено дополнительное экспериментальное подтверждение гипотезы о преимущественном выносе калия в наружные слои Земли при отделении расплавов, образующихся в результате фракционного плавления вещества мантии.

#### Литература.

1. Марков В.К. Плавление и распад флогопита при высоких давлениях.
2. Марков В.К., Петров В.П., Делицин И.С., Рябинин Ю.Н. Превращения биотита и лепидомелана при высоких давлениях и температурах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 2, 41 — 51.
3. Делицин И.С., Марков В.К., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Превращения мусковита при высоких давлениях и температурах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 8, 35 — 42.
4. Марков В.К., Рябинин Ю.Н., Делицин И.С., Петров В.П. О возможных причинах выноса калия из недр Земли и значение этого для геотермики. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1968, № 2, 3 — 7.

## РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОЛИВИНОВ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА

Исследования физико-химических свойств минералов позволили выявить ряд типоморфных признаков, определяющих условия образования и историю существования этих минералов. На основании полученных данных появилась возможность создания своеобразных геотермометров и геобарометров, а также индикаторов состава среды и характера процесса роста минералов и формирования породы в целом.

Рентгенографические исследования оливина, одного из важнейших породообразующих минералов, выполненные И.Куродой, С.Шимодой и И.Мацухисой в /1-2,7/, показали, что оливины с хорошо выраженной спайностью и оливины с несовершенной спайностью различаются по величинам отношений интенсивностей отражения (020) к интенсивности отражений (130), (131), (112), (эти отношения в дальнейшем обозначаются как  $R_1 = \frac{I_{020}}{I_{130}}$ ,  $R_2 = \frac{I_{020}}{I_{131}}$ ,  $R_3 = \frac{I_{020}}{I_{112}}$ ). Аналогичные исследования проведены Г.В.Пинусом, В.В.Велинским, В.Ф.Морковкиной, С.И.Гавриловой, О.К. Кузьминой и описаны в работах /3-6/.

Все исследователи отмечают, что оливин с несовершенной спайностью и оливин с хорошо выраженной спайностью резко отличаются по величине  $R$ . Между этими полярными группами существуют оливины с промежуточными значениями  $R$ . Образование спайного оливина вероятнее всего происходило в каких-то экстремальных условиях (повышенные давления, влияние стресса и т.д.) Однако у петрографов нет единого мнения относительно природы установленного факта сильной изменчивости величины  $R$  в зависимости от характера спайности в оливине.

В работах /1-2/ появление спайности в оливине (и высокие значения  $R = 2,5$ ) связывают с образованием оливина под более высоким давлением, чем обычный оливин.

Для Са-содержащих оливинов со спайностью из гипербазитов Чукотки, изученных В.В.Велинским, Л.В.Агафоновым, Г.В.



Пинусом наблюдается обратнопропорциональная зависимость между величиной  $R$  и содержанием Са в минерале. Авторы считают, что одна из причин появления спайности в оливине - вхождение ионов Са в его кристаллическую решетку /3-5/

Разброс значений  $R$  для обычных оливинов и оливинов со спайностью из альпинотипных гипербазитов Полярного Урала В.Ф. Морковкина с соавторами объясняют различием габитусных форм кристаллов, отмечая зависимость морфологии кристаллов от условий их образования /5/. Следует отметить, что в этой работе приводятся данные о влиянии методики подготовки образца к рентгеновской съемке на величины  $R$ . К сожалению, в остальных работах /1-5,7/ условия рентгенометрических измерений не описаны, из-за чего проведение анализа зависимости величины  $R$  от типа пород затруднено.

В настоящей работе изучалась зависимость величины  $R$  для природных оливинов от характера спайности, формы зерна, и типа пород, содержащих минерал. Для синтетических оливинов изучалось влияние условий кристаллизации (давление, температура) на величины  $R$ . Кроме того, исследовалось изменение  $R$  в зависимости от способа подготовки образца к рентгеновской съемке. Рентгеновские исследования проводились на установке УРС-50М (излучение  $\text{Cu-K}_\alpha$ ) при скорости сканирования  $1 - 1/2$  градуса в минуту с вращением в плоскости образца и  $RC = 4$  сек. Образцы предварительно растирались в яшмовой ступке с ацетоном.

Влияние методики съемки на величину  $R$  изучалось для четырех образцов оливинов, характеризующихся различной степенью спайности. Оливины подготавливались к съемке двумя различными способами. Каждый образец снимался не менее трех раз.

Первый способ. Порошок минерала переносили на предметное стекло, предварительно укрепленное в кювете. Добавляли несколько капель ацетона до образования очень жидкой кашицы. Эта кашица размазывалась по стеклу и быстро высушивалась. Этот способ приготовления образца приводит к значительной разориентации кристаллитов вещества, способного к текстурированию.

Второй способ. Порошок насыпался в кювету горкой и его разравнивание производилось путем накрывания стеклянной пла-

стиной и дальнейшего покачивания с постепенным увеличением усилия прессования. Такой способ приготовления образца, как правило, приводит к преимущественной ориентации кристаллитов, в верхнем слое образца, особенно для минералов со спайностью.

Эффект преимущественной ориентации кристаллитов проявляется тем резче, чем совершеннее спайность в минерале, при этом наблюдается изменение относительных интенсивностей в десятки раз и более. Аномальное изменение интенсивностей характерно для отражений типа  $h00, 0k0, 00l, hko, hol, okl$  и часто соответствует степени текстурированности образца. Для слюд в случае ориентированных образцов остаются только отражения типа

Можно полагать, что появление спайности в оливине и изменение ее характера должно сопровождаться увеличением интенсивности выше перечисленных отражений. Эти рефлексy рас- полагаются в основном в интервале отражений углов  $\theta = 8-30^\circ$ . Как отмечают многие исследователи, использующие в своей работе метод порошка, ширина максимума пиков в этом интервале углов остается практически постоянной. Интегральную интенсивность в этом случае можно принимать пропорциональной максимальной интенсивности, для измерения которой достаточно определить высоту максимума над фоном. Ошибки измерений интенсивности составляют 3-5%.

В отличие от большинства минералов, обладающих спайностью, для образцов, приготовленных по второму описываемому нами способу, наблюдаются аномальные изменения интенсивностей только отражений (020) для обоих типов оливинов. Интенсивности остальных рефлексов остаются практически постоянными. Интенсивность рефлекса (020) оливина со спайностью обычно выше интенсивности этого же рефлекса обычных оливинов при любой методике съемки. Однако на дифрактограммах прессованных образцов эти различия выступают более резко из-за возникновения дополнительной (искусственной) текстуры в образце оливина со спайностью. Результаты измерений интенсивностей отражений (020), (130), (131), (112) и соответствующие величины  $R$  для образцов, приготовленных по первому и

второму способам, приведены в таблице I.

Оливины, как правило, обладают совершенной спайностью, разной формой зерна (изометричной, таблитчатой). Часто встречаются двойники и плоскости скольжения. Оливины со спайностью характеризуются разной степенью спайности. Форма зерна у этого типа оливинов — призматическая. Если считать, что кристалломорфологические свойства оливинов и величины  $R$  взаимосвязаны, то должно наблюдаться изменение величин  $R$  от формы зерна, степени спайности и двойникования в оливине. Для выявления этой закономерности проводилось петрографическое и рентгенографическое изучение 15 образцов оливинов. Использовались обе методики подготовки образцов к съемке. Результаты измерений приведены в таблице № 2. Поскольку  $R_1, R_2, R_3$  в каждом отдельном измерении близки друг другу для удобства сравнения приведены  $R_{ср}$  как среднее между этими тремя значениями отношений интенсивностей. Ошибка измерений составляет 8–10%.

Как видно из таблиц 2 и 3, форма зерен исследованных оливинов — изометричная, таблитчатая, призматическая, встречаются также обломки неправильной формы. Степень двойникования в образцах оливинов различна — от отдельных механических двойников до хорошо развитого процесса двойникования. Соответствия между изменением величины  $R$ , формой зерна и характером двойникования, как видно из приведенных результатов, не наблюдается. Для спайных оливинов характер спайности меняется от совершенной до весьма совершенной, тогда как форма зерна остается постоянной (призматической). Для этого типа оливинов чем совершеннее спайность, тем выше величина  $R$  (см. таблицу 3).

Среди изученных нами оливинов, встречаются оливины со спайностью, которые по величине  $R$  сопоставимы с обычными неспайными оливинами. Это соответствие сохраняется при обеих методиках съемки.

Результаты рентгенографических исследований показали, что кристалломорфология (габитус кристалла, степень двойникования) и в какой-то мере характер спайности оливина, вероятно, не определяют величины  $R$ . Изученные в описанной серии

Таблица I

Влияние способа подготовки образцов оливина к рентгеновской съемке на величины  $R_1, R_2, R_3$   
( I - первый способ, неориентированные образцы; II - второй способ, текстурированные образцы )

Образец	Интенсивности отражений I								$R_1$		$R_2$		$R_3$	
	(020)		(130)		!(131)		(112)							
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
AB-I	27	60	76	95	93	94	100	100	0,357	0,632	0,290	0,642	0,270	0,603
	27	57	84	91	100	90	100	100	0,316	0,627	0,266	0,630	0,266	0,570
	29	69	86	96	96	94	100	100	0,338	0,720	0,303	0,736	0,289	0,690
средняя									0,337	0,659	0,286	0,669	0,275	0,621
Л-7I-20924	24	73	81	96	92	98	100	100	0,296	0,756	0,260	0,743	0,240	0,730
	30	75	91	97	94	96	100	100	0,333	0,770	0,321	0,785	0,302	0,748
	32	74	79	100	92	98	100	100	0,404	0,745	0,350	0,765	0,320	0,745
средняя									0,344	0,757	0,310	0,764	0,287	0,741
50/66	31	72	86	87	93	95	100	100	0,360	0,830	0,330	0,757	0,309	0,716
	24	74	82	90	93	93	100	100	0,294	0,817	0,258	0,795	0,240	0,735
	30		84		100		100	100	0,355	0,900	0,296	0,928	0,296	0,840
средняя									0,336	0,849	0,295	0,827	0,282	0,764
PI-I	40	100	80	73	100	82	93	76	0,500	1,380	0,402	1,220	0,430	1,320
	49	100	82	71	100	85	79	79	0,597	1,410	0,493	1,370	0,502	1,280
	44	100	79	60	100	68	100	65	0,550	1,600	0,497	1,480	0,437	1,540
средняя									0,549	1,463	0,464	1,356	0,456	1,380

Таблица 2

Влияние состава, формы зерна и степени двойникования оливинов с несовершенной спайностью на среднюю величину  $R$  при двух способах подготовки образцов к рентгеновской съемке.

Образец	Содержание фаялита (мол.%)	Форма зерна	Степень двойникования	$R_{cp}$		Тип породы, из кото- рой взят образец оливина
				Способ I	Способ II	
305-70	14	Таблитчатая	Нет	0,240	0,568	Оливиновый базальт
AB-I	8	Таблитчатая	Нет	0,299	0,649	Включение перидотита в андезито-базальте
Л-71-209	7-8	Обломки	Нет	0,314	0,754	
AO-507	2-3	Изометричная	Отдельные механи- ческие двойники	0,351	0,975	Шпинелевый
Л-72-81	7-8	Обломки	Хорошее двойнико- вание	0,366	0,725	перидотит
Л-72-70	8	Обломки	Слабое двойнико- вание	0,369	0,757	
Л-71-187	7-8	Изометричная сильно изме- ненная	Нет	0,377	0,814	Шпинелево -гранатовый перидотит
Л-72-67	7-8	Изометричные	Слабое механичес- кое	0,427	0,689	

Таблица 3

Влияние состава, формы зерна и характера спайности оливинов на среднюю величину  $R_{cp}$  при двух способах подготовки образцов к рентгеновской съемке

Образец	Содержание файлита (мол.%)	С п а и н о с т ь	$R_{cp}$		Тип породы
			Способ I	Способ II	
50/66	7-8	в 3-х направлениях, совершенная (010), (100), (012), Отдельность (101)	0,303	0,813	Оливинитовое включение в кимберлите
V-320	8	В одном направлении весьма совершенная (001)	0,340	0,625	Оливин-антигорит, массив Рай-Из
V-405	2-3	Совершенная в 2-х направлениях (001), (010)	0,409	0,15	Дунит-пегматит из массива Рай-Из
PI-I	8	- " -	0,489	1,40	
Vm-I	7-8	В одном направлении весьма совершенна (001)	0,538	2,74	Оливин-антигорит, массив Рай-Из
B6-I	8	- " -	0,846	2,70	

-----  
Форма зерен у всех оливинов призматическая

экспериментов 15 образцов оливинов по величине  $R$  можно разделить на группы в зависимости от типа пород при обеих методиках съемки. Дальнейшие исследования оливинов проводились по первой методике, так как в этом случае требуется минимум вещества, а на характер разделения оливинов по группам в зависимости от типа пород, как показано выше, методика съемки, как правило, не оказывает влияния.

Исследовано 42 образца природных оливинов из глубинных включений в кимберлитовых трубках, альпинотипных ультраосновных массивов, скарнов, метаморфизованных пород, вкрапленников и включений в базальтовых лавах. Перечень всех изученных оливинов, величины  $R$  и содержание фаялитовой составляющей, определенной по  $d_{130}$ , приведены в таблице 4. Результаты исследования оливинов, синтезированных из окислов и полученных перекристаллизации кимберлитов при давлении от 20 до 70 кбар и температурах 800–1400°C, представлены в таблице 5. Следует отметить, что количество образцов из различных типов пород не одинаково и по некоторым группам пород их количество недостаточно для однозначной оценки. Наиболее представительными являются выборки из нодулей перидотитов в кимберлитах. Как видно из таблицы 4, содержание  $Fa$  молекулы в исследуемых образцах примерно одинаково. Влияние  $Fa$  составляющей на величины  $R$  по данным /5,8/ не существенно (рис. 1) и им можно пренебречь.

Анализ полученных данных показывает, что независимо от глубины формирования оливинов их величины  $R$  значительно не изменяются: величины  $R$  оливинов из шпинелевых, гранатовых и порфириовидных шпинелевых перидотитов и оливинов из различных трубок и кимберлитовых полей существенно не различаются и находятся в пределах точности метода. Следовательно, величина  $R$  не может служить надежным геобарометром. С другой стороны, в гранатовых перидотитах разброс значений превышает величину ошибки метода. Возможно, здесь мы имеем дело с разноглубинными образованиями, кристаллизующимися в той области, где давления начинают сказываться на строении оливина. Отсутствие прямой закономерности изменения величины  $R$  от глубины образования пород подтверждается и резуль-

Таблица 4

Результаты измерений  $R_{\text{ср}}$  для оливинов из различных пород

Образец	Содержание (фаялита по $d_{100}$ (мол.%)	$R_{\text{ср}}$	Тип породы	
I	2	3	4	
МНР - 7	7-8	0,217	Включение лерцолита в щелочном базальте	
МГ - I	9-8	0,269		
МГ - 2	8	0,327		
24/75	8	0,395		
305-70	14	0,240	Вкрапленники оливи- на в базальте	
AB - I	8	0,299	Включение перидотита в андезит-базальте	
P-902	8	0,254	Включение	
P-72I	2-3	0,312	шпинельперидотита  в кимберлите	
P-355	8	0,313		
Л-7I-209	7-8	0,314		
AO-507	2-3	0,351		
Л-72-8I	7-8	0,366		
Л-72-70	8	0,369		
P-362 *	7-8	0,640 *		
P-368	8	0,329		Включение порфи- ровидного шпинелевого перидотита в кимбер- лите
P-360	8	0,309		
Л-7I-167	7-8	0,377		Включение шпинель- гранатового перидо- тита в кимберлите
P-505	2-3	0,310	Оливиновое	
P-562	7-8	0,353	включение	
50/66	7-8	0,303	в кимберлите	
P-9	2-3	0,242	Включение	
P-906	9-8	0,247	гранатового перидотита в	
P-367	6	0,363		
P-I	7-6	0,349		
Л-75	2-3	0,417		
Л-72-67	7-8	0,427		кимберлите



Продолжение таблицы 4

I	2	3	4
КЛ-I	6	0,324	Скарны
АГ-I	8	0,200	Ультраосновные массивы
ПГ-I	6	0,352	
В-57	8	0,346	Дуниты (массив Рай-Из и Хадатинский)
С-102а	28	0,287	
Т 5/26	7-8	0,333	
IIIa/2	7-8	0,300	
ГНД-I	2-3	0,396	Дуниты и перидотиты (массив Рай-Из)
40К	2-4	0,400	
V-405	2	0,409	Дунит-пегматит
РИ-I	8	0,484	(массив Рай-Из)
002/43	2-3	0,453	Цемент из хромитовой руды
РХ-I	14	0,370	Гарцбургит (массив
ВМ-I	7-8	0,538	Рай-Из)
ВЕ-I	8	0,846	Оливин-антигоритовая по-
V-320	8	0,340	рода (массив Рай-Из)

\* - Ошибка измерений, вероятно, связана с малым количеством образца

Таблица 5

Результаты изучения  $R_{cp}$  для оливинов, синтезированных при высоких давлениях и температурах

№ опыта	Результаты кристаллизации			$R_{cp}$	Исходный состав при синтезе
	Давление, кбар	Температура, °C	Время эксперимента, час		
1	25	1300-1400	0,25	0,383	
2	25	- " -	0,16	0,338	Стехиометри-
3 <sup>x</sup>	50	- " -	0,20	0,338	ческая смесь
4	70	- " -	0,41	0,323	окислов
5	20	800	3,67	0,160	Кимберлит
6	70	800	3,5	0,311	Кимберлит
7	25	800-1000	3,5	0,217	Кимберлит

x - В результате синтеза образовались удлиненные кристаллы

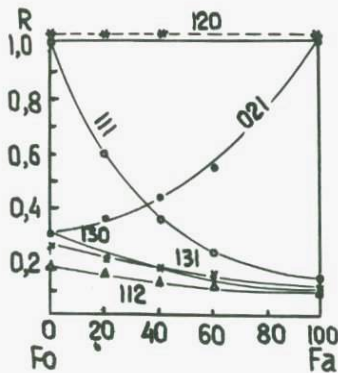


Рис.1. Зависимость  $R$  от содержания фаялитовой молекулы в оливине.

татами рентгеновских исследований для синтетических оливинов, хотя из-за ограниченного числа проведенных опытов трудно совершенно определенно говорить об эффектах высоких  $PT$ -параметров. Можно только отметить, что наблюдается разброс значений  $R$  в зависимости от  $PT$ -условий, как и для природных оливинов.

Сопоставление данных по оливинам из нодулей перидотитов, взятых из разных трубок, показывает, что величина  $R$  возможно зависит именно от места взятия образцов и, поэтому является следствием локальных условий верхней мантии, переноса нодулей к поверхности и особенностей формирования самих кимберлитовых тел.

Сравнение с данными по оливинам из нодулей в кимберлитах достаточно малочисленных данных по включениям перидотитов в щелочных базальтах показывает на сопоставимость этих результатов. Однако для подтверждения такого вывода необходимы дополнительные наблюдения.

Достаточно представительным является материал по оливинам альпинотипных ультрабазитовых массивов (Рай-Из, Хадагинский, Ю.Крака). Первичные гарцбургиты и дуниты, образовавшиеся путем автосоматической депироксенизации гарцбургитов, характеризуются оливинами со значениями  $R$ , не превышающими 0,350, т.е. сопоставимыми с таковыми для нодулей в кимберлитах.

Вторая группа ультрабазитов, отличающаяся оливинами с более высокими значениями  $R$ , представлена дунит-пегматитами и гранобластовыми дунитами. Образование этих пород происходило в результате перекристаллизации первичных пород и, по-видимому, в условиях высоких давлений или полей напряжений. В эту же группу попадают оливины из хромитовых тел и природные дуниты, время образования которых сопоставимо с дунит-пегматитами. Следует отметить, что в эту группу попадают как оливины со спайностью из дунит-пегматитов, так и оливины с обычной несовершенной спайностью.

Своеобразны оливины антигорит-оливиновых пород, обладающие весьма совершенной спайностью, иногда в нескольких направлениях. Изучение трех образцов этих пород показало, что

$R$  для них не постоянно и колеблется от 0,340 до 0,650. Такие же широкие колебания  $R$  отмечаются и при прессовке образцов (таблица 3). Антигорит-оливиновые породы скорее всего образуются путем перекристаллизации первичных пород в стрессовом поле. Недостаточно ясен большой разброс значений

$R$  для этих оливинов, хотя характер спайности у них одинаков: Возможно, что наличие в некоторых образцах нескольких направлений спайности приводит к их разориентации и вследствие этого к снижению величины  $R$ . Однако, в целом оливины этой группы характеризуются самыми высокими значениями  $R$ , особенно для текстурированных образцов.

Необходимо добавить, что проведенное уточнение структуры оливина со спайностью (обр.Рай-Из) показало, что оливин со спайностью и обычный оливин в структурном отношении идентичны. Результаты этих исследований будут опубликованы. Таким образом, появление спайности в оливинах не связано со структурными преобразованиями, обусловленными фазовыми превращениями при высоких давлениях и температурах, как предполагалось в работах /1-2/.

Выводы:

1. Показано влияние метода подготовки образцов оливина на величины  $R$ , обусловленные разным характером текстурированности препаратов.

2. Кристалломорфологические особенности оливинов практически не влияют на величины  $R$ .

3. Не установлено заметного влияния на величины  $R$  давлений и температур, при которых образовывались оливины. Близкие значения  $R$  получены для оливинов магматического генезиса - вкрапленников в базальтовых лавах и для оливинов из глубинных гранатсодержащих пород.

4. Максимальными величинами  $R$  характеризуются спайные оливины из серпентинитовых массивов, для которых допускается образование в тектоническом поле интенсивных напряжений путем перекристаллизации.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Курода И., Мацухиса И. О кристаллической структуре оливина. В сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии", т.2, М., Наука, 1970.
2. Курода И., Шимода С., Предварительное изучение ковалентно-ионной модели структуры оливина. В кн. "Очерки физико-химической петрологии", т.1, М., Наука, 1969.
3. Велинский В.В., Агафонов Л.В., Пинус Г.В. Кальций-содержащие оливины форстерит-фаялитового ряда. Геология и геофизика, 1, 1971.
4. Велинский В.В., Агафонов Л.В. О находке кальций-содержащих оливинов в гипербазитах хребта Пелькуней. В кн. "Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород", М., Наука, 1972.
5. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банников О.Л., Агафонов Л.В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы, Наука, Сиб.отд., Новосибирск, 1973.
6. Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И., Кузьмина О.В. К вопросу о гетерогенности альпинотипных гипербазитов и слагающих их оливинов. В кн. "Актуальные вопросы современной петрографии", М., Наука, 1974.
7. Kuroda Y. J.Geol.Soc.Japan, v.78, №8, 1972 (jap.).
8. Jahanbagloo I.C. X-ray diffraction study of olivine solid solution series. Amer.Mineral., v.54, № 1-2, 1969.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

1. Ю.С. Генштафт, С.А. Якубова, Л.М. Волкова. Внутренняя морфология природных алмазов .....стр. 5
2. А.Я. Салтыковский. Сопоставление глубинных включений в щелочных базальтах ГДР и МНР .....стр. 133
3. А.Я. Салтыковский, Г.И. Дорохова. Пиропсодержащие включения в базальтах Монголии.....стр. 143
4. Ф.В. Каминский, Л.Д. Лаврова, Т. Намсрай, С.М. Сандомирская. Ксенолиты гранатовых вебстеритов в базальтах Шаварин Царам (МНР).....стр. 151
5. В.К. Марков. Плавление и распад флогопита при высоких давлениях .....стр. 163
6. В.К. Марков. Распад и плавление биотита и лепидомелана при высоких давлениях .....стр. 177
7. Ю.С. Генштафт, И.Е. Кузнецов, С.П. Федосова. Рентгенографическое исследование оливинов различного генезиса .  
стр. 189

Подписано к печати 15/VIII-77г. Т-15049  
Объем 12,75 п.л. Тир.500 экз. Зак. 76.  
Московская типография № 9 Союзполиграфпрома  
Москва, Ж- 33, Волочаевская ул. д. 40.

Цена 1 руб.

2348