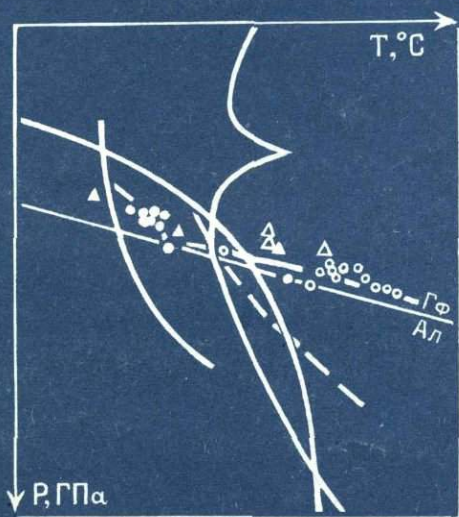


В.И.ВАГАНОВ С.В.СОКОЛОВ

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ



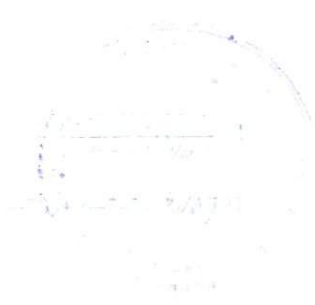
В.И.ВАГАНОВ С.В.СОКОЛОВ

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

4964



МОСКВА "НЕДРА", 1988



Ваганов В. И., Соколов С. В. Термобарометрия ультраосновных парагенезисов.— М.: Недра, 1988. 149 с.: ил.

Впервые проведено обобщение методов термобарометрии ультраосновных минеральных ассоциаций, базирующихся на экспериментальных данных. Исследован термодинамический режим образования и дальнейшей эволюции мантийных ультраосновных пород в платформенных областях, для ультраосновных включений в кимберлитах различных регионов. Приведены данные о режиме формирования расслоенных интрузий.

Для научных работников — петрографов, минералогов, петрологов, геохимиков; может быть использована в качестве пособия по методике термобарометрических расчетов.

Табл. 11, ил. 50, список лит.— 50 назв.

Рецензент: *Л. Л. Перчук*, д-р геол.-минер. наук

В $\frac{1904020000-024}{043(01)-88}$ 54—87

© Издательство «Недра», 1988

ISBN 5—247—01227—5

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ, ПРИНЯТЫЕ В КНИГЕ

<p>Ак — акмит Ал — алмаз Алм — альмандин Вол — волластонит Гед — геденбергит Гр — гранат Гф — графит Ди — диопсид Дол — доломит Жд — жадеит Илм — ильменит Кв — кварц Кор — кордиерит Маг — магнетит Мп — моноклинный пироксен Mg-черм — магниевый черма- кит Ол — оливин П — пироксен Пл — плагиоклаз Пир — пироп Рп — ромбический пироксен Фа — фаялит Фл — флогопит</p>	<p>Фо — форстерит Фс — ферросилит Шп — шпинель Эн — энстатит P — давление T — температура $T_{\text{гом}}$ — температура гомогени- зации a^{α}_A — активность компонента A в фазе α μ^{α}_A — химический потенциал компонента A в фазе α R — газовая постоянная ΔG — свободная энергия Гиббса X^{α}_A — мольная доля компо- нента A в фазе α K_D — константа распределе- ния Расп — расплав Лик — ликвидус Сол — солидус Флд — флюид</p>
---	---

ПРЕДИСЛОВИЕ

Ультраосновные породы, широко распространенные во всех основных геотектонических обстановках, формировались на протяжении всей геологической истории Земли. Подавляющее большинство исследователей считают, что ультрабазиты — результат наиболее глубоких петрологических процессов, непосредственно связанных с верхней мантией. Хорошо известно, что генерация базит-ультрабазитовых магм, их состав и металлогения предопределяются *ТР*-условиями глубоких геосфер. Поэтому в последние десятилетия возрос интерес к гипербазитовым образованиям, и увеличился объем экспериментальных и теоретических работ. В результате появилось много различных, нередко альтернативных гипотез, касающихся происхождения одних и тех же пород ультраосновного состава. Резко возросла и роль достоверных оценок термодинамических параметров формирования ультрабазитов, поскольку эти оценки — своеобразные петрологические реперы.

В настоящее время наиболее приемлемым способом, позволяющим сравнительно легко проводить массовые определения температуры и давления для большого числа образцов, является использование минералогических термобарометров, основанных на принципе фазового соответствия Л. Л. Перчука и на равновесиях типа «кристалл—расплав». И если еще недавно не хватало термометров, с помощью которых можно получать оценки температур в области свыше 1 000 °С, то сейчас только для фации гранатовых ультрабазитов имеется уже около 60 термометров и 20 барометров.

Однако результаты, получаемые по различным термобарометрам, зачастую не только существенно отличаются по абсолютным значениям рассчитываемых параметров, но и в приложении к одним и тем же сериям образцов иногда дают противоположные вариации температур и давлений. Причинами таких вариаций являются неравнозначность экспериментальных данных, различная полнота учета состава минералов при применении результатов экспериментов по простым системам к анализу сложных природных образований, неодинаковая степень достижения равновесия для разных элементов в сосуществующих минералах одного и того же парагенезиса, наличие неопределенностей в термодинамических моделях твердых растворов и вследствие этого существование различных схем расчета активности компонентов.

Тем не менее обычно в работах петрологического характера используются единичные термобарометры и на основе полученных цифр строятся петрологические и геодинамические глобальные обобщения. Истинную ценность такого рода построений оценить очень трудно. В то же время работы, содержащие оценку достоверности тех или иных методов термобарометрии, практически отсутствуют. Нам известно лишь несколько фрагментарных иссле-

дований, например, Р. Карвелла и Ф. Джибба, А. Финнерти и Ф. Бойда.

Первоочередная задача предлагаемой работы — это отобрать из уже известных термобарометров наиболее достоверные и, опираясь на них как на эталонные, провести перекалибровку других минеральных равновесий, с тем чтобы охватить как можно большее число парагенезисов и таким образом разработать систему взаимосогласованных методов термобарометрии, которые можно использовать в широком диапазоне составов ультраосновных пород. Конечно, дальнейшее развитие экспериментальных и теоретических исследований неизбежно приведет к уточнению минералогических термобарометров, в том числе и «эталонных». Однако и в этом случае изменятся лишь абсолютные значения термодинамических параметров при сохранении относительных соотношений.

Значения температур и давлений, получаемые с помощью равновесий типа «минерал—минерал», относятся к моменту конечного установления равновесия в породе, т. е. если какая-то порода до окончательного становления прошла длительный путь эволюции, например претерпела несколько растянутых во времени этапов остывания, то рассчитанные по таким минералогическим термометрам температуры характеризуют именно последний этап термальной эволюции. В этом смысле термобарометры типа «минерал—минерал» являются минимальными, давая нижние или близкие к ним пределы температур и давлений. Для анализа условий формирования магматических пород не менее важно знание верхнего PT -предела (области существования расплава), получаемого с помощью «максимальных» термобарометров, основанных на равновесиях типа «минерал—расплав». Важнейшую роль здесь также играет определение температур по результатам изучения первичных включений расплавов в минералах ультрабазитов. Комплексное применение всех перечисленных типов термобарометров дает возможность всестороннего анализа физико-химических условий формирования той или иной породы, начиная с момента ликвидусной кристаллизации расплава вплоть до его окончательной консолидации и сублидусных преобразований порообразующих минералов.

Широкому использованию методов минералогической термобарометрии препятствует разбросанность их описаний во множестве публикаций. Кроме того, в ряде случаев достаточно сложные уравнения термобарометров «нетехнологичны», т. е. не приведены к наиболее удобному для практического использования виду: необходимые значения термодинамических величин (иногда даже выраженные в различных системах единиц) приходится выискивать в тексте, приводимые пояснения предельно лаконичны и рассчитаны на специалистов в области термодинамики минералов.

Вторая задача — охарактеризовать по возможности большее число методов минералогической термобарометрии (как популяр-

ных, так и малораспространенных), представить их в максимально удобной для определения температур и давлений форме (графической или аналитической). Наконец, третья задача сводится к освещению проблемы происхождения ультрабазитов, касающейся глубины и механизма генерации магматических расплавов, путей их эволюции, роли температуры и летучих в магмообразовании и кристаллизации пород ультраосновного состава.

При рассмотрении собственно методов термобарометрии предпочтение было отдано тем из них, которые сравнительно широко распространены и применимы к большому числу объектов (в нашем случае — ультраосновных пород). Именно по этой причине не рассмотрены, например, такие способы, как определение давления по фотоупругим напряжениям вокруг включений в алмазах, расчет глубинности формирования магматических пород с использованием активности кремнекислоты в расплаве и некоторые другие.

Приемы оценки достоверности минералогических термометров и барометров основаны на эмпирико-статистическом анализе всей совокупности методов. Для этого использовали модифицированные подходы Карсвелла—Джибба и Финнерти—Бойда, причем применение последнего метода было ограничено анализом геобарометров. Кроме того, нами предложен подход, базирующийся на шкале баллов для оценки степени теоретической и экспериментальной обоснованности того или иного метода и степени близости изученных систем к природным.

Практическое приложение разработанной системы термобарометров к анализу физико-химических условий генерации ультраосновных расплавов и образования некоторых типов ультрабазитов носит иллюстративный характер. Демонстрируется роль термобарических оценок как петрологических критериев для разработки гипотез и как основа для развития новых моделей.

Наибольшее внимание уделено ультраосновным парагенезисам кимберлитовой системы. «Кимберлитовая система» понимается нами как набор различных пород или минеральных ассоциаций, постоянно встречаемых в пределах практически каждого кимберлитового тела. Под собственно же ультраосновными образованиями подразумеваются включения минералов ультраосновного парагенезиса в алмазах (а также алмазосодержащие перидотитовые нодулы), ультраосновные глубинные нодулы гранатовой фации глубинности и, наконец, собственно кимберлиты как магматические породы в целом. Изучение этих образований находится в центре внимания современной петрологии.

Как по числу охваченных объектов, так и по количеству термометрического материала достаточно широко охарактеризованы ультрабазиты вулкано-плутонических карбонатитсодержащих комплексов, относимых к так называемым массивам центрального типа. Анализ ультраосновных парагенезисов расслоенных интрузивов носит более схематичный характер.

Первые три раздела книги написаны В. И. Вагановым, два остальных — С. В. Соколовым. Авторы надеются, что предлагаемая книга окажется полезной как для развития методов термобарометрических исследований, так и для дальнейшего изучения таких интереснейших в теоретическом и практическом отношении пород, какими являются ультрабазиты.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУР И ДАВЛЕНИЙ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ РЕПЕРНЫЕ РЕАКЦИИ

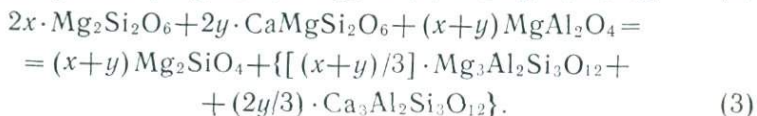
Безводные ультраосновные породы, доступные для непосредственного изучения, по характерным минеральным ассоциациям могут быть подразделены на три основные группы перидотитов: плагиоклазовых, шпинелевых и гранатовых. Эти породы обладают сходным набором породообразующих минералов (оливин—клинопироксен—ортопироксен с теми или иными вариациями) и отличаются глиноземсодержащей фазой — плагиоклазом, шпинелью или гранатом. Как показали геологические наблюдения и экспериментальные исследования, эти минеральные ассоциации устойчивы в определенных *PT*-диапазонах и закономерно сменяют друг друга по мере повышения температуры и, главным образом, давления. Таким образом, возможно выделение трех основных фаций глубинности — плагиоклазовых, шпинелевых и гранатовых ультрабазитов, границами между которыми служат псевдомоновариантные реакции, контролирующие исчезновение и появление критических глиноземсодержащих фаз.

В пределах фации гранатовых ультрабазитов, кроме того, важнейшее петрологическое значение имеет моновариантный переход графит—алмаз, по отношению к которому породы фации подразделяются на две субфации — графитсодержащих гранатовых и алмазсодержащих гранатовых ультрабазитов (поскольку в мантийных ультрабазитах гранат обогащен пироповым компонентом, чаще говорят об алмаз-пироповой и графит-пироповой субфациях).

Таким образом, наличие в породе определенных индикаторных минералов позволяет относить их к той или иной фации (или субфации) и, следовательно, ограничить на *PT*-диаграмме область ее формирования.

Переход шпинелевый перидотит — гранатовый перидотит

Данный переход контролируется реакцией между относительно низкобарической ассоциацией пироксенов и шпинели и относительно высокобарической ассоциацией граната и оливина. В зависимости от химизма системы эта реакция может быть представлена в виде:



Реакция (1) относится к простой трехкомпонентной системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2$; реакция (2) разграничивает ассоциации $Ди+Шп$ и $Ол+Гр$ и относится к системе $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$. Последняя включает также и реакцию (3), которая учитывает вариации в содержании Ca .

Реакция (1) была экспериментально изучена И. Мак-Грегором в 1964 г. Он пришел к выводу, что на PT -диаграмме эта практически моновариантная реакция отображается прямой линией. Позднее данные И. Мак-Грегора подверглись ревизии со стороны как самого автора, так и других исследователей (П. Денкверта и Р. Ньютона в 1978 г., Х. Хезелтона в 1979 г., Х. Стаудигела и В. Шрейера в 1977 г., Д. Перкинса, Т. Холленда и Р. Ньютона в 1981 г.). Результаты, хорошо согласующиеся между собой, позволили существенно уточнить положение реакции в PT -координатах и установить, что она характеризуется небольшой кривизной в области низких (меньше $1000^\circ C$) температур.

Добавка в систему Ca резко влияет на давление перехода шпинелевый перидотит—гранатовый перидотит. Как показал И. Мак-Грегор в 1970 г., когда в реакции участвует лишь ромбический пироксен, возрастание концентрации Ca приводит к увеличению давления перехода, а если в реакции участвует лишь моноклинный пироксен (реакция 2), то, наоборот, возрастание кальциевости снижает величину давления; в случае реакции (3), когда в равновесии участвуют оба пироксена, вариации содержаний Ca не оказывают заметного влияния.

Для кривой равновесия реакции (3) существование изгиба в низкотемпературной области было теоретически предсказано М. Обата в 1976 г. на основании изучения содержания Al_2O_3 в энстатите, находящемся в равновесии со шпинелью и гранатом при различных температурах и давлениях. Наличие изгиба было затем подтверждено экспериментально, а также путем термодинамических расчетов Р. Ньютоном. Кривая равновесия, по Р. Ньютому [14], приведена на рис. 1.

На реакцию (3) значительное влияние оказывает соотношение трехвалентных катионов ($Al_2O_3 : Cr_2O_3 : Fe_2O_3$) в валовом химическом составе системы. Как экспериментально показал И. Мак-Грегор в 1970 г., равновесие смещается в сторону более высоких давлений при увеличении содержаний Cr_2O_3 и Fe_2O_3 и уменьшении Al_2O_3 (рис. 2). Эффект хромистости системы очевиден, однако отсутствие в опытах И. Мак-Грегора доказательств достижения равновесия позволяет рассматривать их лишь в качестве предварительных.

В 1980 г. на основании экспериментов в системе $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ с добавлением хрома Х. О'Нейл пришел к выводу, что давление реакции шпинелевый перидотит—гранатовый перидотит лучше всего описывается следующим эмпирическим уравнением:

$$P = P_0 + 2,79X_{Cr}^{III},$$

где P_0 — давление для реакции (3) в бесхромистой системе.

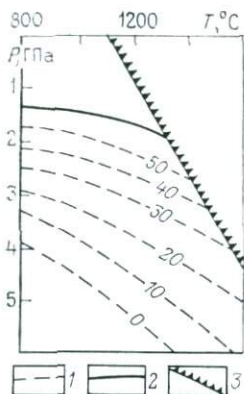


Рис. 1. Массовое содержание Al_2O_3 в шпинели в равновесии $\text{Гр} + \text{Ол} = \text{Рп} + \text{Мп} + \text{Шп}$ (по А. А. Маракушеву). 1 — изоплеты Al_2O_3 в шпинели; 2 — граница перехода шпинелевый перидотит — гранатовый перидотит в системе $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, по Р. Ньютоу; 3 — перидотитовый солидус

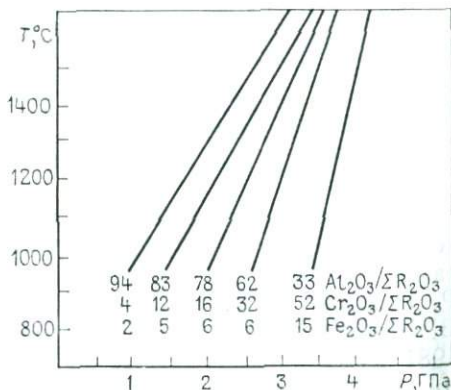


Рис. 2. Смещение равновесия шпинелевый перидотит—гранатовый перидотит в зависимости от соотношения в системе трехвалентных катионов (по И. Макс Грегору)

Намечены изолинии содержания Al_2O_3 в шпинели в равновесии с гранатом в зависимости от T и P [11]. Отмечается, что в области термодинамической стабильности алмаза в гранатовых перидотитах могут существовать шпинели с массовым содержанием Al_2O_3 меньше 10% (см. рис. 1).

Таким образом, равновесные шпинель и гранат могут встречаться в ультрабазитах практически во всем интересующем нас диапазоне термодинамических параметров в зависимости от химизма среды. Поэтому использование перехода шпинелевый перидотит—гранатовый перидотит в качестве петрологического репера возможно лишь в том случае, когда точно известен состав пород и минералов (особенно шпинели).

Переход графит — алмаз

В 1938 г. Ф. Россини и Р. Джессуп, уточнив теплоту образования графита и алмаза и используя другие известные термодинамические данные, рассчитали, что при 0 К графит и алмаз будут находиться в равновесии при давлении около 1,3 ГПа, а при 500К — при давлении порядка 2 ГПа.

В дальнейшем многие исследователи пытались экстраполировать данные Ф. Россини и Р. Джессупа в область более высоких температур и давлений. В 1939 г. О. А. Лейпунский предложил вариант фазовой диаграммы углерода и теоретически предсказал параметры, наиболее благоприятные для искусственного синтеза алмазов. П. Бриджмен в 1947 г. высказал предположение, что с ростом температуры величина dP/dT кривой линии равновесия графит—алмаз будет увеличиваться, вызывая ее искривление. Т. Ли-

льблад в 1955 г. предположил наличие перегиба на линии равновесия с максимумом в районе около 6,5 ГПа. По мнению Ф. Бермана и Р. Симона, высказанному в 1955 г., экстраполяция данных Ф. Россини и Р. Джессупа должна иметь скорее всего характер, близкий к линейному.

После синтеза алмазов в лаборатории «Дженерал Электрик» в 1954 г. Ф. Банди в течение 1955—1956 гг. провел серию экспериментов по синтезу. Полученные результаты подтвердили точку зрения Ф. Бермана и Р. Симона, так как оказалось, что экспериментальная линия равновесия действительно является линейной экстраполяцией данных Ф. Россини и Р. Джессупа. Через 20 лет эти эксперименты были повторены Дж. Кеннеди

и С. Кеннеди с помощью более совершенной аппаратуры высокого давления. Полученная ими линия равновесия также является прямой, параллельна линии Ф. Банди и смещена относительно нее в сторону более высоких давлений менее чем на 0,2 ГПа.

В 1979 г. Ф. Берман, используя уточненные термодинамические данные по графиту и алмазу, рассчитал, что графит и алмаз будут находиться в равновесии при $T=1500$ К и $P=4,8$ ГПа. Эта точка практически строго ложится на линию равновесия Ф. Банди.

Таким образом, как отметил Ф. Банди в 1980 г., можно считать, что положение линии равновесия графит—алмаз в PT -координатах определено достаточно надежно, что вполне позволяет использовать это равновесие в качестве важного петрологического репера (рис. 3).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ МЕТОДОМ ГОМОЕНИЗАЦИИ ВКЛЮЧЕНИЙ

Процессы кристаллизации магматических систем сопровождаются захватом твердыми фазами микропорций минералообразующих сред в виде включений, под которыми понимается участок кристалла, вещественно не входящий в его закономерную структуру, герметически изолированный в процессе роста минерала-хозяина и имеющий с ним фазовую границу [5, с. 14]. После консервации минералом частичек расплава в результате последующего снижения температуры в замкнутой полости включения происходит выделение из этой порции расплава кристаллических фаз, нередко с обособлением газового пузырька и жидкости. При быстром темпе охлаждения возможно застекловывание силикатного расплава, причем в дальнейшем стекло может претерпеть частичную или полную раскристаллизацию.

В общем виде магматические включения затвердевших расплавов представлены двумя типами: 1) кристаллизованные (кристал-

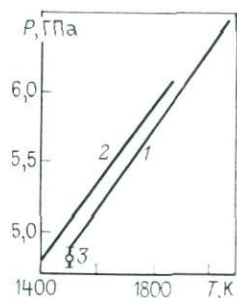


Рис. 3. Равновесие графит—алмаз

1—2 — по экспериментальным данным (1 — Ф. Банди, 2 — Дж. и С. Кеннеди); 3 — теоретическая точка Ф. Бермана

лы \pm газ \pm жидкость); 2) аморфные или стекловатые (стекло \pm кристаллы \pm газ \pm жидкость). Для остаточных магматических расплавов типичны относительно обогащенные газовой и жидкой фазами кристалло-флюидные включения, состав которых существенно меняется от силикатного до солевого.

Сущность метода гомогенизации применительно к расплавно-магматическим включениям состоит в их нагревании в специальных термокамерах с визуальной фиксацией происходящих фазовых переходов и превращений (начало плавления кристаллов или размягчения стекла, растворение флюидных составляющих и кристаллитов в расплаве и т. д.) и доведении содержимого включений до полного переплавления, т. е. до гомогенного состояния.

Метод гомогенизации базируется на нескольких постулатах. Первый (основополагающий) заключается в принятии гомогенности (фазовой однородности) захватываемой минералом-хозяином среды кристаллизации. Несмотря на то что исследователи все чаще сталкиваются с фактами, свидетельствующими о гетерогенном (фазово-неоднородном) состоянии магматических систем, которое возникает, например, при ретроградном вскипании или ликвации расплавов, огромный объем накопленных термометрических данных подтверждает этот постулат. Следовательно, пленение включениями однородных микропорций минералообразующей среды может происходить независимо от ее общей гомогенности или гетерогенности. Это обстоятельство в сочетании с ненарушенностью герметичности включений и отсутствием более поздних преобразований дает исследователям нормальные включения, пригодные для получения объективной петрогенетической информации. Совокупности нормальных включений диагностируются по общности таких признаков, как качественный и количественный фазовый состав, температуры фазовых переходов и окончательной гомогенизации.

Идентичность протекания процессов в вакуолях при повторном нагревании и охлаждении в сочетании с выдержанностью температур гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) включений является убедительным подтверждением их герметичности. Неоднократно проводимые опыты по многократному перегреву включений значительно выше $T_{\text{гом}}$ [5] подтвердили непроницаемость их стенок в ряде породобразующих минералов. Эти данные удовлетворяют второму постулату метода гомогенизации, говорящему о сохранности герметичной закупорки микропорций минералообразующей среды в кристаллах за долгую геологическую историю. В то же время разгерметизация расплавно-магматических включений с высоким внутренним давлением, происходящая в ходе нагревания до достижения $T_{\text{гом}}$, довольно обычна. Возникновение микротрещин, нарушающих целостность полостей-включений, обнаруживается при тщательном изучении под большим увеличением препаратов с включениями либо проявляется по изменению фазовых соотношений и $T_{\text{гом}}$ при повторных опытах по гомогенизации.

Третий постулат касается сохранности первоначального объема включений. На основании сравнительно редких для магматического минералообразования примеров высказывались опасения об уменьшении объема вакуолей за счет отложения каемки родственного кристаллу-хозяину вещества и, как следствие, искажения замеряемых температур гомогенизации. Однако в подавляющем большинстве публикаций, где приводится описание затвердевших магматогенных включений, такие факты не упоминаются. В тех же случаях, когда они проявились, рекомендуется медленное повышение и даже временная стабилизация температуры в ходе эксперимента с целью растворения выделившегося вещества и возвращения включения к исходному объему.

Важнейшая задача при исследовании включений методом гомогенизации состоит в максимально точной диагностике их генетической природы, определяемой соотношением времени кристаллизации минерала и образования включения. По Н. П. Ермакову, выделяют следующие классы включений: первичные (сингенетические), мнимовторичные (субсингенетические) и вторичные (эпигенетические). Главенствующее значение придается первичным включениям, которые синхронны с кристаллизующимся минералом (его отдельной зоной роста) и потому несут объективную термометрическую и другую физико-химическую информацию об условиях минералообразования. Приуроченность включений к зонам роста кристаллов служит надежным подтверждением первичности. Если исключить фенокристы, то зональные первичные включения представляют собой довольно редкое явление. Среди широко распространенных аazonальных сингенетических включений выделяются единичные и групповые — скопления пространственно сближенных вакуолей, бессистемно распределенных в объеме кристаллов или в отдельных секторах последних. При отсутствии зональности или кристаллографических очертаний зерен минералов трудно установить синхронность друг другу аazonальных первичных включений, $T_{\text{гом}}$ которых при одновременном захвате могут заметно различаться. В отличие от мнимовторичных и вторичных такие первичные включения не показывают приуроченности к секущим трещинам, плоскостям спайности или отдельности. Когда они образуют вытянутые в пространстве сообщества, то возможно ошибочное отнесение их ко вторичному генетическому классу. Необходимо помнить, что $T_{\text{гом}}$ вторичных затвердевших включений могут отличаться от первичных в меньшую сторону на несколько сот градусов.

Другой, не менее важной задачей является распознавание среди первичных включений таких совокупностей, которые различаются по степени гомогенности и, следовательно, информативности. По этим признакам Н. П. Ермаков выделяет следующие категории включений: нормальные (изначально гомогенные) — представители минералообразующих расплавов; сопутствующие включения равновесных с расплавами летучих (гомогенные части гетероген-

ных флюидно-магматических систем); аномальные (комбинированные и преобразованные) включения, возникающие при совместном захвате обособленных фаз гетерогенной системы, а также в результате всевозможных процессов метаморфизма вакуолей нормального наполнения. Аномальные включения характеризуются **незакономерной вариативностью фазового состава, точек фазовых превращений и $T_{\text{гом}}$** , что делает их непригодными для определений достоверных величин термодинамических параметров минералообразования.

Применяемая для изучения затвердевших включений аппаратура и методические приемы, используемые в экспериментах по гомогенизации, подробно освещены в ряде работ [5, 9]. В этих и многих других публикациях рассматриваются вопросы информативности включений, встречающихся в минералах магматогенного происхождения. Изучение нормальных первичных включений расплавов (самостоятельно и в сочетании с флюидными сопутствующими) составляет количественные данные о температурных интервалах формирования пород; о составе и концентрации компонентов в минералообразующих средах, в частности о составе и количестве летучих, растворенных в расплавах или равновесных с ними; о плотности флюидов и величине флюидного давления. Дополнительные сведения, получаемые посредством включений, характеризуют агрегатное состояние и фазовую однородность магматических систем, моменты вскипания и ликвации в ходе их эволюционного преобразования.

Как видим, комплексное изучение включений открывает широкие возможности в определении термодинамических параметров минералообразования, но основная задача метода гомогенизации — установление температурного режима геологических процессов. Поэтому остановимся несколько подробнее на этом аспекте метода гомогенизации. Априори можно утверждать, что в силу значительно большей сжимаемости растворов по сравнению с расплавами под влиянием давления, $T_{\text{гом}}$ затвердевших включений ближе лежит к температурам кристаллизации минералов, нежели $T_{\text{гом}}$ газово-жидких включений. Данное положение нашло подтверждение в специально поставленных экспериментах по синтезу диопсида, плагиоклаза и нефелина из силикатных и силикатно-солевых расплавов в «сухих» и водных системах при температурах 980—1300 °С и давлении до 0,1 ГПа. Для указанных условий $T_{\text{гом}}$ кристаллизованных и стекловатых включений практически совпадали с температурами их захвата (образования искусственных минералов) при точности замеров $\pm 10 \div 20$ °С. Такую точность определения интервалов формирования пород следует считать более чем достаточной для петрологических построений. Однако особенности условий консервации включений в некоторых случаях приводят к ошибочным результатам. Например, **сильно завышенные относительно реальных цифры** получаются при попадании в вакуоли гетерогенной минералообразующей среды, приводящем к образованию комбинированных включений. Для отбраковки подобных и

разгерметизированных разновидностей по возможности необходимо проводить гомогенизацию по группам сингенетических и желательно синхронных включений выдержанного фазового состава и учитывать, что при дублировании опытов температуры преобразования фаз и полной гомогенизации не должны выходить за принятые пределы точности. Заметная разница между температурами кристаллизации и гомогенизации, достигающая 50 °С и более, может возникнуть за счет значительного давления. Она обусловливается как сжимаемостью минерала-хозяина, и тогда необходимо вводить отрицательную поправку к $T_{\text{ГОМ}}$, так и сжимаемостью расплава, что требует введения положительной температурной поправки к $T_{\text{ГОМ}}$.

Подводя итоги рассмотрения термометрического метода гомогенизации применительно к магматическим породам, отметим два момента: 1) объекты исследования представляют собой заполненные твердыми фазами (\pm газ, жидкость) герметичные полости в теле минерала, в которых совокупность твердых фаз представлена кристаллически-зернистым агрегатом минералов-узников либо силикатным стеклом; кристаллизованные включения характерны для plutонических пород, а стекловатые — для эффузивных или приповерхностных образований, но также возможны в минералах приконтактных (закалочных) зон малоглубинных дайковых пород, возникающих в условиях быстрого охлаждения; 2) по замеренным $T_{\text{ГОМ}}$ включений определяются интервалы образования минеральных парагенезисов, что позволяет объективно судить о температурных условиях дифференциации и кристаллизации магматических расплавов.

Если в экспериментах по гомогенизации использованы нормальные первичные включения, а в процессе нагревания соблюдены необходимые условия и методические приемы, то замеренные $T_{\text{ГОМ}}$ будут весьма близки к температурам кристаллизации минералов и даже соответствовать им. В этих случаях полученные цифры можно рассматривать как контрольные и по ним эталонировать показания других термометров.

Необходимо все же отметить, что метод гомогенизации включений не является универсальным. С его помощью нельзя изучать очень мелкие включения (менее 3—5 мкм в поперечнике) в плохо просвечивающих или непрозрачных минеральных образованиях. Минералы, содержащие двухвалентное железо, при повышении температуры более 850—950 °С темнеют, и поэтому для определения $T_{\text{ГОМ}}$ включений необходимо создание в рабочем объеме термокамеры инертной или восстановительной атмосферы. Негативная сторона метода состоит также в его трудоемкости и длительности проведения каждого отдельного эксперимента по гомогенизации, что приводит к значительным временным затратам при получении статистических температурных данных. Отмеченные ограничения метода гомогенизации включений вызывают потребность в применении других термометров, не менее надежных и точных.

Как уже отмечалось, наиболее статистически вероятные оценки температур и давлений в настоящее время можно получить лишь при использовании минералогических термометров и барометров, основанных на зависимости коэффициентов распределения некоторых элементов между сосуществующими (равновесными) минералами от температуры, давления и состава минералов. Теоретические основы минералогической термометрии наиболее всесторонне были рассмотрены Л. Л. Перчуком, сформулировавшим принцип «фазового соответствия».

В общем случае распределение какого-либо элемента между двумя равновесными минералами, выраженное через константу распределения (K_D), описывается серией изолиний (линий равных значений K_D) в многомерном пространстве, где координатами являются как интенсивные (P , T , f_{O_2} и т. д.), так и экстенсивные (содержания других элементов) параметры равновесия. Если сосуществующие минералы рассматриваются в качестве идеальных твердых растворов или же для них известны соотношения «активность—состав», то экстенсивными координатами можно пренебречь. Тогда распределение элемента в зависимости от двух переменных — температуры и давления — будет описываться серией изолиний в двумерной PT -плоскости, а при фиксированном составе минералов — одной изолинией.

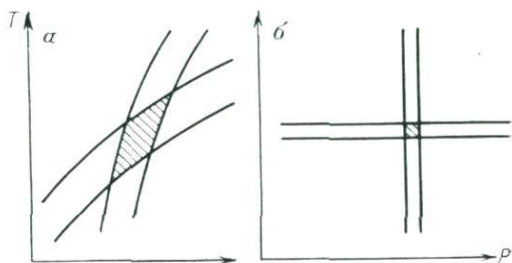
Используя два независимых равновесия из одного и того же парагенезиса, получаем две изолинии, координаты точки пересечения которых однозначно определяют значения температуры и давления, при которых данный образец (парагенезис) достиг равновесного состояния.

Однако при реальных исследованиях на строгость локализации изолиний в PT -пространстве влияют неточность термодинамических констант и приближенность расчетных формул, погрешности эксперимента, а также аналитические погрешности. В результате изолинии на диаграммах как бы «расплываются» и трансформируются в полосы, ширина которых определяется суммарной величиной перечисленных выше ошибок. При этом ошибка в определении P и T равна площади криволинейной трапеции, получаемой на пересечении двух «полос» (рис. 4, а). Эта площадь минимальна, когда «полосы» пересекаются под прямым углом.

Из сказанного очевидно, что существенной разницы между термометрами и барометрами нет. Практически любое равновесие чувствительно и к тому, и к другому параметру, варьирует лишь степень чувствительности. Если константа реакции в большей степени зависит от T , чем от P , то мы имеем потенциальный геотермометр, если наоборот, — то барометр. Поэтому в принципе любая пара независимых минеральных равновесий (естественно, в рамках одного парагенезиса) может служить комплексным термометром и в зависимости от формы представления функции $K_D = f(P, T)$ решаться либо графически, либо аналитически в виде системы

Рис. 4. Принципиальная схема минералогического термобарометра.

a — общий случай; *b* — «идеальный» вариант; заштрихованная площадь соответствует точности метода



двух уравнений. Однако надо помнить, что в таких случаях погрешности, присущие одному равновесию (одной кривой на PT -диаграмме), автоматически «учитываются» и во втором, увеличивая его погрешность, и наоборот. В результате заметно возрастает суммарная ошибка определения P и T .

Отсюда следует, что в «идеальном» варианте желательно использование равновесий, одно из которых зависит только от температуры, а другое — только от давления. При этом на PT -диаграмме каждое из равновесий выражается полосой, параллельной соответственно оси температур или оси давлений. Ширина этих полос при прочих равных условиях будет минимальной, и пересекаться они будут под прямым углом, т. е. точность такого рода «идеального» термобарометра будет максимальной (см. рис. 4, б).

Таким образом, представляется оптимальным использование двух независимых реакций, одна из которых зависит только от температуры, другая — только от давления. К сожалению, такие идеальные сочетания к настоящему моменту пока неизвестны. Имеется целый ряд равновесий — термометров, которые слабо зависят от давлений, т. е. температуру мы можем определять независимо. Однако аналогичных независимых барометров практически нет. Все равновесия, которые используют в целях барометрии, почти в той же степени контролируются температурой. Этим диктуется и обычный метод определения T и P : сначала независимо оценивается температура равновесия, затем (с подстановкой найденной величины) давление.

Соответственно построено дальнейшее изложение материала. Сначала анализируются методы термометрии, затем на основе оценки температур — барометрические методы. При этом ультраосновные парагенезисы фаций гранатовых и шпинелевых ультрабазитов рассматриваются раздельно.

Парагенезисы фации гранатовых ультрабазитов

Температура

Наибольшую популярность в качестве геотермометра получило двупироксеновое равновесие — моноклинный пироксен — ромбический пироксен. Ф. Бойд и Ф. Шерер в 1964 г. экспериментально

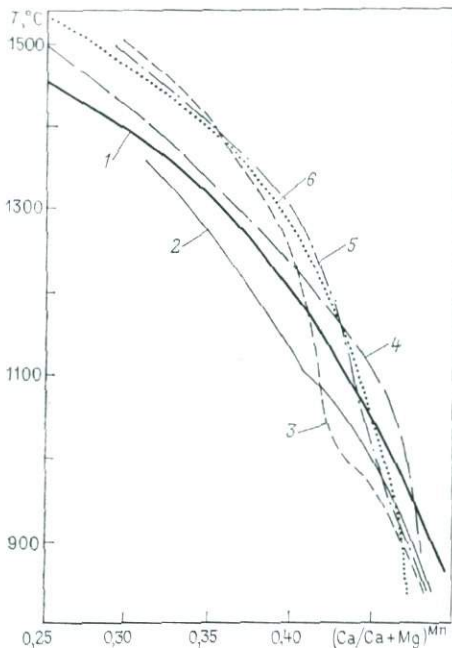


Рис. 5. Положение диопсидовой ветви двупироксенового сольвуса по данным разных исследователей.

1 — Бойд, Шерер, 1964; 2 — Девис, Бойд, 1966; 3 — Неру, Уайли, 1974; 4 — Уорнер, Лус, 1974; 5 — Хоуэлс, О'Хара, 1975; 6 — Линдсли, Диксон, 1976

изучили систему $Mg_2Si_2O_6-CaMgSi_2O_6$ и установили наличие обширной области распада твердых растворов. В пределах этой области по мере снижения температуры в моноклинном пироксене, сосуществующем с ромбическим, заметно снижается растворимость энстатитового минерала, т. е. возрастает величина $Ca/Ca+Mg$. На основе результатов данной работы был создан двупироксеновый геотермометр.

В дальнейшем Б. Девисом и Ф. Бойдом [29] было экспериментально установлено положение сольвуса в той же бинарной системе Эн—Ди при $P=3$ ГПа. Их диаграмма, однозначно связывающая величину $Ca/Ca+Mg$ в моноклинном пироксене с температурой его кристаллизации, получила очень широкое распространение в качестве минералогического термометра (рис. 5, далее обозначается как ДБ66) и используется по настоящее время.

Однако уже тогда (из имевшихся экспериментальных данных и из теоретических представлений) было очевидно, что прямое приложение результатов, полученных в «чистой» бинарной системе, к анализу природных парагенезисов вряд ли корректно, поскольку в природных пироксенах в значительных количествах присутствуют такие элементы, как Fe, Na, Al, что может оказывать существенное влияние на положение сольвуса. Прежде всего это относится к Fe, что было учтено Б. Вудом и С. Банно [48], которые, взяв за основу данные Б. Девиса и Ф. Бойда, предложили полуэмпирический метод расчета температур с корректировкой на железистость.

В соответствии с моделью Б. Вуда и С. Банно, если две сосуществующие фазы α и β имеют общий компонент A , то при равновесии $\mu_A^\alpha = \mu_A^\beta$. В случае равновесия двух пироксенов $\mu_{Эн}^{Mn} = \mu_{Эн}^{Pn}$, где Эн— $Mg_2Si_2O_6$. Отсюда

$$K_D = \ln(a_{Эн}^{Mn}/a_{Эн}^{Pn}) = -\Delta G/RT.$$

Если пироксены являются идеальными твердыми растворами, то

$$\ln(a_{Эн}^{Mn}/a_{Эн}^{Pn}) = \ln(X_{Эн}^{Mn}/X_{Эн}^{Pn})$$

и между K_D и $1/T$ будет существовать линейная зависимость, т. е. K_D не зависит от химизма системы (сосуществующих фаз). Однако сравнение данных по простым системам и системам более сложного состава, в том числе природным, показало, что в последних указанная зависимость существенно отклоняется от линейной, т. е. модель идеальных твердых растворов не полностью адекватна, и на величину K_D значительное влияние оказывает и состав минералов. Б. Вуд и С. Банно вывели уравнение, учитывающее роль Fe (далее обозначается как ВВ73):

$$\ln(a_{Эн}^{Mn}/a_{Эн}^{Pn}) = 10202/T + 4,6 + 7,65X_{Fe}^{Pn} - 3,88(X_{Fe}^{Pn})^2.$$

Принимается, что в соответствии с общей кристаллохимической формулой пироксенов $M^{II}M^I Si_2O_6$ позицию M^{II} занимают Ca, Na, Mn, а позицию M^I — Al, Fe^{3+} , Cr^{3+} . Fe и Mg распределены по позициям M^{II} и M^I таким образом, что магнезиальность по каждой позиции и магнезиальность минерала в целом равны между собой:

$$[Mg/(Mg + Fe)]^{II} = [Mg/(Mg + Fe)]^{M^I} = [Mg/(Mg + Fe)]^M.$$

Затем рассчитывается активность a энстатитового минерала в пироксенах, равная

$$a_{Эн}^{II} = X_{Mg}^{M^{II}} \cdot X_{Mg}^{M^I},$$

где X_{Mg} — число атомов магния в соответствующих позициях, взятое из кристаллохимической формулы.

В 1974 г. С. Банно модифицировал уравнение ВВ73 с учетом данных Такеды по лунным пироксенам. Основываясь на этих данных, С. Банно принял, что для клинопироксенов константа распределения Mg и Fe по позициям M^{II} и M^I постоянна, независима от температуры и равна

$$K_{Mg, Fe} = (X_{Fe}/X_{Mg})^{M^{II}} / (X_{Fe}/X_{Mg})^{M^I} = 7.$$

Уточнить характер распределения Mg и Fe по позициям M^{II} и M^I стремились многие исследователи (например, М. Пауэлл и Р. Пауэлл в 1974 г., Т. Мори и Д. Грин в 1978 г.), применяя как различные теоретические модели, так и методы прямого определения (мессбауэровская спектроскопия, рентгенометрические исследования). В 1980 г. Р. Бассо и А. Делла Геста изучили распределение Mg и Fe по позициям M^{II} и M^I в пироксенах из шпинелевого лерцолита. Забегая несколько вперед, отметим, что учет данных

этих авторов в различных методах расчета температур вместо «идеализированной» схемы С. Вуда и Б. Банно приводит к знакопеременным вариациям температур в пределах $\pm 30^\circ\text{C}$. Фактически повышения точности не происходит, но сама методика расчетов усложняется настолько, что они требуют применения ЭВМ. Поэтому в дальнейшем во всех методах, где требуется определение активности энстатитового минала в пироксенах, мы применяли схему С. Вуда и Б. Банно.

В 1974 г. Б. Вуд пришел к выводу, что для ультраосновных парагенезисов лучше не использовать условный член, учитывающий состав минералов (их железистость), и для целей практической термометрии предложил уравнение (далее обозначается как В74):

$$\ln(a_{\text{Эн}}^{\text{Mn}}/a_{\text{Эн}}^{\text{Pn}}) = 6630/T + 3,04.$$

Надо сказать, что эксперименты Б. Девиса и Ф. Бойда проводились до широкого использования в практике исследований микронзондовых методов анализа. Наличие одного или двух пироксенов устанавливалось ими под микроскопом, состав пироксенов определялся рентгеноспектрально. Как подчеркивали Б. Девис и Ф. Бойд, применение рентгеновских методов приводит к смещению диопсидовой ветви сольвуса примерно на 5 молекулярных долей в процентах по направлению к $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$.

В последующие годы эксперименты Б. Девиса и Ф. Бойда были повторены и расширены уже с микронзондовым определением состава минералов. Опыты К. Неру и П. Уайли в 1974 г. (далее метод обозначается как НУ74), Р. Уорнера и В. Луса в 1974 г. (УЛ74), С. Хоуэллса и М. О'Хары в 1975 г. (ХО'Х75), Т. Мори и Д. Грина в 1975, 1976 гг., Д. Линдсли и С. Диксона в 1976 г. (ЛД76) показали, что при $T < 1200^\circ\text{C}$ диопсидовая ветвь сольвуса расположена круче, чем на диаграмме Девиса—Бойда, поэтому в этом температурном интервале более ранние определения температур оказались завышенными (см. рис. 5).

Особый интерес представляют данные Д. Линдсли и С. Диксона, которые, помимо экспериментов в «чистой» бинарной системе Эн—Ди, в ряде опытов использовали смеси природных минералов. Кроме того, эти исследователи для некоторых опытов доказали достижение равновесия путем подхода «сверху» и «снизу». Аналитическое выражение геотермометра Линдсли—Диксона следующее [31]:

$$\ln T = \ln X_{\text{Эн}}^{\text{Mn}} / 5,37 + 7,622, \text{ где } X_{\text{Эн}}^{\text{Mn}} = 1 - [2\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})].$$

Экспериментальные данные вышеупомянутых исследователей были обобщены П. Уэллсом [47] с использованием приближения Вуда—Банно. Для целей геотермометрии П. Уэллс предложил следующее уравнение (далее обозначается как У77):

$$T = 7341 / (3,355 + 2,44X_{\text{Fc}}^{\text{Pn}} - \ln K),$$

где $K = a_{\text{Эн}}^{\text{Mn}}/a_{\text{Эн}}^{\text{Pn}}$ и рассчитывается по методу [48].

К важным результатам проведенных экспериментов относится и оценка влияния давления на положение сольвуса. Как установили Т. Мори и Д. Грин, рост давления приводит к расширению области распада. Особенно значительно этот эффект проявляется при высоких температурах (свыше 1400 °С), и здесь неучет фактора давления может привести к существенному занижению температур по сравнению с «истинными». Наличие эффекта давления подтвердили Д. Линдсли и С. Диксон: по их результатам, диопсидовая ветвь сольвуса смещается в сторону более высоких температур на 3—4 °С при увеличении давления на 0,1 ГПа.

Однако в целом влияние давления на двупироксеновое равновесие изучено все еще весьма слабо. Отсюда и расхождение в оценке значимости этого эффекта. Например, по мнению П. Уэллса [47], давление, действительно, влияет на положение сольвуса, однако эффект мал и «маскируется» большими экспериментальными ошибками. Для решения вопроса требуются дополнительные исследования.

Уравнения, отражающие зависимость распределения Са и Mg между сосуществующими пироксенами от температуры, были предложены также Т. Мори и Д. Грином в 1975 г. (обозначается МГ75):

$$T = 10^4 / [0,413 (\ln K)^2 - 0,0234 \ln K + 5,61]$$

и К. Хезбергом и Н. Чепменом в 1976 г. (обозначается ХЧ76):

$$T = 10^4 / (-1,177 \ln K + 4,215).$$

Перечисленные двупироксеновые геотермометры базируются в основном на экспериментальных данных по простым системам. В ряде методов, в частности в уже упоминавшихся методах Вуда—Банно и П. Уэллса, учитывается влияние дополнительных компонентов, в первую очередь Fe. Количественная оценка эффекта сужения области распада с ростом железистости системы была учтена в еще некоторых методах, из числа которых для дальнейшего анализа мы отобрали графические термометры Б. Г. Яковлева (обозначается как Я79) и М. Росса и И. Хюбнера (РХ75). Эти термометры приведены на рис. 6 и 7.

М. Росс и И. Хюбнер определили зависимость от температуры состава равновесных природных пироксенов, близких к системе $\text{CaSiO}_3\text{—MgSiO}_3\text{—FeSiO}_3$. Для этого они использовали результаты проведенного ими изучения равновесия ортопироксена, пиджонита и авгита, составы сосуществующих пироксенов в породах гранулитовой фации метаморфизма, сведения о составах пироксенов вулканических пород и температурах их кристаллизации. Выведенная зависимость предельного состава клинопироксенов, по данным М. Росса и И. Хюбнера, представляет собой геотермометр, работающий при давлениях до 500 МПа (см. рис. 7).

Пожалуй, наиболее обстоятельная попытка учесть роль Fe в двупироксеновой термометрии была предпринята в серии работ Д. Линдсли с соавторами [39]. Ими проведена серия экспериментов в системе $\text{CaSiO}_3\text{—MgSiO}_3\text{—FeSiO}_3$ при давлениях 0,0001 ГПа,

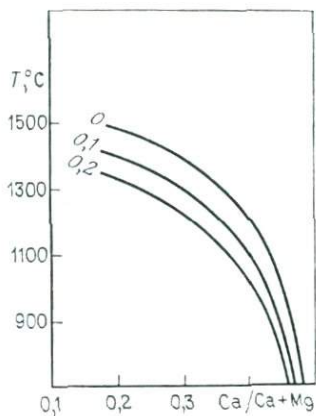


Рис. 6. Смещение диопсидовой ветви двухпироксенового сольвуса в зависимости от железистости пироксена (по Б. Г. Яковлеву)

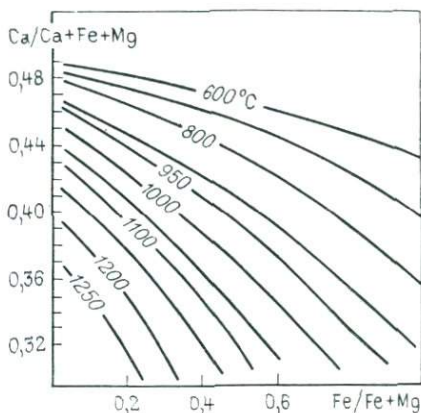


Рис. 7. Зависимость кальциевости клинопироксена от температуры и железистости (по М. Россу и Р. Хьюберу)

0,2; 0,5; 1 и 1,5 ГПа (в части опытов достижение равновесия контролировалось подходом «сверху» и «снизу») и построены соответствующие диаграммы-термометры (одна из них для $P=1,5$ ГПа приведена на рис. 8, далее обозначается как Л83). Эффект давления для клинопироксена выражается уравнением

$$T = T^0 + (P - P^0) \cdot [1,63 - 2,104X_{Fe}^{Mn} + T^0(0,0027 + 0,0013X_{Fe}^{Mn})],$$

где T — рассчитываемая температура для давления P ; T^0 — известная температура для давления P^0 .

Важнейшим при использовании термометра Д. Линдсли является расчет составов природных моноклинных пироксенов для внесения их в пироксеновую трапецию с тем чтобы наносимые пара-

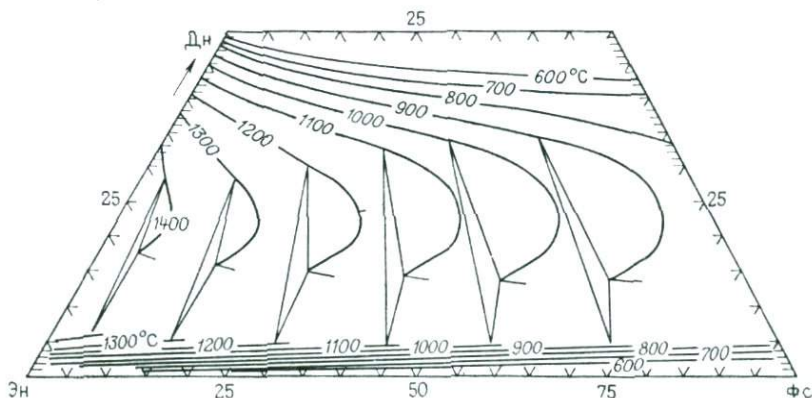


Рис. 8. Изобарическое ($P=1,5$ ГПа) сечение пироксеновой трапеции (по Д. Линдсли)

метры Вол, Эн, Фс как можно ближе соответствовали активностям соответствующих миналов. По разработанной Д. Линдсли схеме пересчета он начинается с определения содержания Fe^{3+} (естественно, в случае микрозондовых анализов; если Fe^{3+} определена независимо с помощью «мокрой» химии, то используется именно эта величина). Сначала рассчитывается Al^{IV} и Al^{VI} : $Al^{IV}=2-Si$ и $Al^{VI}=Al-Al^{IV}$. После этого, исходя из уравнения баланса зарядов определяется Fe^{3+} :

$$Al^{VI} + Fe^{3+} + Cr + 2Ti = Al^{IV} + Na.$$

Далее рассчитываются содержания основных миналов в следующем порядке (символ элемента обозначает его коэффициент в кристаллохимической формуле на 6 атомов кислорода):

Ак (акмит) = равен Na или Fe^{3+} (по элементу с меньшим содержанием);

Жд (жадеит) = Al или остаток Na (по меньшему содержанию);

FeCa—черм (Fe—чермакит) = остаток Fe^{3+} ;

CrCa—черм (Cr—чермакит) = Cr;

AlCa—черм (чермакит) = остаток Al;

«Ca» = Ca.

И, наконец, в итоге:

Вол = («Ca» + Ак — AlCa—черм — FeCa—черм — CrCa—черм) / 2;

Эн = $(1 - Вол) (1 - X_{Fe}^{Mn})$;

Фс = $(1 - Вол) X_{Fe}^{Mn}$.

В этой схеме сомнение вызывает введение Cr в состав Cr-чермакитового минала. Такое предположение достаточно обосновано для малоглубинных авгитовых пироксенов, однако едва ли корректно для глубинных хромдиоксидов. В последних после выделения Ак и Жд обычно остается избыток Na, поэтому Fe-чермакит не рассчитывается, а избыток Na объединяется с Cr в юритовый минал $NaCrSi_2O_6$. Содержание юрита в глубинных клинопироксенах, по данным Н. В. Соболева, растет с давлением и достигает максимума в клинопироксенах, ассоциирующих с алмазами.

С учетом сказанного выше мы при дальнейшем рассмотрении применяли три варианта расчета — Вол, Эн и Фс. В первом, упрощенном варианте эти компоненты определялись соотношением Ca, Mg и Fe (суммарного в форме Fe^{2+}), приведенным к 100%. Во втором варианте использовалась схема Д. Линдсли в неизменном виде. В третьем — в случае избытка Na над суммой $Fe^{3+} + Al$ сначала рассчитывался юрит, а затем уже остаток Cr (если он оставался) учитывался как Cr-чермакит. В дальнейшем, в зависимости от применяемого варианта расчета, геотермометр Д. Линдсли обозначается нами как Л83¹, Л83² и Л83³ соответственно.

С целью как можно более полного учета влияния «дополнительных» (по отношению к простым системам) компонентов Дж. Мерсье в работах 1976 и 1980 гг. провел термодинамическую обработку экспериментальных данных по дупироксеновому сольвусу и растворимости Al в ортопироксенах в равновесии с глинозе-

мистой фазой (гранатом или шпинелью), а также статистически проанализировал корреляционные взаимосвязи между составами сосуществующих (равновесных) пироксенов. Это позволило Дж. Мерсье вывести ряд уравнений, с помощью которых можно рассчитывать независимо как температуру, так и давление по составу лишь одного пироксена (либо моноклинного, либо ромбического). При этом наличие в парагенезисе второго пироксена, граната или шпинели подразумевается. В ходе расчета по схеме Дж. Мерсье учитывается влияние на растворимость Ca в пироксенах таких элементов, как Fe, Al, Na, Cr, Mn.

Преимуществом метода Дж. Мерсье является то, что он позволяет рассчитывать температуры для сильно измененных пород, где сохранился лишь один пироксен (ромбический или моноклинный), а также для так называемых мегакристов.

Последовательность расчета температур, по схеме Дж. Мерсье, следующая.

а. Для моноклинного пироксена:

$$W = Ca / (Ca + Mg + Fe + Mn - 0,18Na);$$

$$A = (Al - 0,57Na) / 2;$$

$$F Cr = Cr / (Al + Cr - 0,57Na);$$

$$KW = (1 - 2W) / (0,833 + 0,334W);$$

$$KA = A \cdot (1 - A) (3,298 - 1,781 Mg - 0,128 \ln KW) / (1 - 0,71 F Cr)^2;$$

$$D = \ln KA \cdot \ln KW - 6,901 \ln KW + 2,2595 \ln KA - 29,471;$$

$$T^{\circ} C = (-3168,1 \ln KW - 53754) / D - 273.$$

Если значение W меньше 0,322, то величина KW рассчитывается следующим образом: $KW = (1 - 2W) / (0,862 + 0,276W)$. Остальной порядок расчета остается неизменным.

Отметим, что в приведенной выше схеме символы элементов обозначают количество атомов элемента в кристаллохимической формуле, рассчитанной на 6 атомов кислорода.

б. Для ромбического пироксена:

$$W = Ca / (Ca + Mg + Fe + Mn);$$

$$A = (Al - Na) / 2;$$

$$F Cr = Cr / (Al + Cr - Na);$$

$$KW = 11,976W / (1 - 2W);$$

$$KA = A \cdot (1 - A) (6,004 - 3,025Mg - 0,702 \ln KW) / (1 - 0,63 F Cr)^2;$$

$$D = \ln KA \cdot \ln KW - 6,2079 \ln KW + 2,2595 \ln KA + 31,037;$$

$$T^{\circ} C = (-3168,1 \ln KW + 53754) / D - 273.$$

Если значение $W_{\text{ди}}$ меньше 0,322, то величина KW рассчитывается следующим образом: $KW = 14,493W / (1 - 2W)$.

Остальной порядок расчета остается неизменным.

Приведенные выше методы обозначаются в дальнейшем как $M80(Mn)^T$ и $M80(Pn)^T$ соответственно.

Другим возможным подходом к учету сложности состава природных систем является эксперимент непосредственно с природными минералами. Т. Мори [42] провел опыты с одним образцом шпинелевого перидотита при $T=1200$ °С и $P=1,6$ ГПа. Затем выведенное в работе 1975 г. Т. Мори и Д. Грином уравнение двупироксенового термометра (МГ75) было модифицировано таким образом, чтобы в координатах $K-1/T$ кривая, являющаяся графическим выражением уравнения МГ75, перенесенная параллельно самой себе, проходила через эту единственную экспериментальную точку. Уравнение этой новой кривой следующее (далее обозначается как М77): $T = 10^4 / [0,41(\ln K)^2 + 0,37\ln K + 5,7]$.

Наконец, Т. Мори и Д. Грином была проведена серия экспериментов при $P=3,0$ ГПа в широком температурном диапазоне, где в качестве исходного материала служили смеси минералов из природных гранатовых лерцолитов. Статистическая обработка экспериментальных данных позволила Т. Мори и Д. Грину вывести целый ряд уравнений-геотермометров [43], в том числе и уравнение двупироксенового термометра, основанного на распределении Са и Mg (далее обозначается как МГ78 (Mn—Pn)¹): $T = 6860 / (-\ln K + 3,03)$.

Рассмотренные выше методы двупироксеновой термометрии основаны на распределении Са и Mg между сосуществующими пироксенами, т. е. фактически представляют собой графическое либо аналитическое выражение двупироксенового сольвуса, главным образом его диопсидовой ветви. В то же время в качестве потенциального геотермометра постоянно привлекает к себе внимание и Mg—Fe-обмен между сосуществующими пироксенами.

Наиболее детально этот вопрос был изучен Л. Перчуком [15], обобщившим экспериментальные и термометрические данные предыдущих исследователей и на этой основе выведшим следующее уравнение двупироксенового термометра — далее обозначается как П77 (Mn—Pn):

$$T, \text{ }^\circ\text{C} = 10^3 / [0,4305 - 0,1651 \ln \bar{K}_{FeO} + 1,1072 \bar{X}_{Mg} - 1,0525 \bar{X}_{Mg}^2 - 0,0304 (\ln \bar{K}_{FeO}) \cdot \bar{X}_{Mg}^2] - 273,$$

где $\bar{K}_{FeO} = \% \text{ FeO в Mn} / \% \text{ FeO в Pn}$, $\bar{X}_{Mg} = 0,5(X_{Mg}^{Mn} + X_{Mg}^{Pn})$,

$$X_{Mg}^{Pn} = Mg / (Mg + Fe + Mn).$$

Как отмечал Л. Л. Перчук, данное уравнение справедливо в высокотемпературной области до давлений не менее 4,5 ГПа.

Проанализировав взаимосвязи между кальциевостью ромбического и моноклинных пироксенов и температурами, рассчитанными по этому уравнению, Л. Л. Перчук [15] предложил дополнительно еще два «монопироксеновых» термометра, позволяющие производить оценки температур по составу либо моноклинного, либо ромбического пироксена (наличие второго пироксена в парагенезисе

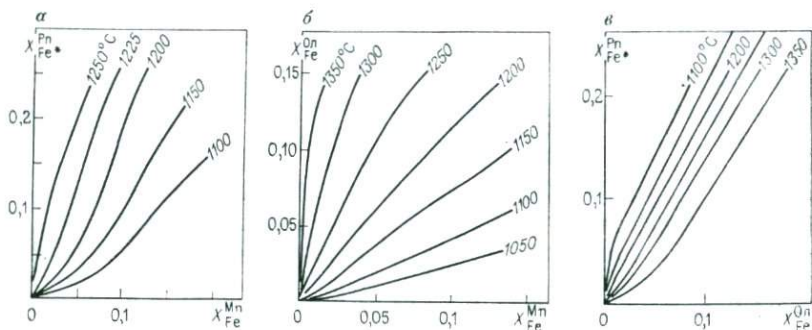


Рис. 9. Изотермы распределения Mg и Fe между сосуществующими минералами. а — между двумя пироксенами; б — между оливином и клинопироксеном; в — между оливином и ортопироксеном (по В. И. Ваганову)

подразумевается). Уравнения этих термометров следующие:

$$T, ^\circ\text{C} = 1917,73 - 5948,69X_{\text{Ca}}^{\text{Mn}} + 20877,81 (X_{\text{Ca}}^{\text{Mn}})^2 - 25832,676 (X_{\text{Ca}}^{\text{Mn}})^3;$$

$$T, ^\circ\text{C} = 1025,63 + 14082,51X_{\text{Ca}}^{\text{Pn}} - 148272,48 (X_{\text{Ca}}^{\text{Pn}})^2 + 151759,22 (X_{\text{Ca}}^{\text{Pn}})^3,$$

где $X_{\text{Ca}} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})$.

Эти уравнения обозначаются далее как П77 (Mп) и П77 (Pп).

В уже упоминавшейся работе [43] температурная зависимость распределения Mg и Fe между Mп и Pп представлена в виде — далее обозначается как MГ78 (Mп—Pп)²:

$$T = 1500/(\ln K + 1,07),$$

где $K = (X_{\text{Mg}}^{\text{Pп}}/X_{\text{Fe}}^{\text{Mп}})/(X_{\text{Fe}}^{\text{Pп}}/X_{\text{Mg}}^{\text{Mп}})$;

Наконец, упомянем, что В. И. Вагановым в 1976 г. были выведены изотермы распределения Mg и Fe между сосуществующими клино- и ортопироксеном на основе анализов равновесий ортопироксен—расплав и клинопироксен—расплав. Эта диаграмма приведена на рис. 9, а и далее обозначается как В76 (Mп—Pп).

Еще два двупироксеновых термометра базируются на распределении иных элементов. Б. Майсен в 1976 г. предположил, что реакция



может служить потенциальным геотермометром из-за близкого сходства между Al в шестерной координации и Cr. Эксперименты, проведенные с тремя перидотитовыми нодулями из нефелинитового туфа серии Гонолулу, Гавайи, позволили Б. Майсену откалибровать зависимость K_D данной реакции от температуры (далее обозначается как Mс76):

$$T = 1/(0,26 \ln K_D + 0,67),$$

где $K_D = (\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Cr})^{\text{Pн}}/(\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Cr})^{\text{Mн}}$, а $\text{Al}^{\text{VI}} = \text{Al}/2$.

По мнению Б. Майсена, ограничивающим фактором в приложимости данного термометра к природным образцам является повышенная хромистость последних. В то же время очень малый объемный эффект обменной реакции указывает на то, что величина K_D практически не зависит от давления.

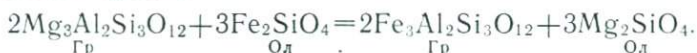
Р. Хервиг и Дж. Смит в 1980 г. проанализировали характер распределения Na между сосуществующими пироксенами из 67 образцов гранатовых и шпинелевых лерцолитов (Южная Африка, Соломоновы острова, США). Они установили, что массовое содержание (%) $K_D = \text{Na}_2\text{O}^{\text{Mn}}/\text{Na}_2\text{O}^{\text{Pn}}$ четко коррелирует с температурами, рассчитанными по методу П. Уэллса:

$$T, ^\circ\text{C} = [7326 / (3,06 + \ln K_D)] - 273.$$

По мнению авторов, распределение Na не зависит ни от давления, ни от состава сосуществующих пироксенов и сохраняет свою чувствительность в области низких температур, когда Ca—Mg-обмен между пироксенами уже «блокируется» вследствие низких скоростей диффузии. К сожалению, отсутствие экспериментальных данных не позволяет провести независимую калибровку данного термометра (обозначаемого далее как ХС80).

Завершая краткий обзор методов двупироксеновой термометрии, упомянем еще о довольно многочисленных попытках использовать в качестве термометра растворимость диопсида в энстатите, т. е. энстатитовую ветвь двупироксенового сольвуса. Действительно, содержание Ca в энстатите, равновесном с диопсидом, повышается по мере роста температуры, давая реальную основу для разработки геотермометра. Специально этот вопрос был рассмотрен К. Неру в 1976 г. Он пришел к выводу, что энстатитовая ветвь сольвуса более чувствительна к вариациям давления, чем диопсидовая. Величина Ca/Ca+Mg в Рп с ростом давления уменьшается, поэтому неучет роли давления при его изменении от 0,1 до 4 ГПа может привести к ошибкам в определении температур, достигающим 250 °С. Кроме того, добавление в систему Fe меняет наклон изобар в системе координат T —Ca/Ca+Mg+Fe. Наконец, подчеркнем, что крутой наклон энстатитовой ветви сольвуса (малые вариации величины Ca/Ca+Mg с температурой) при очень низких содержаниях Ca в Рп предъявляет повышенные требования к точности аналитических определений. Все это затрудняет применение ортопироксенового термометра. При дальнейшем рассмотрении мы используем два его варианта — М80(Рп)[†] и П77(Рп).

Для гранатовых гарцбургитов важное значение имеет равновесие оливин—гранат:



Это равновесие было экспериментально изучено Х. О'Нейлом и Б. Вудом в системе MgO—Al₂O₃—SiO₂ с добавлением Ca при $T=900$ — 1400 °С и $P=3$ ГПа. Всего было проведено 72 опыта, в части которых достижение равновесия контролировалось подходом «снизу» и «сверху».

Авторы установили, что K_D обменной реакции, равная

$$K_D = X_{Mg}^{Ol} \cdot X_{Fe}^{Gr} / X_{Fe}^{Ol} \cdot X_{Mg}^{Gr},$$

где $X_{Fe}^{Gr} = Fe / (Fe + Mg + Ca)$, является функцией температуры, соотношения Fe/Mg в минералах, содержания Ca в гранате, в меньшей степени давления. Повышение давления на 0,1 ГПа приводит к возрастанию равновесной температуры на 3—6 °С.

Используя для обобщения экспериментальных данных модель регулярного раствора, Х. О'Нейл и Б. Вуд вывели уравнение оливин-гранатового термометра (далее обозначается как О'НВ79):

$$T, ^\circ C = [902 + DV + (X_{Mg}^{Ol} - X_{Fe}^{Ol})(498 - 1,51(P - 3,0)) - 98(X_{Mg}^{Gr} - X_{Fe}^{Gr}) + 1347X_{Ca}^{Gr}] / (\ln K_D + 0,357) - 273,$$

где P выражено в ГПа, а параметр DV равен

$$DV = -462,5[1,0191 + (T - 1073)(2,87 \cdot 10^{-5})] \cdot (P - 2,63 \cdot 10^{-4}P^2 - 29,76) - 262,4[1,0292 + (T - 1073)(4,5 \cdot 10^{-5})] \times \\ \times (P - 3,9 \cdot 10^{-4}P^2 - 29,65) + 454[1,02 + (T - 1073)(2,84 \cdot 10^{-5})] \times \\ \times (P - 2,36 \cdot 10^{-4}P^2 - 29,79) + 278,3[1,0234 + (T - 1073)(2,3 \cdot 10^{-5})] \times \\ \times (P - 4,5 \cdot 10^{-4}P^2 - 29,6).$$

Для давления $P = 3$ ГПа параметр DV равен нулю.

По оценке авторов, точность термометра максимальна при $T \leq 1300$ °С и составляет около ± 60 °С.

В 1979 г. равновесие оливин—гранат в бескальциевой системе было экспериментально изучено Т. Кавасаки при $T = 1000$ — 1300 °С и $P = 2$ — 5 ГПа. Роль Ca оценивалась с учетом неидеальности взаимодействия Ca—Mg и Ca—Fe в гранате на основе теории симметричных регулярных растворов. Т. Кавасаки выведено уравнение термометра (далее обозначается как К79):

$$T = [-14,27 - 1,56(1 - 2X_{Fe}^{Ol})] P / (-0,83 - 1,99 \ln K) + \\ + [-1100 - 2700(1 - 2X_{Fe}^{Ol})] / (-0,83 - 1,99 \ln K) + \\ + [2120(X_{Mg}^{Gr} - X_{Fe}^{Gr}) - 2700 \cdot X_{Ca}^{Gr}] / (-0,83 - 1,99 \ln K),$$

где $K = X_{Fe}^{Gr} \cdot X_{Mg}^{Ol} / X_{Mg}^{Gr} \cdot X_{Fe}^{Ol}$, $X_{Mg}^{Gr} = Mg / (Mg + Fe + Ca)$.

Наконец, зависимость K_D от температуры в паре оливин—гранат была установлена Т. Мори и Д. Грином в ходе уже упоминавшихся экспериментов со смесями природных минералов из гранатовых лерцолитов [43]. Ими получено следующее уравнение — далее обозначается как МГ78 (Ол—Гр):

$$T, ^\circ C = 900 / (\ln K_D - 0,09) - 273.$$

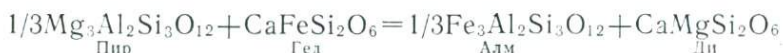
Парагенезис моноклинный пироксен—гранат представляет большой интерес как потенциальный геотермометр, применимый не только к ультраосновным породам, но и к эклогитам. Хорошо из-

вестно, что эклогиты, встречающиеся в разных геологических об-

$$K_D = X_{\text{Fe}}^{\text{Гр}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{Мп}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{Гр}} \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{Мп}}$$

становках, характеризуются различными величинами K_D , где

Большинством исследователей вариации K_D связываются с разницей в условиях формирования эклогитов, т. е. можно предположить, что обменное равновесие



чувствительно к физико-химическим параметрам, прежде всего температуре, поскольку, как показал в 1970 г. С. Банно на основе рентгенометрических определений мольных объемов минералов, это равновесие характеризуется сравнительно небольшим объемным эффектом и поэтому слабо зависит от давления.

В 1974 г. А. Рахейм и Д. Грин экспериментально изучили равновесие Мп—Гр для природных базальтовых составов при $T = 1000-1400$ °С и $P = 2-4$ ГПа и вывели уравнение, связывающее величину K_D с температурой и давлением. Авторы пришли к выводу, что, в противоречии с теоретическим выводом С. Банно, K_D весьма существенно зависит от давления, подчеркивая при этом, что их результаты приложимы лишь к породам базальтового состава с ограниченными вариациями химизма.

В дальнейшем усилия исследователей были сконцентрированы на выявлении того, в какой степени на величину K_D влияют особенности состава минералов. Д. Эллис и Д. Грин в 1979 г. провели эксперименты как с природными базальтовыми составами, так и с составами в рамках системы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ при $T = 750-1300$ °С и $P = 2,4-3$ ГПа. Авторы убедительно продемонстрировали, что при фиксированных значениях T и P величина K_D сильно зависит от кальциевости граната ($X_{\text{Ca}}^{\text{Гр}}$). Это прямо указывает на неидеальность $\text{Ca}-\text{Mg}$ взаимодействия в гранате. Д. Эллис и Д. Грин предложили следующее уравнение гранат-клинопироксенового термометра (далее обозначается как ЭГ79):

$$T = [3104X_{\text{Ca}}^{\text{Гр}} + 3030 + 108,6P (\text{ГПа})] / (\ln K_D + 1,9034),$$

где $X_{\text{Ca}}^{\text{Гр}} = \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe})$.

Авторы подчеркнули, что установленная зависимость K_D от $X_{\text{Ca}}^{\text{Гр}}$ является интегральным эффектом, суммирующим влияние всех неидеальных взаимодействий как в гранате, так и в пироксене.

С. Саксена в 1979 г. и Дж. Гангули в 1979 г. пробовали учесть влияние на данное равновесие и других элементов (помимо Са). Дж. Гангули обобщил некоторые экспериментальные данные предшествовавших исследователей на базе имевшихся термодинамических и термохимических сведений по гранатовым и клинопироксеновым твердым растворам. Им предложен следующий вариант

гранат-клинопироксенового термометра (далее обозначается как Г79):

$$\ln K_D = [(4100 + 110,7P)/T - 2,4] + \ln \psi,$$

где $\psi = (1586 \cdot X_{Ca}^{Gr} / T) + (1308 \cdot X_{Mn}^{Gr} / T)$.

Для давления 3 ГПа уравнение геотермометра приобретает вид:

$$T \text{ } ^\circ\text{C} = (4432 + 1586X_{Ca}^{Gr} + 1308X_{Mn}^{Gr}) / (\ln K_D + 2,4) - 273.$$

При использовании этого уравнения в целях термометрии ультрабазитов (особенно глубинных) можно опустить член, учитывающий марганцовистость граната, из-за стабильно низкого содержания Mn.

П. Доул в 1980 г. калибровал гранат-клинопироксеновый термометр на основе термодинамической интерпретации данных по составу минералов из метаморфических пород Руби Рейндж, Монтана, США, для которых температура равновесия была оценена независимо геологическими методами:

$$T = [2234 + 220P (\text{ГПа}) + 1509(X_{Fe}^{Gr} - \lambda_{Mg}^{Gr}) + 2810X_{Ca}^{Gr} + 2855X_{Mn}^{Gr}] / 1,987 \ln K_D.$$

В дальнейшем это уравнение обозначается как Д80.

Наконец, отметим, что в работе [43] среди прочих уравнений приведена и зависимость, связывающая величину K_D с температурой (далее обозначается как МГ78(Gr—Mn)): $T = 2800 / (\ln K_D + 1,19)$.

Равновесие гранат—ромбический пироксен (важное для анализа температур формирования гранатовых гарцбургитов) было экспериментально изучено С. Харлеем в 1984 г. в системах FeO—MgO—Al₂O₃—SiO₂ и CaO—FeO—MgO—Al₂O₃—SiO₂ при $T = 800\text{—}1200 \text{ } ^\circ\text{C}$ и $P = 0,5\text{—}3 \text{ ГПа}$. В качестве исходных веществ использовались стекла с затравками (кристалликами граната и ортопироксена). Достижение равновесия в ходе опытов не доказано; кроме того, интерпретация результатов экспериментов затруднялась из-за обогащения продуктов опытов железом из железных ампул. С помощью термодинамической обработки экспериментальных данных получено уравнение термометра (далее обозначается как Х84):

$$T = [3740 + 1400X_{Ca}^{Gr} + 228,6P (\text{ГПа})] / (1,987 \ln K + 1,96),$$

где $K = (\text{Fe}/\text{Mg})^{Gr} / (\text{Fe}/\text{Mg})^{Pn}$.

С. Харлей отметил, что точность и воспроизводимость гранат-ортопироксенового геотермометра ограничены вследствие больших относительных ошибок как экспериментальных данных, так и анализов природных минералов. Тем не менее автор считает, что этот геотермометр дает корректные оценки температур для различных природных образцов. Для этого же равновесия Т. Мори и Д. Грин предложили следующее уравнение термометра (далее обозначается как МГ78(Gr—Pn)): $T = 1300 / (\ln K + 0,12)$.

Для ультраосновных парагенезисов, не содержащих ромбический пироксен, важную роль играет равновесие оливин—моноклинный пироксен, однако до настоящего времени многочисленные попытки получить на основе этого равновесия практически работающий геотермометр не дали сколько-нибудь убедительных результатов. В дальнейшем анализе мы используем четыре различных варианта оливин-клинопироксенового термометра.

В работе [43] зависимость коэффициента распределения Mg и Fe между Ol и Mп от температуры дается следующим уравнением — далее обозначаемым как МГ78 (Ол—Мп):

$$T = 1900 / (\ln K + 1,28),$$

где $K = (X_{\text{Fe}}^{\text{Ol}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{Mп}}) / (X_{\text{Mg}}^{\text{Ol}} \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{Mп}})$.

В. И. Вагановым в 1976 г. построены изотермы распределения Mg и Fe между оливином и клинопироксеном на основе термодинамического анализа равновесий оливин—расплав и клинопироксен—расплав (см. рис. 9, б), далее обозначаемых как В76 (Ол—Мп).

Изучение распределения хрома между оливином и клинопироксеном показало, что оно является перспективным в целях термометрии. В 1981 г. Х. Штох, используя составы 19-ти шпинелевых лерцолитов, наметил зависимость $D_{\text{Cr}}^{\text{Mп/Oл}} (D_{\text{Cr}} = \text{Cr}^{\text{Mп}} / \text{Cr}^{\text{Oл}})$ от температуры. Температура определялась по содержанию Са в ортопироксене (по данным Д. Линдсли и С. Диксона, представленным в аналитической форме Т. Захтлебенем и Х. Секком в 1981 г.). Им выведено следующее уравнение (обозначаемое как Ш81): $T = 11934 / (\ln D_{\text{Cr}} + 4,92)$.

В 1982 г. Р. Хервиг и Дж. Смит предложили аналогичную зависимость, проанализировав составы минералов из различных гранатовых и шпинелевых ультрабазитов и использовав для калибровки уравнение П. Уэллса. Уравнение этих авторов имеет вид: $T = 8787 / (\ln D_{\text{Cr}} + 2,87)$. Далее оно обозначается как ХС82.

Наконец, остановимся на равновесии оливин—ромбический пироксен, важном для термометрии гарцбургитов. Именно на примере этого равновесия Г. Рамберг и Дж. Де Воре в 1951 г. разработали термодинамические основы использования обменных реакций как показателей температуры. Однако последующие многочисленные экспериментальные и теоретические работы показали, что распределение Fe и Mg между оливином и ортопироксеном мало зависит от температуры, по крайней мере в интервале 700—1300 °С. Тем не менее, учитывая исключительную важность этого равновесия, мы в дальнейшем анализе используем пять различных вариантов оливин-ортопироксенового термометра.

В. И. Вагановым в 1976 г. на базе термодинамического обобщения равновесий оливин—расплав и ортопироксен—расплав были выведены изотермы распределения Mg и Fe между сосуществующими оливином и ортопироксеном (в равновесии с расплавом). Этот графический оливин-ортопироксеновый термометр приведен на рис. 9, в — далее обозначается как В76 (Ол—ОРп).

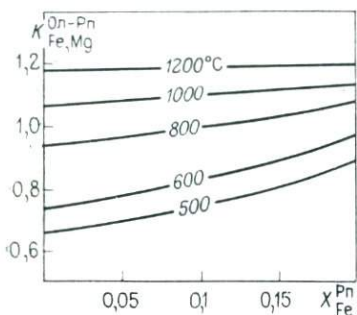


Рис. 10. Зависимость коэффициента распределения Mg и Fe в паре Ол—Рп от температуры и железистости Рп. Увеличенный фрагмент диаграммы (по Р. Сэку)

Упомянем также уравнение Т. Мори и Д. Грина [43], основанное на экспериментах с природными минералами из гранатовых лерцолитов:

$$T = 400 / (\ln K_D + 0,21), \text{ где } K_D = (X_{\text{Fe}}^{\text{Ol}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{Pn}}) / (X_{\text{Mg}}^{\text{Ol}} \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{Pn}}),$$

которое далее обозначается как МГ78(Ол—Рп).

Р. Сэк в 1980 г., проводя переинтерпретацию термодинамических данных по твердым растворам оливина и ортопироксена с помощью модели Брегга—Вильямса, предложил новый вариант оливин-ортопироксенового термометра (для магнезиальных составов увеличенный фрагмент диаграммы Р. Сэка приведен на рис. 10, далее обозначается как С80). По мнению автора, ассоциация Ол—Рп может служить достаточно чувствительным геотермометром при мольной доле фаялита в оливине меньше 0,2 или больше 0,6, т. е. в области существенно магнезиальных и существенно железистых составов. Однако для магнезиальных составов значительному температурному диапазону (800—1200 °С) отвечает изменение величины K_D всего лишь от 0,9 до 1,2, поэтому даже небольшие аналитические ошибки при определении состава минералов могут резко исказить показания данного геотермометра.

Давление

Наиболее распространенный метод оценки давления основывается на том эффекте, что предельное содержание Al_2O_3 в ромбическом пироксене в равновесии с гранатом, определяемое реакцией:



достаточно интенсивно зависит от P , чтобы создать чувствительный барометр. Растворимость глинозема в Рп зависит также от

А. Н. Сутурин в 1978 г. предложил следующее уравнение, связывающее K_D с температурой:

$$T^\circ \text{C} = 1640 / (1,303 - \ln K_D) - 273,$$

где $K_D = (\text{Fe}/\text{Mg})^{\text{Ol}} / (\text{Fe}/\text{Mg})^{\text{Pn}}$.

Далее это уравнение обозначается как Ст78.

Попытку откалибровать зависимость коэффициента распределения Сг между оливином и ортопироксеном от температуры предприняли также Р. Хервиг и Дж. Смит в 1982 г. Ими выведено уравнение по калибровке П. Уэллса: $T = 5540 / (\ln D_{\text{Cr}}^{\text{Pn/Pn}} + 1,86)$. Далее это уравнение обозначается как ХС82(Ол—Рп).

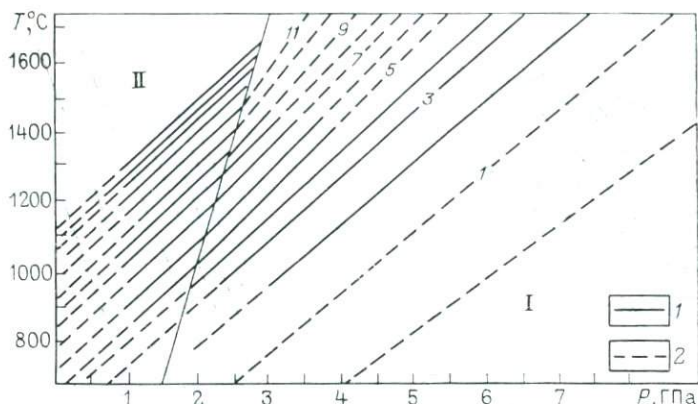


Рис. 11. Массовое содержание Al_2O_3 в ортопироксене в равновесии с гранатом (I) или шпинелью (II) (по И. Мак-Грегору).

1 — экспериментально установленные изолинии; 2 — экстраполяция

температуры и, что вполне естественно, от особенностей состава минералов.

И. Мак-Грегор [40] в своей пионерской работе на основании экспериментов в простой системе Эн—Пир ($\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$) построил практически работающий геобарометр—диаграмму, где в PT -координатах нанесена серия изоплет — линий равных содержаний Al_2O_3 в Рп (рис. 11, далее обозначается как МкГ74). Этот барометр получил широкое распространение несмотря на то, что И. Мак-Грегором не была подтверждена равновесность продуктов опыта и, как следствие, точность локализации изоплет.

Позднее данные И. Мак-Грегора подверглись ревизии. Л. Лейн и Д. Гангули в 1980 г. провели эксперименты в той же системе Эн—Пир при температурах 960—1300 °С и давлениях 2,6—4 ГПа, причем авторы убедительно продемонстрировали достижение равновесия в ходе опытов путем подхода как «сверху», так и «снизу». Построенный ими геобарометр приведен на рис. 12, а (обозначается далее как ЛГ80).

Д. Перкинс, Т. Холленд и Р. Ньютон [45] провели аналогичные исследования в более широком интервале температур и давлений: 900—1600 °С и 1,5—4 ГПа, также используя подход «сверху» и «снизу», и предложили свой вариант барометра (см. рис. 12, б, обозначается как ПХН81).

Вышеизложенное относится к собственно экспериментальным работам в простой системе Эн—Пир. Отметим, что Л. Л. Перчуком [16] на теоретической основе были обобщены все известные на тот день экспериментальные данные и выведены уравнения, позволяющие рассчитывать давления, если известны температура и содержание глинозема в РП:

$$0,1P(\text{ГПа}) = 15 + (26,5 - 0,045T) (\ln N - 3,778 + 3150/(T - 273))$$

при $N < 4\%$;

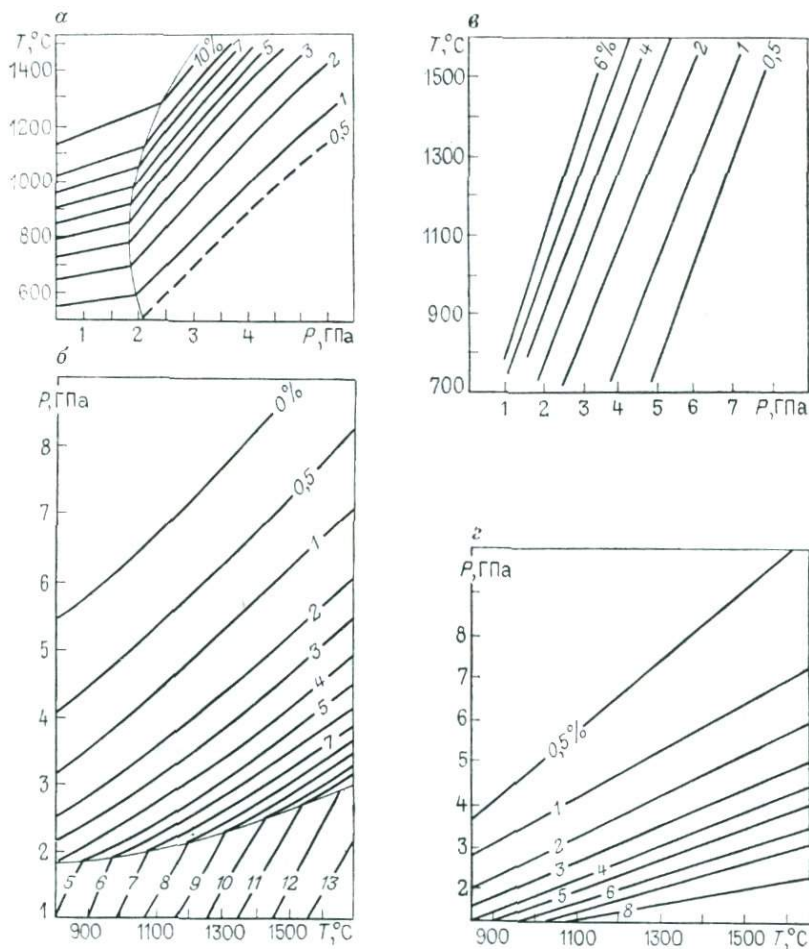


Рис. 12. Массовое содержание Al_2O_3 в ортопироксене в равновесии с гранатом по данным различных исследователей.

a — Лейн, Гангули, 1980; *б* — Перкинс, Холленд, Ньютон, 1981; *в* — Акелла, 1976; *г* — Перкинс, Ньютон, 1980

$$0,1P(\text{ГПа}) = 20 + (27,53 - 0,028T)(\ln N - 4,175 + 3077/(T - 273))$$

при $N > 4\%$,

где N — массовое содержание, % Al_2O_3 в Рп. Метод обозначается далее как П77.

Параллельно развивались исследования в более сложных по составу системах с введением одного и более дополнительных компонентов, с тем чтобы приблизить состав экспериментально изучаемых систем к составу природных. Дж. Акеллой в 1976 г. проведены опыты в системе $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$; кроме того, в некоторых опытах использовались смеси природных минералов из грана-

товых лерцолитов. Параметры экспериментов: $P=2,6-4,4$ ГПа, $T=1000-1500$ °С. Для подтверждения достижения равновесия применялся подход «сверху» и «снизу». Построенная по результатам опытов диаграмма-барометр приведена на рис. 12, в (обозначается как А76).

Дж. Акелла пришел к выводу, что в Са-содержащих системах при одном и том же давлении гранат равновесен с энстатитом, содержащим меньше количество Al_2O_3 , чем в «чистой» системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2$. Поэтому при прямом переносе данных по простым системам на природные будет происходить завышение значений P . Аналогичный эффект на содержание глинозема оказывает Fe, а вот небольшие количества TiO_2 практически не влияют на растворимость Al_2O_3 в Рп.

Глиноземистость ортопироксена в равновесии с гранатом в системе $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ изучалась также Т. Перкинсом и Р. Ньютоном в 1980 г. при $P=2-3$ ГПа и $T=900-1100$ °С. Предложенная ими серия изоплет приведена на рис. 12, г (обозначается как ПН80). Как и Дж. Акелла, авторы пришли к выводу, что растворимость Al_2O_3 в ромбическом пироксене заметно снижается в присутствии Са.

Пожалуй, наиболее полная попытка экспериментально учесть влияние дополнительных компонентов предпринята в работе [34]. Опыты проводились в системах $FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ и $CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ при $P=0,5-2$ ГПа и $T=800-1200$ °С. В результате авторами выведено следующее уравнение (обозначается как ХГ82):

$$P(\text{ГПа}) = \left\{ (R \ln K - 2,93) T + 5650 + 5157 \left(1 - X_{Al}^{MI} \right) \times \right. \\ \left. \times \left(1 - 2X_{Al}^{MI} \right) X_{Fe}^{Pp} - 6300 \left[X_{Ca}^{Gp} \cdot X_{Fe}^{Gp} + \left(X_{Ca}^{Gp} \right)^2 \right] \right\} / 10 \Delta V,$$

где $\Delta V = - \left[183,3 + 178,98 \left(X_{Al}^{MI} \left(1 - X_{Al}^{MI} \right) \right) \right]$;

$$X_{Ca}^{Gp} = Ca/Ca + Mg + Fe; \quad X_{Fe}^{Gp} = Fe/Ca + Mg + Fe.$$

X_{Al}^{MI} рассчитывается как половинное количество всех атомов Al в кристаллохимической формуле, т. е. $X_{Al}^{MI} = Al/\nu'$

Согласно С. Харлею и Д. Грину, метод применим для определения давления как для глубинных гранатовых перидотитов, так и для гранатсодержащих пород гранулитовой фации метаморфизма. Ограничениями метода являются высокие концентрации в минералах таких элементов, как Fe, Cr, Mn, а также очень низкие содержания Al_2O_3 в Рп.

Наряду с экспериментами, ряд исследователей пробовал учесть роль дополнительных компонентов чисто термодинамическим путем, основываясь на модели либо идеальных, либо регулярных твердых растворов с теми или иными допущениями. Как уже отмечалось при рассмотрении термометров, в основе этих способов

лежит полуэмпирический метод, разработанный Б. Вудом и С. Банно [48] и в 1974 г. специализированный в целях барометрии Б. Вудом, обобщившим экспериментальные данные И. Мак-Грегора. Уравнения Б. Вуда учитывают роль хрома (вариант «а») и натрия (вариант «б»). Позднее, в 1979 г., Д. Эгглер предложил также учитывать неидеальность взаимодействия Са—Сг в гранате, введя в уравнения Б. Вуда соответствующий член (вариант «в»).

Результаты, получаемые с помощью уравнений Б. Вуда, были детально проанализированы А. Финнерти и Ф. Бойдом [31]. Они показали, что при частичном учете сложности состава природных минералов (варианты «а» и «б») получаемые значения P несколько отличаются от данных И. Мак-Грегора. Однако при более полном учете состава (вариант «в») значения P снова сближаются со значениями, считываемыми с диаграммы И. Мак-Грегора. Поэтому уравнения Б. Вуда во всех трех модификациях далее не рассматриваются.

Наиболее полно роль дополнительных компонентов в составе ромбического пироксена учтена в уже упоминавшемся (при рассмотрении термометров) методе Дж. Мерсье [41]. Им предложена схема расчета давления по валовому химическому составу пироксенов (раздельно для моноклинного и ромбического), которая повторяет аналогичную схему для расчета температур, и лишь на последней стадии расчета применяются уравнения.

Для Мп — далее обозначается как М80(Мп)^Р: $P = (176,43 \times \ln KW - 706,14 \ln KA - 224,56) / D$.

Для Рп — далее обозначается как М80(Рп)^Р: $P = (176,43 \times \ln KW - 706,14 \cdot \ln KA - 264,9) / D$.

Подводя итог краткому рассмотрению методов оценки давления по растворимости глинозема в ромбическом пироксене в равновесии с гранатом, отметим, что, несмотря на высокий уровень современной экспериментальной техники и весомые успехи в изучении термодинамических свойств гранатовых и ортопироксеновых твердых растворов, однозначно «наилучшего» барометра до сих пор не получено. Это связано: 1) с трудностями калибровки аппаратуры высокого давления; 2) с необходимостью строгой фиксации достижения равновесия; 3) с существующими пока еще многими неясностями в вопросе о влиянии на растворимость глинозема входящих в состав природных минералов «дополнительных» компонентов.

Вполне объяснимо поэтому стремление исследователей разработать независимые барометры, основанные на иных эффектах. Работами Р. Уорнера и В. Луса в 1973 г. и Т. Симкина и Дж. Смита в 1970 г. была намечена взаимосвязь между концентрацией Са в оливине и условиями его кристаллизации. Авторы предположили, что главным фактором, контролирующим содержание Са в оливине, является давление. В 1976 г. А. Финнерти на основе экспериментальных данных в безжелезистой системе, моделирующей гранатовые лерцолиты, подтвердил, что кальциевость оливинов действительно уменьшается по мере роста давления. Однако, по данным

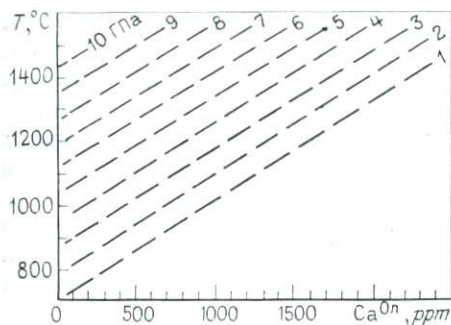


Рис. 13. Зависимость кальциевости оливина, равновесного с двумя пироксенами, от T и P (по А. Финнерти, Ф. Бойду)

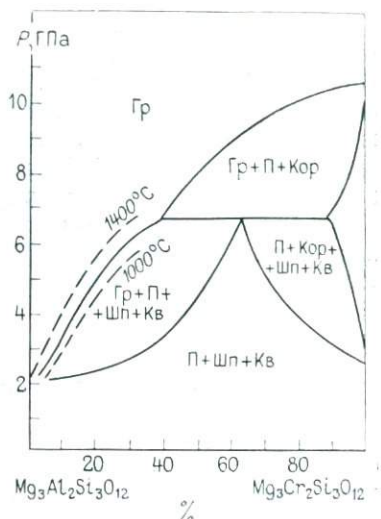


Рис. 14. Фазовые соотношения в системе пироп—кноррингит (по Т. Ирифуне, Ю. Хария)

А. Финнерти, не менее важную роль играет и температура: возрастание температуры приводит к возрастанию кальциевости оливина.

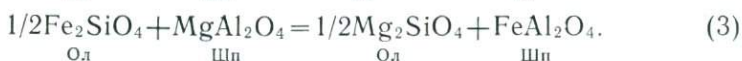
Наиболее полно вариации содержания Са в оливине, находящемся в равновесии с клино- и ортопироксеном, экспериментально изучены А. Финнерти и Ф. Бойдом [30]. Обобщение полученных опытных данных позволило этим исследователям построить в PT -координатах серию изоплет—Са в оливине. Диаграмма А. Финнерти и Ф. Бойда (рис. 13) представляет собой независимый геобарометр (далее обозначается как ФБ78). Важное его достоинство — возможность определения давлений не только для фации гранатовых ультрабазитов, поскольку активность Са в системе при любых произвольных значениях P и T фиксируется равновесием моноклинного и ромбического пироксенов. Надо, однако, помнить, что для использования данного метода необходимо как можно более точное определение концентрации Са в оливине, что существенно повышает требования к аналитическим исследованиям.

Потенциально важный барометр может быть разработан на основе состава гранатов. Известно, что гранаты ультраосновного парагенезиса, встреченные в виде включений в алмазах, характеризуются высоким содержанием хрома при одновременно низких содержаниях Са, что приводит к появлению в их составе до 50—55 молекулярных процентов кноррингитового минала $Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$ [22]. В то же время в менее глубоких образованиях кноррингитовая составляющая резко уменьшается. Естественно поэтому попытка рассматривать количество кноррингита в гранате как функцию давления.

Экспериментально твердый раствор пироп—кноррингит изучался И. Ю. Малиновским, В. С. Ровшей, Ю. М. Быковой и Ю. С. Геншафтом, А. Рингвудом, Т. Ирифуне, Ю. Хария и др. Было установлено, что до давлений примерно 9 ГПа пироп и кноррингит образуют непрерывную серию твердых растворов, а чистый кноррингит устойчив при $P=10,5$ ГПа (при $T=1200$ °С). В наиболее полном виде фазовая диаграмма пироп—кноррингит приведена на рис. 14. Нижнюю границу стабильности граната на этой диаграмме можно использовать в качестве барометра (обозначаемого далее как ИХ83), помня при этом, что считываемые с диаграммы значения давлений являются минимальными.

Парагенезисы фации шпинелевых ультрабазитов

Термометрия шпинелевых ультрабазитов базируется главным образом на минеральных равновесиях, включающих шпинель. Они могут быть описаны тремя независимыми химическими реакциями:



Реакция (1) относится к системе $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$, реакция (2) к системе $\text{MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$, реакция (3) к системе $\text{MgO—FeO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$.

Константы равновесия данных реакций соответственно равны:

$$K_1 = a_{\text{CaAl}_2\text{SiO}_6}^{\text{Мп}} \cdot a_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}^{\text{Ол}} / a_{\text{CaMgSi}_2\text{O}_6}^{\text{Мп}} \cdot a_{\text{MgAl}_2\text{O}_4}^{\text{Шп}};$$

$$K_2 = a_{\text{MgAl}_2\text{SiO}_6}^{\text{Рп}} \cdot a_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}^{\text{Ол}} / a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Рп}} \cdot a_{\text{MgAl}_2\text{O}_4}^{\text{Шп}};$$

$$K_3 = (a_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}^{\text{Ол}})^{1/2} \cdot a_{\text{FeAl}_2\text{O}_4}^{\text{Шп}} / (a_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4}^{\text{Ол}})^{1/2} \cdot a_{\text{MgAl}_2\text{O}_4}^{\text{Шп}}.$$

Реакции (1) и (2) были экспериментально и теоретически изучены К. Херзбергом и Н. Чепменом в 1976 г., И. Мак-Греггором в 1974 г., М. Обатой в 1976 г., Т. Мори в 1977 г. Т. Мори [42] предположил, что участвующие в равновесиях минералы в первом приближении могут рассматриваться как идеальные твердые растворы, а распределение Mg и Fe по позициям M^I и M^{II} в пироксенах определяется так же, как и в методе Вуда—Банно [48]. Тогда активности компонентов будут равны:

$$a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Рп}} = (X_{\text{Mg}}^{\text{M}^{II}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{M}^I})^{\text{Рп}};$$

$$a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Рп}} = (X_{\text{Mg}}^{\text{M}^{II}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{M}^I})^{\text{Рп}};$$

$$a_{\text{CaAl}_2\text{SiO}_6}^{\text{Мп}} = [X_{\text{Mg}}^{\text{M}^{II}} \cdot \min(X_{\text{Al}}^{\text{M}^I}, X_{\text{Al}}^{\text{M}^{II}})]^{\text{Мп}};$$

$$a_{\text{MgAl}_2\text{SiO}_6}^{\text{Pn}} = [X_{\text{Mg}}^{\text{MII}} \cdot \min(X_{\text{Al}}^{\text{MI}}, X_{\text{Al}}^{\text{T}})]^{\text{Pn}};$$

$$a_{\text{CaMgSi}_2\text{O}_6}^{\text{Mn}} = (X_{\text{Ca}}^{\text{MII}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{MI}})^{\text{Mn}};$$

$$a_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}^{\text{Ol}} = [(X_{\text{Mg}})^2]^{\text{Ol}};$$

$$a_{\text{MgAl}_2\text{O}_4}^{\text{Шпн}} = [X_{\text{Mg}} \cdot (X_{\text{Al}})^2]^{\text{Шпн}}.$$

Здесь $X_{\text{Al}^{\text{T}}}=2\text{-Si}$, а остальной Al относится в позицию M^{I} . Значок \min обозначает, что из двух величин $X_{\text{Al}^{\text{T}}}$ и $X_{\text{Al}}^{\text{MI}}$ в расчете используется лишь одна, меньшая.

Тогда константы равновесия реакций (1) и (2) будут соответственно равны:

$$K_1 = [X_{\text{Ca}}^{\text{MII}} \cdot \min(X_{\text{Al}}^{\text{MI}}, X_{\text{Al}}^{\text{T}})]^{\text{Mn}} \cdot [(X_{\text{Mg}})^2]^{\text{Ol}} / (X_{\text{Ca}}^{\text{MII}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{MI}})^{\text{Mn}} \times \\ \times [X_{\text{Mg}} \cdot (X_{\text{Al}})^2]^{\text{Шпн}};$$

$$K_2 = [X_{\text{Mg}}^{\text{MII}} \cdot \min(X_{\text{Al}}^{\text{MI}}, X_{\text{Al}}^{\text{T}})]^{\text{Pn}} \cdot [(X_{\text{Mg}})^2]^{\text{Ol}} / (X_{\text{Mg}}^{\text{MII}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{MI}})^{\text{Pn}} \times \\ \times [X_{\text{Mg}} \cdot (X_{\text{Al}})^2]^{\text{Шпн}}.$$

Как уже отмечалось, реакция (1) была экспериментально изучена К. Херзбергом и Н. Чепменом при $P=1,6$ ГПа и $T=1100\text{—}1400$ °С. Т. Мори [42], обобщив данные этих авторов, предложил следующее термометрическое уравнение (далее обозначается как $X_{\text{C76}}(K_1)$):

$$T = 10^4 / (-1,083 \ln K_1 + 4,8).$$

Для реакции (2) аналогичное уравнение выведено Т. Мори на основе экспериментальных данных И. Мак-Грегора — обозначается как $\text{MkГ74}(K_2)$:

$$T = 10^4 / (0,357 (\ln K_2)^2 - 0,53 \ln K_2 + 5,2).$$

Если вместо результатов И. Мак-Грегора использовать данные М. Обаты, то уравнение приобретает вид — обозначается как $076(K_2)$:

$$T = 10^4 / (-2,061 \ln K_2 + 3,454).$$

Т. Мори [42], пытаясь обеспечить корректность приложения данных по простой системе CaO—MgO—SiO_2 к природным образцам, использовал результаты одного эксперимента с образцом шпинелевого перидотита 2К из базальтов Виктории при $T=1200$ °С и $P=1,6$ ГПа. Затем приведенные выше зависимости, выраженные графически в виде кривых в координатах $K_D\text{—}1/T$, были перенесены параллельно самим себе так, чтобы они проходили через единственную экспериментальную точку. Аналитическое выражение новых зависимостей следующее:

$$T = 10^4 / (-1,08 \ln K_1 + 5,12);$$

$$T = 10^4 / [(0,357 \ln K_2 - 0,177 \ln K_2 + 5,04)];$$

$$T = 10^4 / (-2,06 \ln K_2 + 2,69).$$

Они обозначаются далее как $M77(K_1)$, $M77(K_2)$ а и $M77(K_2)$ б.

Наиболее полно растворимость Al в ромбическом пироксене в равновесии с оливином и шпинелью в системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ была экспериментально изучена Т. Гаспариком и Р. Ньютоном в 1984 г. Опыты проводились в интервале температур 1030—1600 °С и давлений 10—28 ГПа. В отличие от предыдущих исследований во всех 15 опытах достижение равновесия строго контролировалось подходом «сверху» и «снизу». В результате Т. Гаспариком и Р. Ньютоном получено уравнение: $T \text{ °С} = 3857K_2 + 443 + P \times 10$ (ГПа), далее обозначаемое как ГН84.

Хотя в работах перечисленных выше исследователей сложность состава природных минералов частично учитывалась при расчете K_D с помощью модели идеальной ионной решетки, Т. Захтлебен и Г. Сэк в 1981 г. показали, что в шпинелевых перидотитах, сформировавшихся в изотермических условиях, наблюдается четкая корреляция величины K_2 с хромистостью шпинели. Они изучили ксенолиты шпинелевых перидотитов из трубок взрыва Западного Эйфеля, которые по комплексу петрографо-минералогических признаков отчетливо подразделяются на две группы. Для расчета температур Т. Захтлебен и Г. Сэк на основе экспериментальных данных Д. Линдсли и С. Диксона вывели уравнение, связывающее температуры с кальциевоcтью ромбического пироксена:

$$T, \text{ °С} = 812 + 163,1 \cdot X - 10,3 (X)^2,$$

где X — содержание Ca_2SiO_3 в Рп, т. е. $X = (Ca/2) \cdot 100$.

По мнению авторов, использование в качестве термометра энстатитовой ветви пироксенового сольвуса более предпочтительно, так как ее положение меньше зависит от присутствия дополнительных компонентов, в первую очередь Fe и Al.

В изученных образцах содержания Са в каждой группе близки, хотя Al сильно варьирует. По данному уравнению, шпинелевые перидотиты каждой группы формировались в узком температурном диапазоне (945—960 °С и 1150—1165 °С), что хорошо согласуется с петрографо-минералогическими особенностями пород. В то же время температуры, рассчитанные по величине K_2 , дают значительно больший разброс значений, причем отклонения тем сильнее, чем выше хромистость шпинели, и максимально достигают 220 °С.

Т. Захтлебеном и Г. Сэком предложено эмпирическое уравнение, позволяющее учитывать влияние хромистости шпинели на величину K_2 : $T \text{ °С} = (4,59 + \ln K_2 - 1,552 Y_{Cr}^{III}) / 0,0025$, далее обозначаемое как ЗС81.

Кратко описанные выше методы базируются на равновесиях (1) и (2), определяющих содержания Al в моноклинном (1) и ромбическом (2) пироксенах в парагенезисе с оливином и шпинелью. В принципе по аналогии с парой Рп—Гр возможно использо-

вание глиноземистости ромбического пироксена, равновесного с глиноземистой шпинелью, и без учета состава сосуществующих минералов.

И. Мак-Грегор [40] пришел к выводу, что, как и в случае гранатосодержащих парагенезисов, в парагенезисах со шпинелью растворимость Al_2O_3 в Рп является функцией как температуры, так и давления и может быть использована в качестве геобарометра. Позднее его данные подверглись ревизии. Д. Преснолл в 1975 г. предположил, что в PT -координатах наклон изоплет в области шпинелевых перидотитов отрицателен. Однако теоретические работы Б. Вуда в 1975 и М. Обаты в 1976 г., Р. Ньютона, эксперименты П. Анастаси и Ф. Сейферта в 1972 г., К. Херцберга и С. Чепмена в 1976 г., Т. Фуи в 1976 г., С. Диксона и Д. Преснолла в 1977 г., Т. Мори [42], П. Денкверта и Р. Ньютона в 1978 г., Т. Гаспарика в 1984 г., Т. Гаспарика и Р. Ньютона в 1984 г. и других показали, что в равновесии со шпинелью содержание Al_2O_3 в Рп практически не зависит от давления и определяется главным образом температурой, т. е. может служить геотермометром.

Для дальнейшего анализа мы использовали два таких термометра: диаграммы Р. Ньютона [14] и Т. Гаспарика [32]. Диаграмма Р. Ньютона построена путем обобщения всех экспериментальных и калориметрических данных этого исследователя. К сожалению, она ограничивается изоплетой 4% Al_2O_3 , тогда как во многих ортопироксенах из шпинелевых перидотитов содержится менее 4% Al_2O_3 . Экспериментальная диаграмма Т. Гаспарика в настоящее время является, пожалуй, наиболее достоверной. Она базируется на опытах в системах $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ (15 различных сочетаний P и T в интервале $T=1030-1600$ °С и $P=1,0-2,8$ ГПа) и $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ (16 сочетаний в интервале 1300—1400 °С и 1—2,1 ГПа), причем во всех опытах достижение равновесия контролировалось «сверху» и «снизу». Эти методы обозначаются далее как Н79 и Г84.

Важное значение имеет оливин-шпинелевое равновесие, впервые рассмотренное в качестве потенциального геотермометра Т. Ирвином в 1965 г. Он установил, что коэффициент распределения Mg и Fe между оливином и шпинелью K_D , равный

$$K_D = X_{Mg}^{Ol} \cdot X_{Fe}^{Шп} / X_{Fe}^{Ol} \cdot X_{Mg}^{Шп},$$

можно представить в виде

$$\ln K_D = \ln K_1 + \ln K_2 Y_{Cr}^{Шп} + \ln K_3 Y_{Fe^{3+}}^{Шп},$$

где $Y_i^{Шп} = i / Cr + Al + Fe^{3+}$ — мольная доля трехвалентных катионов в октаэдрической позиции структуры шпинели, а K_1, K_2, K_3 — константы равновесия соответствующих реакций:



Э. Джексон в 1969 г. дал первую калибровку оливин-шпинелевого термометра, используя имеющиеся на тот день термохимические данные. Уравнение Э. Джексона, обозначаемое далее как Д69, приведено ниже:

$$T = (5580\alpha + 1018\beta - 1720\gamma + 2400) / (0,90\alpha + 2,56\beta - 3,08\gamma + 1,987 \ln K_D),$$

где α , β , γ — коэффициенты в формуле шпинели $(Mg_1 Fe^{+2})(Cr_x Al_3 \times Fe_\gamma^{+3})_2 O_4$.

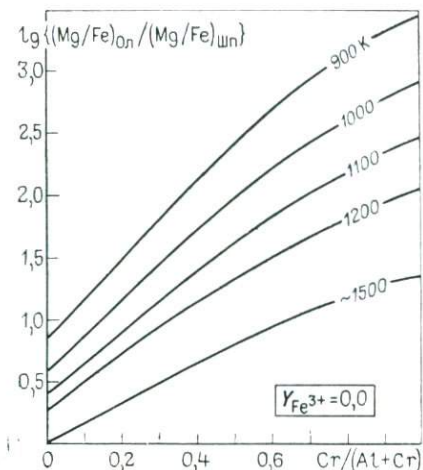
В 1975 г. Б. Эванс и Б. Фрост провели эмпирическую калибровку этого термометра, взяв за основу составы оливин-шпинелевых пар из метаморфических пород, достигших равновесия, по независимым оценкам при 700 °С, а также из пемз вулкана Килауэа Ики и толеитовых базальтов Срединно-Атлантического хребта, с температурой равновесия 1225—1220 °С. Позднее, в 1977 г., Т. Фуджи экспериментально изучил распределение Mg и Fe между оливин и шпинелью при температуре 1200 °С и давлениях 0,0001 ГПа и 1,5 ГПа. Полученная им изотерма заметно отличается от аналогичной изотермы Б. Эванса и Б. Фроста, однако составы оливина и шпинели в опыте Т. Мори [42] для температуры 1200 °С хорошо согласуются с данными Т. Фуджи.

В 1979 г. Ж. Фабри предложил новую калибровку оливин-шпинелевого термометра, взяв за основу изотерму 700 °С Л. Медариса и изотерму 1200 °С Б. Эванса и Б. Фроста с добавлением единичных экспериментальных точек, полученных другими исследователями. В результате Ж. Фабри выведено уравнение: $T = (4250Y_{Cr}^{шп} + 1343) / \ln K_D^0 + 1,825Y_{Cr}^{шп} + 0,571$, далее обозначаемое как Ф79. Подчеркнем, что в данном уравнении величина K_D^0 представляет собой нормализованный параметр, скорректированный на состав шпинели без Fe^{3+} , и равна $\ln K_D^0 = \ln K_D - 4,0Y_{Cr}^{шп}$.

Коэффициент 4,0 взят у Т. Ирвина. По данным П. Роддера, полученным в 1979 г., этот коэффициент равен 2,0 при 1200 °С. Однако, по мнению Ж. Фабри, эта разница в силу низкого содержания Fe^{3+} в шпинелях из шпинелевых перидотитов не имеет существенного значения. Забегая вперед, отметим, что, действительно, использование в уравнении Ж. Фабри нескорректированного параметра K_D вместо K_D^0 приводит к отклонению расчетных температур в пределах 10—50 °С (в зависимости от содержания Fe^{3+}), что лежит в пределах точности термометра. Причем расчеты проводились при величине корректировочного коэффициента, равной 4,0. Уменьшение коэффициента в два раза, в соответствии с П. Роддером, еще более ослабит роль процедуры корректировки.

В 1978 г. М. Энги экспериментально изучил равновесие оливин—шпинель при 700 °С, причем достижение равновесия контролировалось подходом «сверху» и «снизу». Установленная изотерма хорошо согласуется с эмпирической 700-градусной изотермой Б. Эванса и Б. Фроста, хотя кривизна экспериментальной изотермы

Рис. 15. Распределение Mg и Fe между сосуществующими оливином и шпинелью в зависимости от температуры и состава шпинели (по М. Энги)



указывает на неидеальный характер замещения Al—Cr в шпинели. Используя результаты своих опытов и более высокотемпературные эмпирические данные Б. Эванса и Б. Фроста, М. Энги предложил вариант графического оливин-шпинелевого термометра, приведенный на рис. 15 (далее обозначается как Э78).

Наконец, укажем, что в 1982 г. группой авторов (Э. Бергер и др.) было обнаружено, что количество кремния, предположительно входящего в структуру шпинели, коррелирует с температурами, определенными для тех же образцов по методу ВБ73. Ими предложено следующее термометрическое уравнение (далее обозначается как Б82): $T = 15100/[4,53 - \ln(Si)]$, где $(Si) = 3Si/\Sigma K$, а ΣK — сумма всех катионов. Это уравнение применимо лишь к оливинсодержащим парагенезисам.

РАВНОВЕСИЯ «МИНЕРАЛ — РАСПЛАВ»

Попытки использовать в качестве геотермометра равновесия типа минерал—расплав предпринимались многими исследователями. Для ультраосновных парагенезисов это касается равновесий Ол—расплав, Рп—расплав, Мп—расплав. В большинстве случаев эти попытки сводились к чисто статистическому анализу соответствия экспериментально установленных ликвидусных температур с составом изучаемых пород при сравнительно узких вариациях химизма. На практике это приводило к тому, что каждая эмпирически выведенная (и после этого, естественно, термодинамически обоснованная) зависимость давала удовлетворительные результаты лишь в ограниченном диапазоне составов пород.

Рассмотрим зависимость состава (в отношении Mg и Fe) темноцветных минералов от состава равновесного с ними расплава и температуры равновесия.

Оливин. По экспериментальным данным П. Роддера и Р. Эмсли, изучившим в 1970 г. равновесие оливин—базальтовый расплав, добавки к чисто бинарной системе Fo—Fa таких «дополнительных» элементов, как Ca, Al, Ti, Na, Si, практически не влияют на форму линий ликвидуса и солидуса, вызывая лишь их смещение вдоль оси температур. Это позволило авторам предположить, что в первом приближении ультраосновные и основные расплавы близки к идеальным смесям. Аналогичное мнение высказывалось еще рядом исследователей (А. Аппеном в 1970 г., Э. Елисеевым в 1971 г., Р. Керном и А. Вайсбродом в 1966 г., С. К. Симаковым в 1985 г.). Если это действительно так, то в многокомпонентной системе состав равновесного с расплавом оливина будет меняться с температурой по линии, параллельной линии солидуса бинарной системы Fo—Fa и смещенной относительно нее по оси температур, что подтверждается экспериментальными данными по существенно магнезиальным породам.

В таком случае задача сводится к установлению величины смещения линий ликвидуса и солидуса вдоль оси температур в зависимости от состава многокомпонентной системы. Легче всего это сделать для равновесия чистый форстерит—расплав, так как тогда можно использовать многочисленные данные по плавлению в простых безжелезистых системах.

В общем случае зависимость магнезиальности Ол от магнезиальности равновесного с ним расплава и температуры равновесия описывается уравнением Ван-Лаара:

$$\ln (a_{\text{Fo}}^{\text{расп}} / a_{\text{Fo}}^{\text{Ол}}) = \Delta H_{\text{Fo}} / R(1/T_0 - 1/T),$$

где ΔH_{Fo} — энтальпия плавления форстерита, T° — температура плавления форстерита в К, T — температура равновесия в К.

Допустим, что расплав и оливин представляют собой идеальные растворы. С учетом того, что $\Delta H_{\text{Fo}} \approx 58,6$ КДж/моль, получаем:

$$\ln (X_{\text{Fo}}^{\text{расп}} / X_{\text{Fo}}^{\text{Ол}}) = 705(1/2163 - 1/T).$$

Для равновесия Fo—расплав $X_{\text{Fo}}^{\text{Ол}} = 1$. $X_{\text{Fo}}^{\text{расп}}$ можно рассчитывать как отношение числа атомов, способных образовать потенциальный оливин (считая, что весь Mg входит в этот минерал), к общей сумме атомов в расплаве: $X_{\text{Fo}}^{\text{расп}} = 3,5\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Al} + \dots + 0)$.

Такая величина, которую можно назвать условной мольной долей потенциального оливина в расплаве, не зависит от модального состава и поэтому позволяет описывать равновесия Fo—расплав в системах различного химизма.

Обобщение экспериментальных данных показало, что приведенные выше уравнения хорошо описывают равновесия для простых систем, не содержащих щелочей (рис. 16). Температуры равновесий с расплавами, содержащими щелочи, оказываются, как

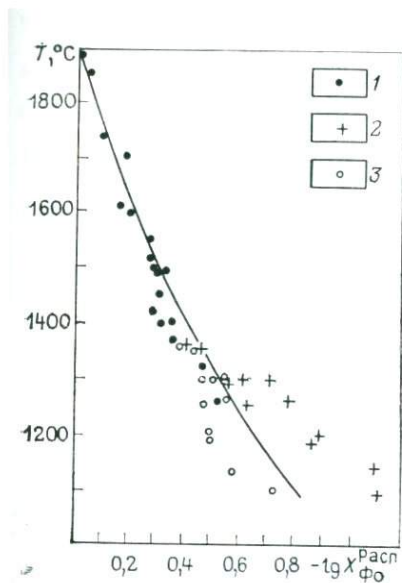


Рис. 16. Равновесие форстерит—расплав по экспериментальным и расчетным данным.

1 — составы, не содержащие щелочей; 2 — составы со щелочами; 3 — те же составы со щелочами после корректировочного пересчета. Сплошная линия — равновесие, рассчитанное по уравнению Ван-Лаара

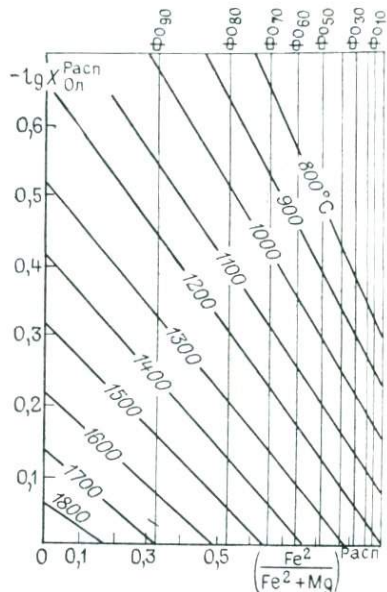


Рис. 17. Соотношения температур начала кристаллизации оливина на ликвидусе, его железистости и условной мольной доли потенциального оливина в расплаве (ликвидусный оливиновый термометр)

правило, выше рассчитанных. Эмпирически установлено, что расчет величины $X_{Ол}^{Расп}$ по формуле:

$$X_{Ол}^{Расп} = [3,5Mg + 0,6(Na + K)] / (Mg + Ca + Al + \dots + 0)$$

позволяет достичь удовлетворительного согласования расчета с результатами экспериментов. Такая поправка может трактоваться как следствие увеличения активности Mg в расплаве при повышении его основности в соответствии с эффектом кислотно-основного взаимодействия, установленного Д. С. Коржинским.

Полученная зависимость хорошо описывает экспериментальные данные в простых безжелезистых системах. Следует подчеркнуть, что успех применения вышеприведенных уравнений зависит от того, насколько точно удастся количественно выразить концентрацию потенциального оливина в расплаве. Практика расчетов с использованием $X_{Ол}^{Расп}$ показала, что эта величина позволяет довольно точно аппроксимировать все данные по простым оливинсодержащим системам, независимо от их модального состава.

Для природных железосодержащих систем потенциальную мольную долю условного оливина в расплаве можно выразить в виде:

$$X_{Ол}^{Расп} = 3,5[Mg + Fe + 0,6(Na + K)] / (Mg + Fe + Ca + Al + \dots + 0).$$

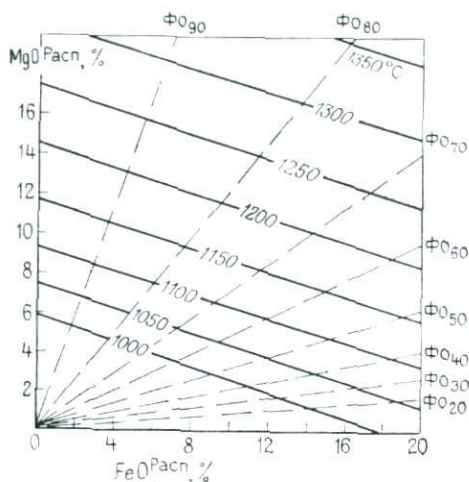


Рис. 18. Равновесие оливин—базальтовый расплав (по П. Роддеру, Р. Эмсли)

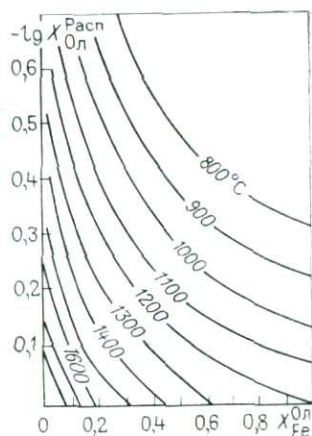


Рис. 19. Соотношения температуры кристаллизации оливина, его железистости и величины условной мольной доли потенциального оливина в расплаве (солидусный оливиновый термометр)

Используя приведенные зависимости, а также линию ликвидуса бинарной системы Φ_0 — Φ_a , чисто графически легко выводятся изотермы корреляции потенциального содержания оливина в расплаве с железистостью расплава (рис. 17). Эта диаграмма позволяет определять температуру ликвидуса и состав оливина ликвидуса, если считать, что состав расплава отвечает составу анализируемой породы. Данная диаграмма фактически представляет собой распространенный на более обширную область составов вариант экспериментальной «ликвидусной» диаграммы П. Роддера и Р. Эмсли, опубликованной в 1970 г. (рис. 18).

Используя ту же зависимость, а также линию солидуса бинарной системы Φ_0 — Φ_a , графически выводятся изотермы корреляции потенциального содержания оливина в расплаве с железистостью реально существующего в породе оливина (рис. 19). Данная диаграмма позволяет по составу оливина оценивать температурный режим кристаллизации пород в значительном интервале температур, если известен состав первоначального (исходного) расплава.

Более детально ликвидусные взаимоотношения в системах оливин—расплав были рассмотрены в 1978 г. Л. Л. Перчуком и В. И. Вагановым. Они использовали тот известный факт, что в кислородсодержащих соединениях и смесях температура плавления повышается с ростом отношения металл/кислород. Оказалось, что температуры равновесия в форстерит- и фаялитсодержащих простых системах четко коррелируют с величинами $Mg/\frac{1}{2} O_2$ и

$\text{Fe}/\frac{1}{2}\text{O}_2$ соответственно. На этой основе была выведена диаграмма, связывающая температуры ликвидуса, состав ликвидусного оливина и параметр $(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})/\frac{1}{2}\text{O}_2$ расплавов (рис. 20).

При определении последнего параметра количество кислорода подсчитывается так же, как и в известном методе петрохимического пересчета Т. Барга.

Соотношения, отраженные на рис. 20, описываются следующим уравнением [17]:

$$T^{\circ}\text{C} = 1039,62 + 43,7368X_{\text{Mg}}^{\text{O.l}} + 353,86Y + 0,001182 \cdot (100X_{\text{Mg}}^{\text{O.l}})^2 + \\ + 0,125186y(100X_{\text{Mg}}^{\text{O.l}})^2 - 0,000031Y(100X_{\text{Mg}}^{\text{O.l}})^3,$$

где $Y = (\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})/0,5\text{O}_2$.

Если состав оливина ликвидуса в данной породе неизвестен, то можно использовать следующее уравнение, связывающее магнезиальность ликвидусного оливина с магнезиальностью породы:

$$X_{\text{Mg}}^{\text{O.l}} = 3,15X_{\text{Mg}}^{\text{пор}} (1 + 2,15X_{\text{Mg}}^{\text{пор}}).$$

Это уравнение выведено на основе статистической обработки экспериментальных данных П. Роддера и Р. Эмсли. Таким образом, для расчета ликвидусных температур необходимо знать лишь валовый химический состав породы (предполагая, что он отражает состав расплава).

Как показала практика, приведенные выше уравнения позволяют определять ликвидусные температуры вулканических ультраосновных и основных пород почти с экспериментальной точностью. При введении в систему расчета содержания H_2O и CO_2 учитывается эффект снижения ликвидусных температур за счет растворения в расплаве летучих компонентов [18].

В дальнейшем мы будем использовать уравнения Л. Л. Перчука и В. И. Ваганова для расчета температур ликвидуса ультраосновных пород (обозначая этот метод как ПВ78). Диаграмма на рис. 19 (обозначаемая как ВК76) будет применяться для определения температур кристаллизации оливинов определенного состава.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что упомянутые методы дают реальные результаты лишь в тех случаях, когда химический состав пород отражает состав расплава, из которого они кристаллизовались. С одной стороны, это затрудняет применение данных геотермометров, с другой — позволяет использовать их в каче-

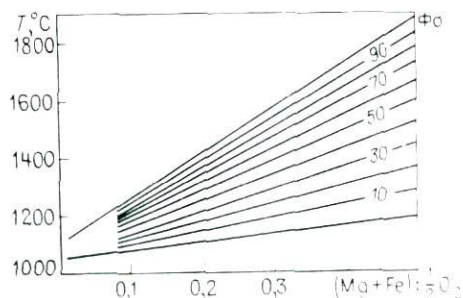


Рис. 20. Усовершенствованный вариант ликвидусного оливинового термометра (по Л. Л. Перчуку, В. И. Ваганову)

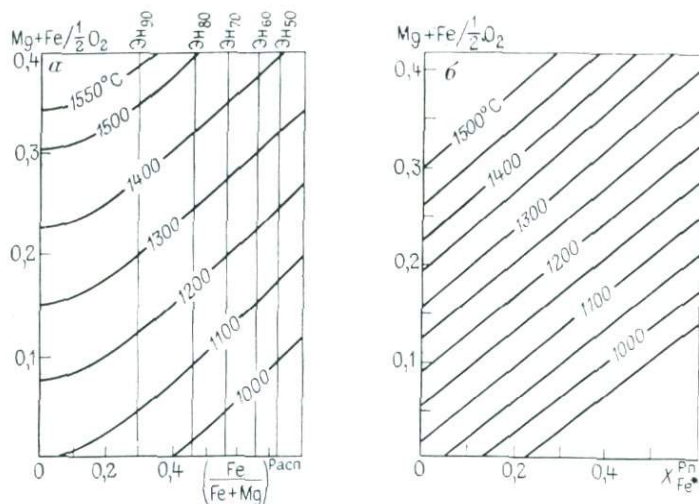


Рис. 21. Ликвидусный (а) и солидусный (б) ортопироксеновые термометры

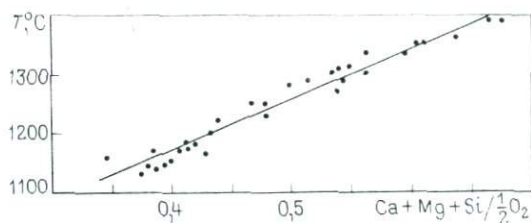


Рис. 22. Зависимость температуры начала кристаллизации диопсида в простых системах от их состава

стве дополнительного петрологического критерия генезиса пород. Допустим, что нам известен как химический состав определенной ультраосновной породы, так и состав слагающих ее минералов. В таком случае близость температур, полученных по оливин-расплавным термометрам, и температур равновесия, определенных по минеральным термометрам, будет указывать на кристаллизацию данной породы из самостоятельного расплава аналогичного состава. Существенное расхождение температур укажет на кристаллизацию породы в ходе фракционирования (дифференциации) какой-то первичной магмы, состав которой неизвестен.

Ортопироксен. Рассмотренный выше подход может быть распространен и на другие равновесия, в том числе Рп—расплав, по крайней мере в области существенно магнизальных составов.

При атмосферном давлении чистый Эн плавится инконгруэнтно, и энтальпия плавления неизвестна. Это делает невозможным прямой расчет равновесия Эн—расплав. Однако эмпирическая обработка данных по простым безжелезистым системам показала,

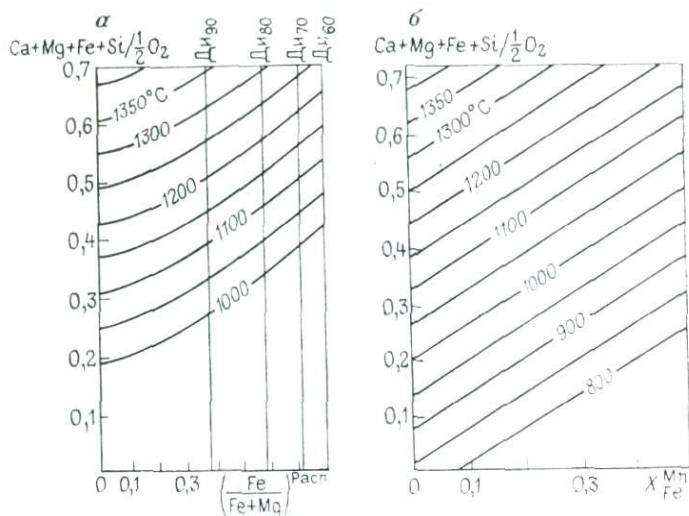


Рис. 23. Ликвидусный (а) и солидусный (б) клинопироксеновые термометры

что, как и в случае оливина, температура кристаллизации энстатита линейно зависит от величины отношения $Mg/0,5O_2$ в расплаве. Аналогично оливину нами выведены «ликвидусный» и «солидусный» варианты ортопироксенового термометра, позволяющие оценивать температуры кристаллизации пород с Рп на ликвидусе (рис. 21, а, б).

Отметим, что, в соответствии с данными [7], железистость ортопироксена заменяется величиной $X_{Fe^{Pn}}^{Pn}$ равной сумме коэффициентов всех катионов в кристаллохимической формуле (при расчете на 3 атома кислорода), за исключением Mg и Si. При такой замене экспериментальные точки ложатся вблизи теоретической кривой солидуса. Аналогично рассчитывается величина $X_{Fe^{Pn}}^{Pn}$ и в упомянутых ранее термометрах В76(Мп—Рп) и В76(Ол—Рп).

Клинопироксен. Для чистого диопсида уравнение равновесия диопсид—расплав имеет вид [1]: $-\lg X_{Ди}^{Расп} = 4,03 - 6700/T$.

Экспериментальные точки (по плавлению в простых системах) в целом ложатся симметрично вокруг рассчитанной кривой равновесия, однако значительный их разброс не позволяет использовать полученную зависимость для дальнейшего вывода диаграмм. Эмпирическая же обработка экспериментальных данных показала, что температура кристаллизации чистого диопсида в равновесии с расплавом линейно зависит от некоторого параметра состава расплава $Ca+Mg+Si/0,5O_2$, отражающего валовое содержание потенциального диопсида в расплаве. Обращает на себя внимание довольно строгий характер полученной зависимости (рис. 22).

Как и в случае оливина и ортопироксена, с помощью рис. 29 и линий ликвидуса и солидуса бинарной системы диопсид—геденбергит нами построены «ликвидусный» и «солидусный» клинопи-

роксеновые геотермометры (рис. 23, а, б). Проверка термометров по независимым геологическим данным показала, что они позволяют получать вполне реальные значения температур [1], далее обозначаемых как $V74(\text{Mп})^{\text{Лик}}$ и $V74(\text{Mп})^{\text{Сол}}$.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПРИЛОЖЕНИЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ТЕРМОБАРОМЕТРОВ К АНАЛИЗУ ПРИРОДНЫХ ОБРАЗЦОВ

В данном разделе мы не будем останавливаться на экспериментальных и теоретических вопросах, связанных непосредственно с разработкой самих термобарометров. Рассмотрим некоторые проблемы, которые возникают при использовании методов, полученных в результате изучения простых систем, в анализе PT -условий формирования природных образований сложного состава.

Прежде всего это учет влияния дополнительных (по отношению к простым системам) компонентов, о чем уже неоднократно упоминалось ранее. Так, неясен эффект присутствия алюминия на положение двупироксенового сольвуса. Р. Ньютон [14] пришел к выводу, что поскольку Al распределяется в обоих пироксенах почти идеально, а количество Al в них (в случае ультраосновных пород) примерно одинаково, то из выражения, описывающего распределение энстатитового компонента между моноклинным и ромбическим пироксеном, исключается член, характеризующий вклад Al в активность пироксена. Данные Дж. Акеллы по моделированию равновесий в гранатовых лерцолитах в четырехкомпонентной системе не обнаружили каких-нибудь систематических отклонений от результатов в бинарной системе $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—Mg}_2\text{SiO}_6$. К такому же выводу пришел и П. Уэллс [47].

В то же время К. Херзберг в 1978 г. на основе опытов в системе $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ высказал мнение, что игнорирование Al может привести к недооценке температур по двупироксеновому сольвусу на величину до 150 °C. Возможно, что этот эффект наиболее заметен для перидотитов шпинелевой фации, где добавка Al, как считают многие исследователи, приводит к заметному расширению области несмесимости.

Весьма важной является проблема кинетики диффузионного обмена компонентами в процессе снижения (или, наоборот, возрастания) термодинамических параметров. Рядом исследователей (например, Д. Генри и Л. Медарисом в 1980 г., В. Хартом и Р. Фриром в 1982 г., К. Озавой в 1983 г. и другими) высказывалось мнение, что вследствие сравнительно низких скоростей диффузии в минералах ультраосновных пород для различных минеральных пар и химических элементов температуры блокировки обменных реакций будут варьировать. В таком случае при медленном остывании полиминеральной породы возможен вариант, когда в одной минеральной паре ниже каких-то определенных значений температуры T и давления P скорость диффузионного обмена станет ничтожно малой, и равновесие будет как бы «заморожено» при данных параметрах. В то же время в другой паре минералов, где

скорость диффузии более высока, обмен компонентами будет продолжаться и заблокируется при более низких величинах T и P . Естественно, что, используя в качестве термобарометров различные минеральные равновесия, мы получим не одно, а ряд варьирующих значений температур и давлений.

Предполагается, что различие скоростей диффузии может играть особенно важную роль для шпинелевых перидотитов, где нередко фиксируются текстурная неоднородность и четко выраженная зональность состава минералов (свидетельства длительной термальной эволюции). При этом раньше блокируется Ca—Mg обмен между сосуществующими пироксенами, в то время как Mg—Fe обмен между оливином и шпинелью продолжается. В результате в таких породах ассоциация оливин—пироксен—шпинель не является равновесной, а оливин-шпинелевый термометр дает более низкие значения температур, чем двухпироксеновые термометры.

В подтверждение изложенного выше К. Озава [44] приводит данные о наличии корреляции K_D в паре оливин—шпинель с величиной зерен шпинели для перидотитов комплекса Миямори и ксенолитов шпинелевых перидотитов из кратера Ичиномегата. Д. Генри и Л. Медарис рассчитали состав шпинелей для перидотитов Орегона, используя температуры, полученные по двухпироксеновым термометрам и допуская равновесность ассоциации оливин—пироксен—шпинель. Полученные расчетным путем составы оказались заметно богаче компонентом MgAl_2O_4 , чем реальные присутствующие в породе шпинели. На этом основании Д. Генри и Л. Медарис пришли к выводу, что на самом деле пироксены и шпинель не находятся в равновесии.

Для проверки вывода исследователи применили еще один подход. Если Ca—Mg обмен между пироксенами заблокирован, а Mg—Fe обмен в паре оливин—шпинель продолжается, то при этом в силу незначительного содержания шпинели в породе ее состав изменится наиболее значительно (существенно возрастет железистость), а состав оливина будет варьировать очень слабо. В результате возрастут величины K_1 и K_2 для равновесий в ассоциациях Ol+Mп+Шп и Ol+Pп+Шп ; возрастут, следовательно, и расчетные значения температур. Действительно, применив к перидотитам Орегона уравнения Т. Мори [42], Д. Генри и Л. Медарис установили, что термометры, основанные на равновесиях Ol+П+Шп , стабильно завышают температуру по сравнению с двухпироксеновым термометром.

Однако в целом проблемы кинетики еще весьма далеки от окончательного решения. Так, А. Финнерти и Ф. Бойд [31], используя составы минералов ультраосновных глубинных включений из кимберлитов Лесото, сопоставили между собой параметры состава для ряда равновесий, чувствительных к температуре и давлению, и в подавляющем большинстве случаев обнаружили между ними четкую корреляцию. Так, прекрасно коррелируют величины $\text{Ca}/\text{Ca+Mg}$ в моноклинном пироксене с коэффициентом распреде-

Таблица 1

Сравнение температур, полученных методами гомогенизации включений и по клинопироксен-биотитовому термометру Л. Л. Перчука

Массив	Порода	$T_{\text{гом}}$, °C	T , °C «фазового соответствия»*
Гули	Перидотит	1230—1100	700—660
	Пироксенит	1220—1170	680
Ковдор	Перидотит	1230—1170	760—670
	Пироксенит	1210—1130	760—675
Вуориярви	Пироксенит	1200—1140	670
Африканда	Перидотит	1250—1210	690
	Пироксенит	1240—1160	700

ления Са и Mg в паре ромбический пироксен—гранат. Аналогичная корреляция установлена для упомянутых параметров с содержанием Са в оливине, отношением Са/Mg, а также с величинами коэффициентов распределения Mg и Fe в парах Гр—Ол и Гр—Мп. Правда, в последнем случае корреляция несколько ослабевает, но связано это скорее всего с неучитываемым влиянием Fe^{3+} (так как при микронзондовом анализе все железо выражается в виде Fe^{2+}). Это подтверждается тем, что в паре Ол—Гр, где Fe^{3+} в более или менее заметных количествах входит лишь в состав граната, разброс значений меньше, чем для пары Гр—Мп, где Fe^{3+} присутствует в обоих минералах.

В результате А. Финнерти и Ф. Бойд пришли к выводу, что эффект «замораживания» диффузионного обмена не искажает сколько-нибудь значительно показания минералогических термобарометров и высказали предположения о возможности существования и иных (помимо диффузии) механизмов установления равновесия.

С кинетическим фактором диффузионного обмена непосредственно связан вопрос о соответствии показаний минералогических термометров истинным значениям температур. Обменные межкристаллические реакции в магматических парагенезисах осуществляются посредством межзернового флюида на фоне постепенного снижения температурного параметра, захватывая как интервал формирования породы, так и обширную область субсолидуса. Минералогические термометры фиксируют моменты прекращения этих реакций, которые по температурной шкале могут весьма значительно отличаться в сторону занижения от действительных температур минералообразования. В подтверждение данного положения приведем результаты сопоставления $T_{\text{гом}}$ расплавных включений в пироксенах с показаниями, снятыми с клинопироксен-биотитовой диаграммы «фазового соответствия» Л. Л. Перчука. Сопоставление проводилось на образцах слюдяных разностей перидотитов и пироксенитов четырех карбонатитоносных массивов щелочно-ультраосновной формации (табл. 1).

Петрографическое изучение использованных образцов показало, что слюды, относящиеся к биотит-флогопитовому ряду, не являются наложенными, а представляют собой парагенные с клинопироксенами образования единой минеральной ассоциации. Во всех случаях у нас имелась полная уверенность в идентичности сравниваемого материала, а для пироксенита Гулинского массива и пород массива Африканда температуры получены по одним образцам. Разительная разница между показаниями двух термометров, постоянно превышающая 400 °С, не может быть объяснена несколько более поздним выделением слюды относительно главной массы пироксена. Она, несомненно, обусловлена специфичностью минералогического термометра, фиксирующего граничную температуру установления равновесия для пары клинопироксен+биотит, существенно заниженную по сравнению с температурой их кристаллизации.

Рассмотренная выше проблема диффузии является одной из сторон более общего вопроса — вопроса о выявлении равновесности изучаемой ассоциации минералов, поскольку все обсуждаемые минералогические термометры и барометры применимы лишь к парагенезисам — ассоциациям равновесных сосуществующих минералов. Строгая диагностика равновесности — задача весьма сложная, решаемая обычно с помощью разнообразных петрографических, минералогических, структурно-текстурных критериев, корреляции составов минералов. Особенно важно выявление равновесности минералов в породах со сложной и длительной термальной эволюцией. Для таких пород под температурой равновесия К. Озава [44] понимает температуру, при которой порода находилась достаточно длительное время, чтобы равновесное распределение некоторых компонентов установилось хотя бы в отдельных минеральных парах по меньшей мере в масштабах шлифа.

Очевидно, что тщательное определение равновесности минералов в изучаемой породе является определяющей предпосылкой корректности любых геотермобарометрических исследований.

ЭМПИРИКО-СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДОСТОВЕРНОСТИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ТЕРМОБАРОМЕТРОВ

МЕТОДИКА

По-настоящему серьезно вопрос о геологической значимости температур и давлений, полученных с помощью тех или иных методов, впервые был поставлен Д. Карсвеллом и Ф. Джипбом [28]. Их подход базируется на предположении, что строго независимо выбрать метод в качестве наиболее достоверного невозможно, к тому же разные методы обладают варьирующей чувствительностью в различных областях температурного диапазона. Поэтому они предположили, что значения температур, рассчитанные как средние

по данным ряда геотермометров, наиболее близки к истинным. Отсюда следует, что методы, дающие наименьшие отклонения от этих средних величин, являются и наиболее точными.

По данной методике Д. Карсвелл и Ф. Джибб провели сравнительный анализ 10 геотермометров, используя опубликованные составы минералов из 50 включений гранатовых лерцолитов в кимберлитах Лесото. В результате авторы пришли к следующим выводам.

1. В качестве «предпочтительных» выделяются пять методов: дупироксеновые термометры П. Уэллса и Т. Мори—Д. Грина, клинопироксен-гранатовые термометры Т. Мори—Д. Грина и Д. Эл-лиса—Д. Грина, оливин-гранатовый термометр Х. О'Нейла—Б. Вуда.

2. Дупироксеновые термометры Б. Вуда—С. Банно и Б. Майсена—А. Бетчера, а также клинопироксен-гранатовые термометры А. Рахейма—Д. Грина, Д. Гангули и С. Саксены в ряде случаев дают нереальные результаты; их применение в целях геотермометрии ультрабазитов не рекомендуется.

Методика Д. Карсвелла и Ф. Джибба подверглась критике со стороны А. Финнерти и Ф. Бойда [31], по мнению которых нет никаких объективных оснований предполагать, что среднее из ряда методов окажется более точной величиной, чем определение по какому-либо одному методу, и наоборот. Нам кажется, что это критическое замечание не совсем верно, точнее, оно верно в случае малого количества анализируемых методов. Тогда, действительно, резкие отклонения, получаемые по двум-трем методам, будут существенно сказываться на средних величинах. При использовании же большого числа методов, причем методов, разработанных на современном уровне достижений эксперимента и теории, есть все основания ожидать, что ошибки каждого отдельного метода будут нивелироваться, усредняться и получаемые средние значения будут если и не «истинными», то дадут полезный критерий для соотнесения с ним конкретных методов. Во всяком случае, мы рассматриваем методику Д. Карсвелла и Ф. Джибба в качестве одного из вполне возможных подходов к оценке достоверности минералогических термобарометров (при условии, подчеркнем еще раз, достаточно большого числа сопоставляемых методов).

Другой подход, который можно было бы назвать «методом петрологических реперов», продемонстрировали А. Финнерти и Ф. Бойд [31]. На *PT*-диаграмму авторы нанесли следующие основные петрологические реперы: линию равновесия графит—алмаз; верхний предел стабильности флогопита, в общем случае совпадающий с экспериментально определенным кимберлитовым солидусом; континентальную геотерму; «сухой» перидотитовый солидус. Затем была подобрана серия образцов ультраосновных включений из кимберлитов Лесото, содержащих индикаторные минералы (алмаз, графит, флогопит), позволяющие примерно ограничивать на *PT*-диаграмме области равновесия соответствующих образцов.

После этого перебирались все возможные комбинации из 21 геотермометра и 6 барометров. Для каждой парной комбинации рассчитанные значения T и P наносились на отдельную диаграмму и далее анализировалось, насколько расположение полученной серии точек согласуется с позицией «петрологических реперов».

На первый взгляд такой подход представляется вполне строгим и объективным. Однако на самом деле выделение с помощью этого метода наиболее достоверных термобарометров оказывается весьма неопределенным, поскольку, как показали А. Финнерти и Ф. Бойд, множество парных комбинаций (каждая из которых представляет комплексный термобарометр) дают результаты, в принципе удовлетворяющие реперным реакциям, т. е. алмазодержащие включения располагаются в поле стабильности алмаза, графитодержащие — графита, флогопитодержащие — флогопита, а серии точек в целом намечают закономерный тренд, который можно истолковать как палеогеотермы. Поэтому авторы вынуждены были учитывать такие характеристики, как степень разброса точек вокруг предполагаемых температурных градиентов, или же принимать во внимание, например отклонение точки алмазонасного ксенолита в поле стабильности графита на 0,3—0,4 ГПа, т. е. в пределах точности барометров. Естественно, что основанный на таких критериях выбор наиболее точных методов является весьма субъективным. Кроме того, как отметили А. Финнерти и Ф. Бойд, согласованность результатов расчетов с положением реперных реакций зависит главным образом от показаний барометров: обычно в сочетании с тем или иным минералогическим барометром вся серия проанализированных термометров дает либо удовлетворительные, либо неудовлетворительные результаты.

С учетом сказанного, мы использовали подход А. Финнерти и Ф. Бойда в качестве одного из методов оценки достоверности барометров, дополнив его еще одним петрологическим репером. Этим репером является область магмогенерации для кимберлитов Лесото, экспериментально определенная в работе [36] в пределах $T = 1500\text{—}1600$ °С и $P = 0,5\text{—}6$ ГПа. В соответствии с моделью кимберлитового магматизма, разработанной Х. Грином и Ю. Гугеном в 1974 г., кимберлитовые магмы выплавляются в верхних частях поднимающегося мантийного диапира, в PT -области, расположенной непосредственно над наиболее «горячей» частью палеогеотермы, фиксируемой по ксенолитам. Таким образом, между PT -параметрами равновесия ультраосновных ксенолитов из кимберлитов Лесото и PT -условиями генерации кимберлитовых магм этого региона должно существовать определенное соответствие, что можно использовать в качестве дополнительного петрологического критерия.

Помимо подходов Карсвелла—Джибба и Финнерти—Бойда, мы попытались в какой-то мере объективно оценить степень обоснованности того или иного метода с помощью разновидности способа «экспертной оценки». Термобарометры оценивались по разде-

лам: 1) степень приближения состава изученной системы к природной; 2) доказанность равновесности продуктов опыта; 3) достоверность калибровки. Разделы делятся на ряд пунктов, которым условно приписан определенный балл. В целом шкала выглядит следующим образом:

1. Близость изученных систем к природным:

а) эксперимент с природными составами или термодинамическая обработка экспериментальных данных по природным системам — 4 балла; б) эксперимент в простых системах с отдельными дополнительными компонентами, или термодинамическая обработка данных по простым системам с коррекцией на дополнительные компоненты и учетом состава природных минералов — 3 балла; в) эксперимент в простых системах или термодинамическая обработка данных по простым системам — 2 балла; г) собственно термодинамические расчеты по термохимическим данным без использования экспериментальных данных по простым системам или с их использованием в качестве единичных реперных точек — 1 балл.

2. Равновесность продуктов опыта:

а) достижение равновесия доказано подходом «сверху» и «снизу» для подавляющего большинства экспериментальных точек — 3 балла; б) достижение равновесия доказано для единичных опытов — 2 балла; в) достижение равновесия не доказано — 1 балл.

3. Характер калибровки:

а) экспериментальная независимая — 3 балла; б) расчетная с использованием отдельных экспериментальных данных или данных по составу природных минералов в качестве реперных точек — 2 балла; в) чисто расчетная, или калибровка по другим термобарометрам — 1 балл.

Таким образом, каждый термометр и барометр может быть оценен максимально в 10 баллов. Безусловно, мы отдаем себе отчет в условности такой оценки, однако считаем, что она окажется полезной в качестве еще одного дополнительного независимого критерия для выбора наиболее достоверных методов.

При разработке данной шкалы мы пробовали также учесть характер зависимости K_D от интенсивных параметров и состава минералов, однако столкнулись с некоторыми противоречиями. С одной стороны, чем полнее учет состава минералов, тем корректнее перенос данных по простым системам на сложные природные. С другой стороны, как подчеркивали А. Финнерти и Ф. Бойд, использование большого числа параметров химического состава неизбежно приводит к уменьшению точности термобарометров за счет «внесения» соответствующих аналитических погрешностей. В каждом конкретном случае неясно, какой фактор превалирует, поэтому в итоге мы исключили характер зависимости K_D из рассмотрения.

Таким образом, методика анализа достоверности геотермобарометров следующая: сначала с помощью метода Карсвелла—Джибба и шкалы баллов выбираются наиболее достоверные термометры, затем, используя полученные термометрические данные, оценива-

ются барометры по методам Карсвелла—Джибба, Финнерти—Бойда и шкале баллов.

В качестве исходного материала для анализа из опубликованных литературных данных мы отобрали 59 четырехминеральных гранатовых лерцолитов и 34—шпинелевых лерцолитов. В работах К. Карсвелла и Ф. Джибба, А. Финнерти и Ф. Бойда использовались лишь составы минералов ультраосновных включений (бесспорно, на сегодняшний день наиболее полно изученных) из кимберлитов Лесото [38]. Мы включили в выборку гранатовые лерцолиты из Лесото, ряд кимберлитовых трубок Южной Африки (Финш, Де Бирс, Монастери), кимберлитов Монтаны (США), включений в алмазах, щелочных базальтоидов Монголии и Малайты, интрузивных ультрабазитов Италии; шпинелевые лерцолиты из перидотитовых массивов Орегона (США), дамкьернитовых трубок взрыва комплекса Фен, кимберлитов и щелочных базальтов. Таким образом, по числу типов пород и разнообразию районов выборка кажется нам весьма представительной.

Ультрабазиты гранатовой фации

Температура

Оценка достоверности геотермометров для гранатовых ультрабазитов протекала в две стадии. На первой стадии для 59 четырехминеральных гранатовых лерцолитов определялись значения температуры по всем 44 рассмотренным геотермометрам. Затем по 44 полученным термометрическим оценкам как среднее арифметическое рассчитывалось \bar{T} и строилась серия диаграмм, каждая из которых отражает соотношения температур, определяемых по какому-либо конкретному методу—термометру, с величиной \bar{T} . Выборочно эти диаграммы приведены на рис. 24.

Анализ диаграмм показал, что некоторые методы дают значения температур, которые вообще не коррелируют с \bar{T} или же степень корреляции весьма слаба, поэтому уже на первом этапе стало возможным отбраковать 15 термометров. В их число, как и следовало ожидать, вошли все оливин-ортопироксеновые термометры; из оливин-клинопироксеновых равновесий осталось лишь уравнение Х. Штоха (распределение хрома), некоторые потери «понесли» и другие равновесия.

На втором этапе для оставшихся 29 методов снова рассчитывалась величина \bar{T}^1 и строилась аналогичная серия диаграмм, выборочно приведенная на рис. 25. Для каждого метода подсчитывался процент точек, отклоняющихся от значений \bar{T}^1 на: 1) $\pm 0-50$ °С; 2) $\pm 50-100$ °С; 3) свыше 100 °С. Мы принимаем, что при отклонениях в интервале $\pm 0-50$ °С сходимость температур хорошая (отклонения в пределах точности большинства геотермометров). При отклонениях в интервале $\pm 50-100$ °С корреляция температур все еще существует (отклонения в пределах удвоенной точно-

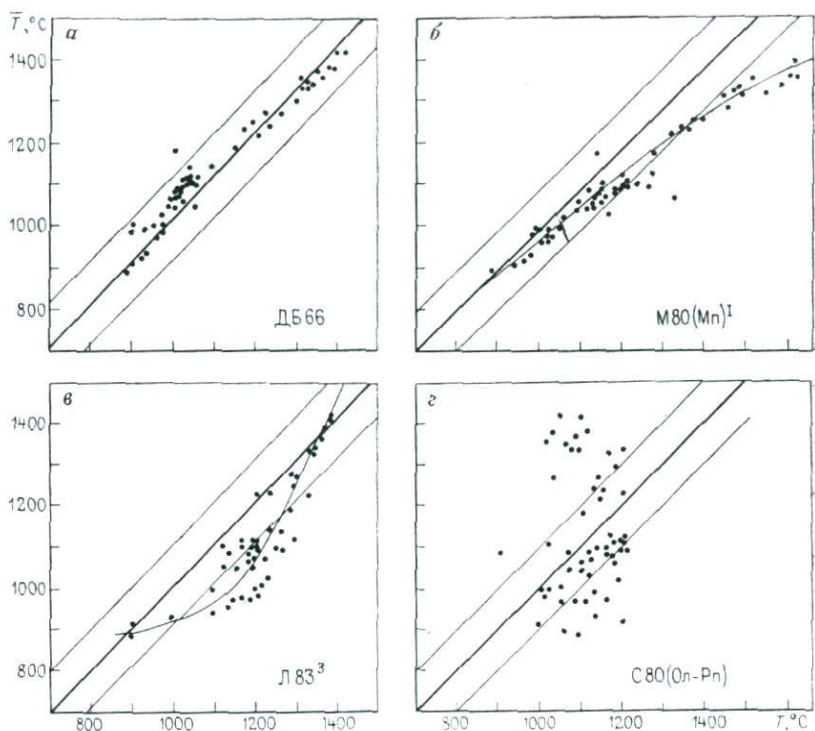


Рис. 24. Примеры характера корреляции температур, рассчитываемых по различным термометрам, с величиной T .

a — близкое совпадение результатов; *b* — результаты отклоняются, но степень корреляции высокая; *v* — корреляция есть, но носит более сложный характер; *z* — корреляция отсутствует

сти термометров). Наконец, при отклонениях свыше $100\text{ }^\circ\text{C}$ будем считать, что корреляция отсутствует.

Расчитанные характеристики отклонений, а также оценка каждого метода в баллах приведены в табл. 2. Видно, что по близости к T^1 абсолютно лучшие результаты дает «пионерский», наиболее простой метод Девиса—Бойда — 91% отклонений лежит в пределах точности термометров. На втором месте находится метод МГ78, на третьем — ЛД76. Все остальные геотермометры заметно им уступают.

По шкале баллов максимальную оценку получил термометр МГ78. Что касается методов ДБ66 и ЛД76, то они по этой характеристике относятся к числу «среднячков».

Результаты, полученные с помощью подхода Карсвелла—Джибба, на первый взгляд представляются несколько неожиданными. Если высокая оценка метода МГ78 вполне закономерна, так как он основан на экспериментах с природными минералами, появление в числе лидеров наиболее «простого» метода ДБ66 требует особого рассмотрения. Б. Майсен в 1975 г. обнаружил, что его экс-

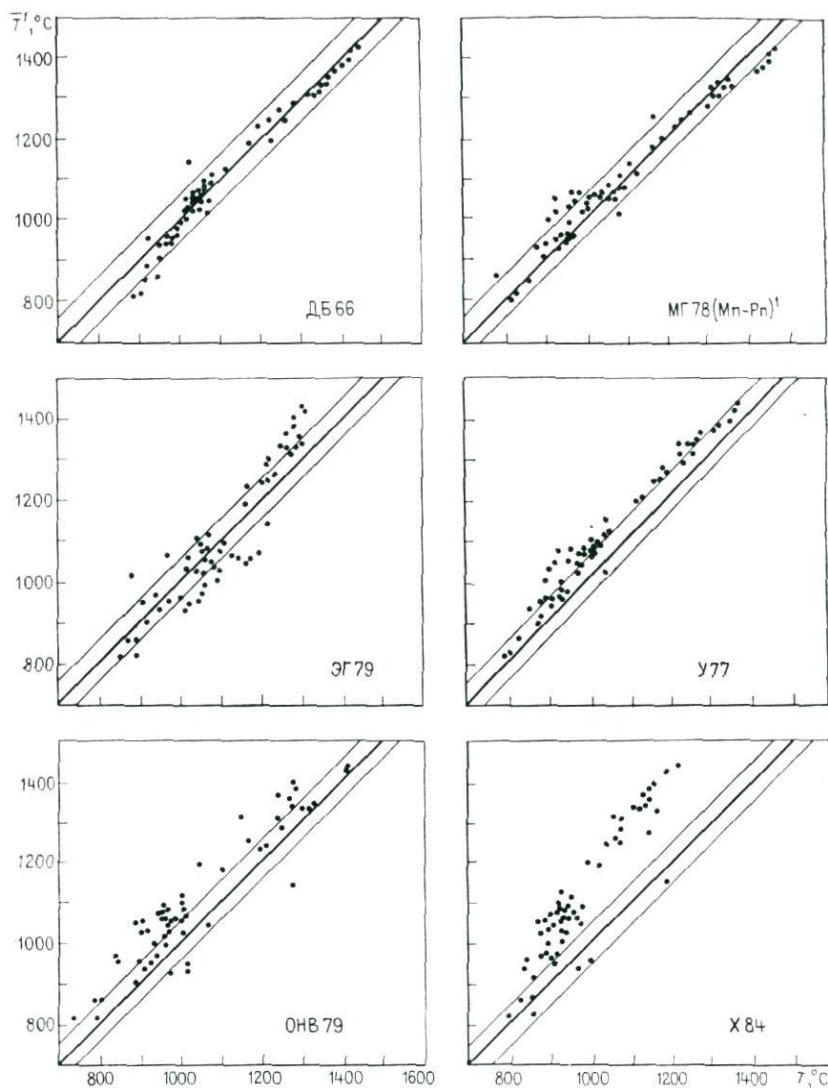


Рис. 25. Корреляция температур, рассчитываемых по различным термометрам, с величиной T^1 (выборочно)

периментальные данные по природным образцам наилучшим образом согласуются именно с результатами, получаемыми с помощью термометра Девиса—Бойда. Это позволило Б. Майсену даже рекомендовать данный термометр в качестве эталона для проверки других геотермометров. А. Финнерти и Ф. Бойд [31] высказали предположение, что по «счастливному» стечению обстоятельств в ультраосновных породах со сравнительно ограниченными вариациями химизма неидеальность взаимодействия различных компо-

Таблица 2

Характеристики термометров для гранатсодержащих ультрабазитов

Метод	Отклонение от \bar{T}^1 , %			Оценка, баллы
	0—50 °С	50—100 °С	>100 °С	
Мп—Рп				
ДБ66	91	7	2	6
ВБ73	64	19	17	6
В74	51	39	10	5
УЛ74	59	38	3	6
НУ74	34	39	27	6
ХО'Х75	46	40	14	6
МГ75	66	24	10	6
ХЧ76	2	8	90	6
У77	39	54	7	7
ЛД76	70	20	10	7
М77	14	32	54	6
МГ78 (Мп—Рп) ¹	78	20	2	9
М80 (Мп) ^т	10	54	36	6
М80 (Рп) ^т	14	45	41	6
Я78	2	14	84	6
РХ75	74	11	15	6
Л83	46	17	37	8
ХС80	54	35	11	6
П77 (Мп—Рп)	29	20	51	6
П77 (Мп)	24	17	59	5
П77 (Рп)	22	34	44	5
Гр—Мп				
МГ78 (Мп—Гр)	53	27	20	9
ЭГ79	52	36	12	8
Г79	42	29	29	7
Гр—Ол				
О'НВ79	31	38	31	7
К79	20	38	42	6
Гр—Рп				
МГ78 (Гр—Рп)	19	32	49	9
Х84	19	15	66	8
Ол—Мп				
Ш81	64	19	17	6

нентов в минералах взаимокompенсирyется. В этом случае хорошая сходимость результатов, полученных, с одной стороны, по простым системам (где дополнительные компоненты просто нет) и, с другой стороны, по системам природным (где «полный» набор дополнительных компонентов приводит к взаимокompенсации), не удивительна. В то же время термометры, учитывающие влияние одного или немногих дополнительных компонентов, будут давать существенно отличные результаты. Наши данные подтверждают это предположение А. Финнерти и Ф. Бойда и находят с этой точки зрения вполне логичное объяснение.

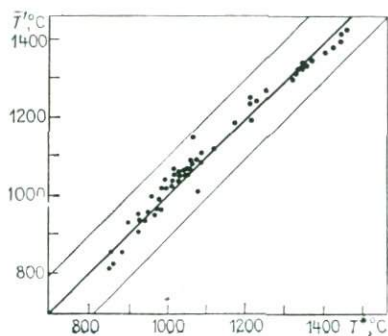


Рис. 26. Корреляция величин T^* и T^1

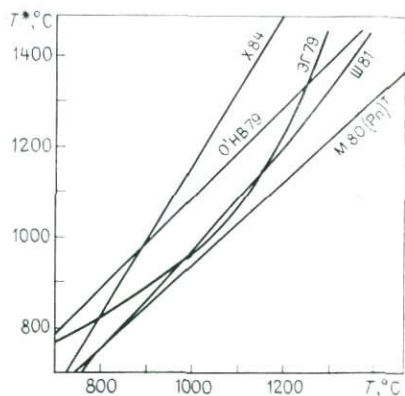


Рис. 27. Корреляция температур, рассчитываемых по некоторым важным (в практическом отношении) термометрам, с величиной T^*

По подходу Карсвелла—Джибба наилучшим является метод ДБ66, по балльной оценке — МГ78. Можно предположить, что температура, вычисленная как среднее из этих двух методов, окажется наиболее близкой к реальной. Действительно, как видно из рис. 26, температура T^* , вычисленная как $(T_{ДБ66} + T_{МГ78})/2$, наилучшим образом коррелирует с T^1 .

Однако расчет T^* возможен лишь для двупироксеновых парагенезисов. Чтобы получить взаимосогласованные термометры и для других минеральных ассоциаций, мы проанализировали соотношения температур, определяемых по каждому конкретному термометру, с величиной T^* . Затем по каждому равновесию были отобраны методы, дающие наилучшую корреляцию. В обобщенном виде эти корреляционные зависимости приведены на рис. 27.

Используя данную диаграмму (которая по своей сути представляет перекалибровку ряда термометров по величине T^*), мы можем рассчитывать согласованные значения температур почти любой минеральной пары. Для этого сначала температура определяется, как по первичному «авторскому» уравнению или графику, а затем она с помощью рис. 27 «приводится» к значению T^* .

В дальнейшем температуры, полученные с помощью рис. 27, будут индексироваться звездочкой, например О'НВ79*. Символ T^* останется за температурой, рассчитанной как среднее из методов ДБ66 и МГ78.

Давление

В соответствии с подходом Карсвелла—Джибба анализ барометров проводился так же, как и термометров. Для 59 образцов гранатовых лерцолитов рассчитывались по каждому методу величины давлений (с подстановкой в соответствующие уравнения и

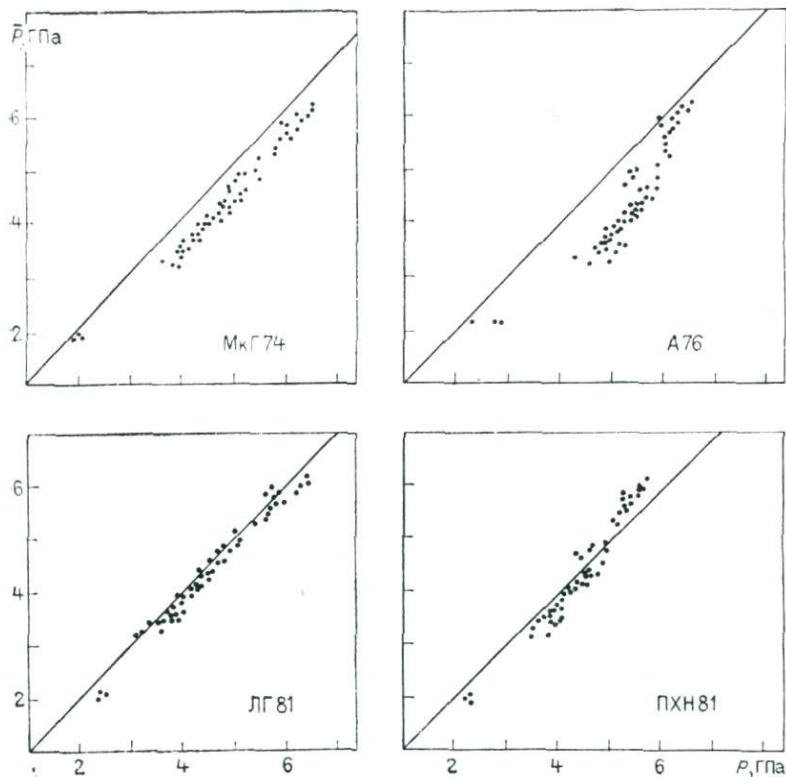
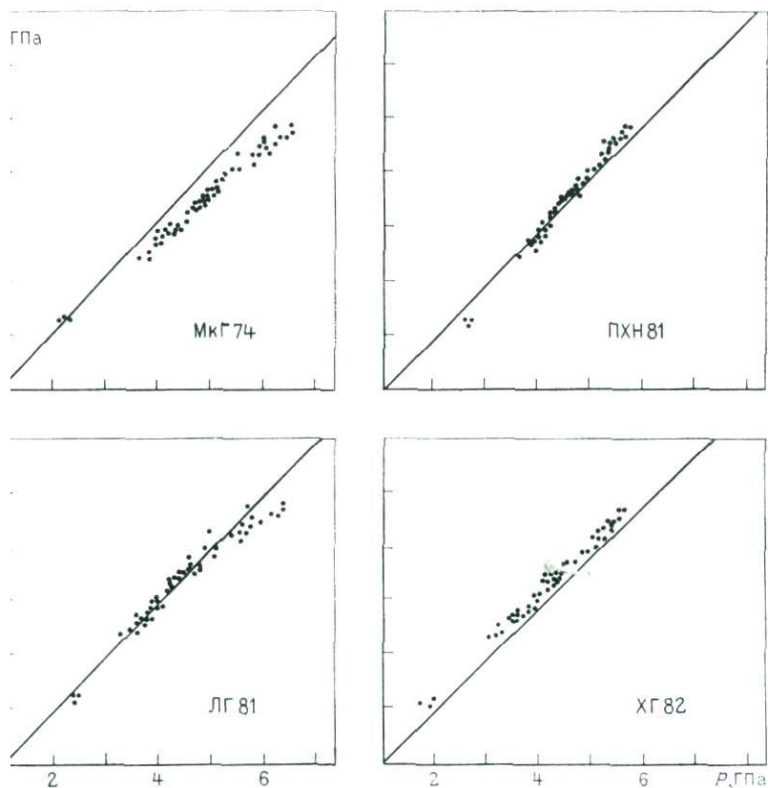


Рис. 28. Примеры характера корреляции давлений, рассчитываемых по различным барометрам, с величиной \bar{P}

графики значений T^*), затем для каждого образца определялось \bar{P} как среднее из всех 11 значений и строилась аналогичная серия корреляционных диаграмм. Результаты выборочно отражены на рис. 28.

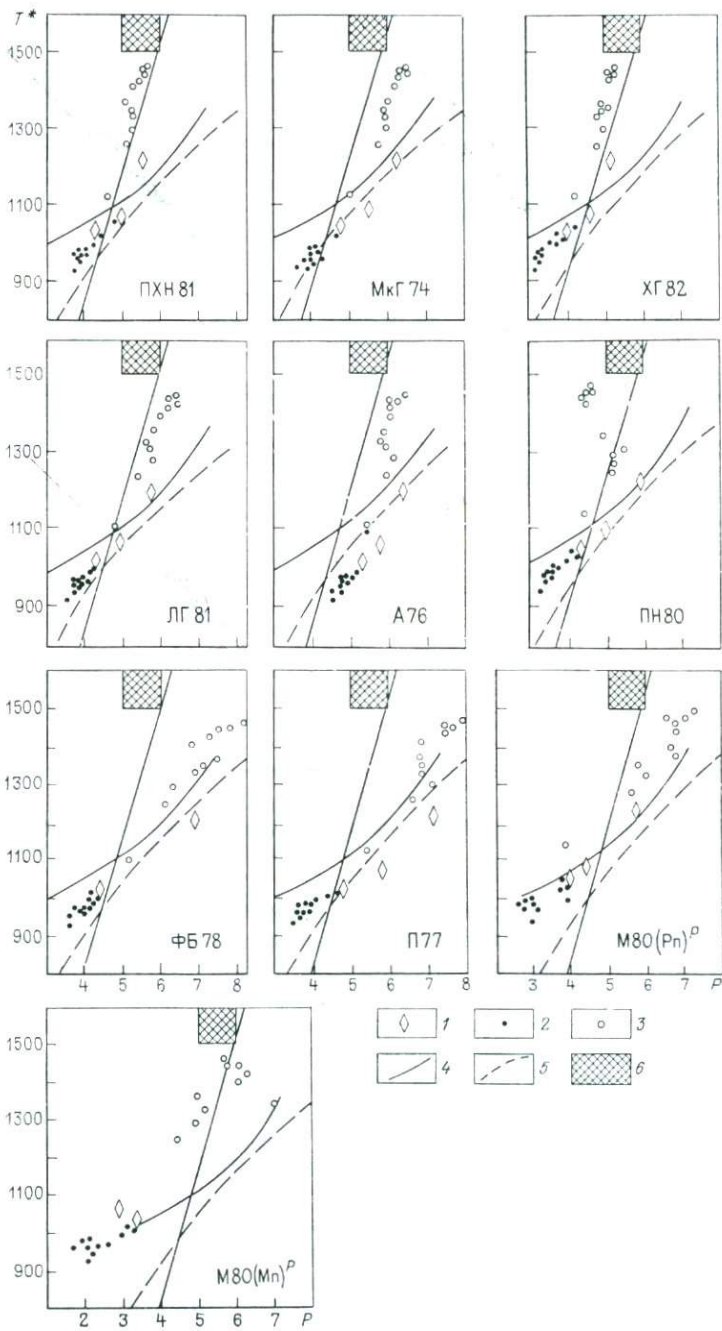
Анализ диаграмм показывает, что наибольшее соответствие с \bar{P} дают методы ПХН81, ЛГ81, МкГ74, ХГ82, ПН80. Поэтому далее рассчитывалась величина \bar{P}^1 как среднее из отмеченных выше пяти методов и строилась новая серия корреляционных диаграмм (рис. 29). Из этих диаграмм видно, что наилучшее согласование с \bar{P}^1 дают методы ПХН81 и ЛГ81, которые можно рассматривать в качестве предпочтительных. Надо, однако, подчеркнуть, что сравнительно ограниченное количество барометров делает подход Карсвелла—Джибба в данном случае менее надежным.

Для оценки достоверности барометров использовался, кроме того, подход Финнерти—Бойда, для чего на PT -диаграммы с петрологическими реперами наносились точки составов равномерно-зернистых и порфирукластических нодулей из кимберлитов Лесото, а также алмазосодержащих нодулей (рис. 30).



1. Корреляция давлений, рассчитываемых по различным барометрам, с той P^1

ализ диаграмм показывает, что по характеру размещения в PT -координатах все барометры можно подразделить на группы. По одной группе методов (МкГ74, ЛГ81, П77, ФБ79) — сравнительно низкотемпературных равномернозернистых основных ксенолитов ложатся вблизи континентальной геотермы, а высокотемпературных порфирокластических — отклоняются «изломом» в сторону более высоких значений T , но при этом остаются в поле стабильности алмаза. Наиболее четкие результаты дает барометр И. Мак-Грегора, по которому, кстати, все образцы магматических образцов попадают в поле алмаза (как и по П77). К этой же группе барометров можно с некоторой условностью отнести также методы А76 и М80 (P_p)^Р с тем учетом, что по методу А76 все точки (в том числе равномернозернистых перидотитов) располагаются в поле стабильности алмаза, по методу Дж. Мерсье они заметно смещены от континентальной геотермы в сторону более высоких температур. Вторую группу методов составляют ПН80, ПХН81, ХГ82, по которым равномернозернистые перидотиты располагаются в целом



параллельно геотерме и несколько выше нее, а порфирокластические перидотиты вытягиваются вдоль линии графит—алмаз, но со стороны графита. Один из алмазсодержащих нодулей также ложится в поле графита вблизи линии графит—алмаз.

Отметим, что особняком стоит метод М80 (Мп)^Р, дающий наиболее низкие значения *P* по сравнению со всеми другими методами.

Итак, главным отличием двух групп барометров является положение на *PT*-диаграмме точек составов высокотемпературных порфирокластических перидотитов — в одном случае они располагаются в поле стабильности алмаза, во втором — графита вблизи линии равновесия графит—алмаз. Именно для второй группы барометров отмечается полное соответствие «ксенолитного» тренда положению независимо определенной области магмогенерации для кимберлитов Лесото, что, с нашей точки зрения, является решающим аргументом в пользу выбора этой группы методов в качестве «предпочтительной». Здесь наиболее четкие результаты (с меньшим разбросом) дают барометры ПХН81 и ХГ82.

Что касается оценки по шкале баллов, она получилась следующей: методы МкГ74, П77, М80(Рп)^Р, М80(Мп)^Р, ФБ79 — по 6 баллов; ЛГ81, ПХН81, ИХ83 — по 8 баллов; А76, ПН80, ХГ82 — по 9 баллов.

Суммируя все сказанное, мы можем с большой степенью вероятности выбрать в качестве наиболее точного барометр ПХН81. Несколько заниженная «балльная оценка» метода объясняется тем, что он основан на экспериментах в простой системе, однако, как уже специально отмечалось при обсуждении термометров, в случае ультраосновных парагенезисов это не является недостатком из-за возможного эффекта «взаимокомпенсации» различных неидеальных взаимодействий.

Барометр ПХН81 позволяет определять давление для гранатовых гарцбургитов, лерцолитов, вебстеритов, энстатититов. Нередко в таких парагенезисах проанализирован либо сохранился от вторичных замещений лишь моноклинный пироксен или оливин. Для этих случаев можно использовать методы ФБ79 и М80 (Мп)^Р, перекалибровав их по барометру ПХН81 (рис. 31, а, б). Обращает на себя внимание довольно строгий характер корреляции для М80(Мп)^Р, тогда как для ФБ79 разброс точек более значителен, особенно в области более низких давлений. Соответственно и точность последнего метода будет невелика.

Как и для температуры, при использовании методов ФБ79 и М80(Мп)^Р сначала рассчитываются величины давлений по оригина-

Рис. 30. Характер расположения фигуративных точек некоторых пород в *PT*-координатах, по данным различных барометров.

1 — алмазсодержащие породы; 2 — ультраосновные нодули из кимберлитов Лесото с равнозернистой структурой; 3 — то же, с порфирокластической структурой; 4 — кимберлитовый солидус, по Д. Эгглеру и Р. Вендланду; 5 — континентальная геотерма; 6 — область магмогенерации для кимберлитов Лесото, по Д. Эгглеру, Р. Вендланду

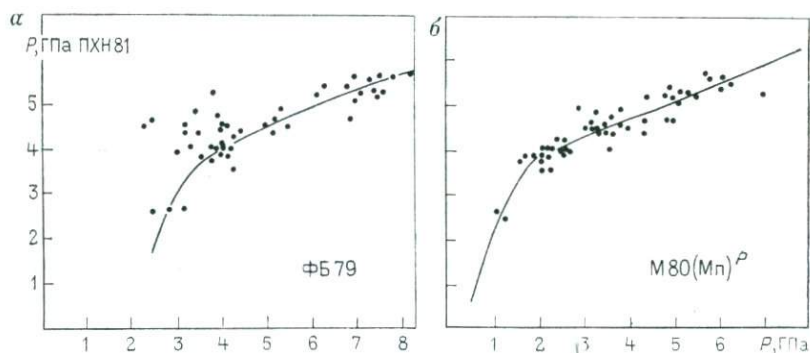


Рис. 31. Корреляция давлений, рассчитываемых по методам ФБ79 и М80 (Мп)^Р, с методом ПХН81

нальным авторским уравнениям и диаграммам, а затем с помощью рис. 31, а, б осуществляется переход к скорректированным величинам, обозначаемым в дальнейшем ФБ79* и М80(Мп)^{Р*}.

Ультрабазиты шпинелевой фации

Мы рассчитали значения температур для эталонной выборки шпинелевых лерцолитов по 14 различным термометрам, а также значения T^* , определенные в соответствии со сделанными выводами, как среднее из методов Мори—Грина и Девиса—Бойда. В соответствии с подходом Карсвелла—Джибба, для каждого образца определялась \bar{T} (среднее по 15 термометрам) и строились корреляционные диаграммы, сравнивающие результаты, получаемые по каждому конкретному термометру, с \bar{T} . Эти диаграммы выборочно приведены на рис. 32.

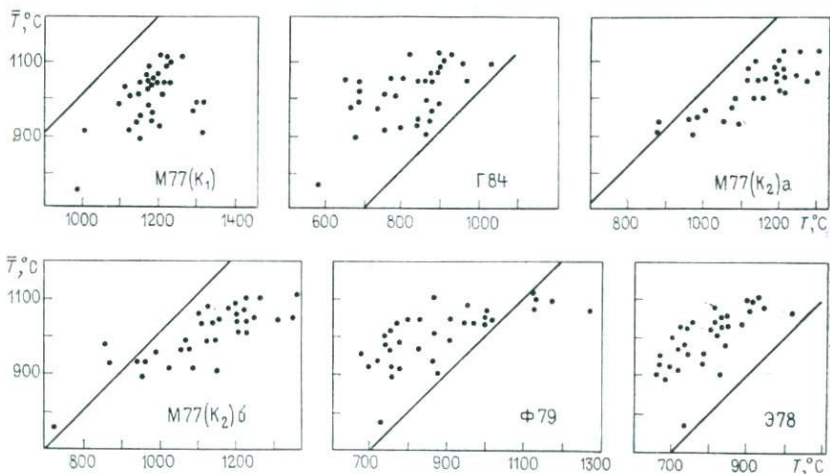


Рис. 32. Примеры характера корреляции температур, рассчитываемых для шпинелевых перидотитов по различным термометрам, с величиной \bar{T}

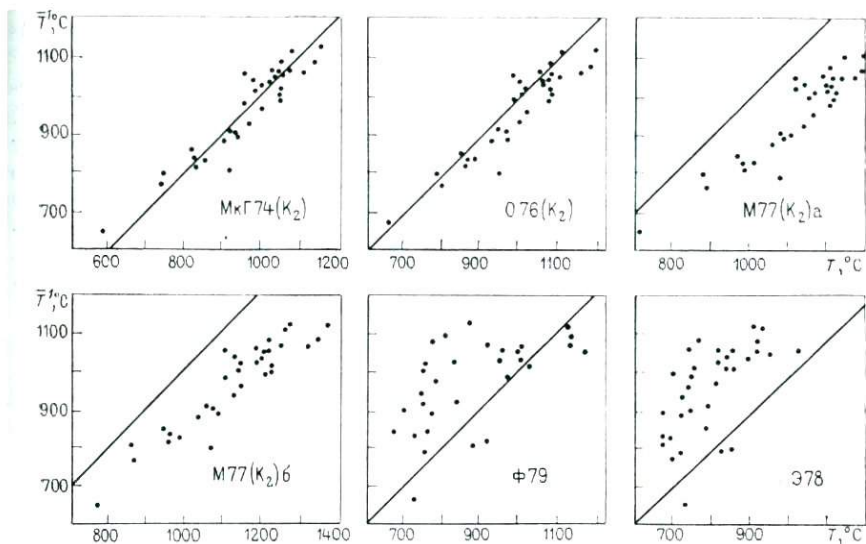


Рис. 33. Корреляция температур, рассчитываемых для шпинелевых перидотитов по различным термометрам, с величиной \bar{T}^1 (выборочно)

Рассмотрение диаграмм показывает, что в целом корреляция с \bar{T} значительно слабее, чем для гранатовых ультрабазитов. Она практически отсутствует для методов T^* , Б82, Н79, Г84, лишь «угадывается» для ХС76 (K_1), М77 (K_1), да и то, если убрать из последних двух методов всего лишь одну наиболее низкотемпературную точку, даже эти намеки на слабую корреляцию исчезают. Ту или иную степень корреляции обнаружили две группы термометров — равновесия Ол—Рп—Шп (корреляция наиболее отчетлива) и Ол—Шп (корреляция заметно слабее).

Таким образом, на первой стадии сопоставления можно достаточно уверенно «отбраковать» 6 методов из 15, включая все равновесия с участием клинопироксена. Для оставшихся 9 термометров затем для каждого образца были рассчитаны значения \bar{T}^1 как средние по 9 методам и построена новая серия корреляционных диаграмм, выборочно приведенная на рис. 33.

По отношению к \bar{T}^1 практически исчезла корреляция температур, полученных с помощью трех вариантов оливин-шпинелевого термометра. Для термометров, основанных на равновесии Ол—Рп—Шп, соответствие с \bar{T}^1 достаточно наглядно, причем наилучшие результаты дают методы МкГ74 (K_2) и 076, с некоторой тенденцией к занижению температур, и ГН84, для большинства образцов несколько завышающий значения температур. Оценки T , полученные по методам М77 (K_2) а и М77 (K_2) б, при отчетливой в целом корреляции заметно смещены в сторону пониженных значений. Надо отметить, что последние два метода представляют собой результат проведенной Т. Морн (1977) перекалибровки соответствен-

но уравнений $Mg_{74}(K_2)$ и 076 и отличаются от них лишь численным значением свободного члена в уравнениях.

Таким образом, выделяются три Ол—Рп—Шп термометра, результаты применения которых дают наилучшее согласование с T^1 . По этому критерию можно было бы отдать предпочтение методу $Mg_{74}(K_2)$. Однако следует помнить, что в силу недостаточного большого числа анализируемых термометров значения \bar{T}^1 должны рассматриваться лишь как первое приближение к «истинным» температурам. Здесь роль играет сам факт наличия корреляции, поэтому только на этой основе выделить из трех данных термометров наилучший не представляется возможным.

Казалось бы, выбрать искомый термометр очень просто — по принципу лучшей корреляции с T^* , т. е. по отношению к двупироксеновым термометрам Мори—Грина и Девиса—Бойда. Однако, как уже отмечалось, применимость двупироксеновых равновесий к шпинелевым ультрабазитам все еще остается дискуссионной. Действительно, как мы обнаружили, ни одним из 14 анализируемых методов не установлена корреляция с T^* , т. е. для шпинелевых ультрабазитов двупироксеновые термометры в качестве эталонов сравнения оказываются бесполезными, какова бы ни была причина этого.

Для оценки Ол—Рп—Шп термометров важную роль играет способ расчета мольной доли Mg -чермакитового минала в ортопироксене. По схеме Т. Мори [42], как уже отмечалось, содержание Mg -чермакита определяется минимальным количеством Al^{VI} или Al^{IV} . При таком расчете величина X_{Al}^{M1} во многом зависит от точности аналитического определения SiO_2 в минерале и, следовательно, подвержена серьезным погрешностям. Чтобы как-то избежать этих погрешностей, «усреднить» их, многие исследователи принимали при расчете $X_{Al}^{M1} = Al/2$. Мы также во всех равновесиях с участием ортопироксена определяли X_{Al}^{M1} по обоим указанным вариантам. Во втором варианте ($X_{Al}^{M1} = Al/2$) получаемые значения температур постоянно оказываются более высокими, дают больший разброс и сильнее отклоняются от \bar{T} и \bar{T}_1 , хотя в целом наблюдается довольно четкая корреляция температур по обоим вариантам (в рамках, естественно, каждого конкретного метода). Поэтому для анализа достоверности термометров использовались лишь результаты, полученные при расчете по первому варианту, и такой способ определения X_{Al}^{M1} представляется нам более корректным.

По шкале баллов максимальную оценку «8» получили методы ГН84 и Г84. Это и не удивительно, так как выводы Т. Гаспарика основаны на большом числе достоверных опытных данных, полученных в ходе обратимых экспериментов. В 7 баллов оценен метод Э78, в 6 — Ф79, ЗС81, Н79, ХЧ76, М77(K_2), $Mg_{74}(K_2)$, М77(K_2)а, в 5 — Б82, 076, М77(K_2)б, в 3 — Д69.

Таким образом, по результатам анализа достоверности ряда термометров, приложимых к шпинелевым ультрабаазитам, с использованием подхода Карсвелла—Джибба и метода «экспертных оценок» наиболее корректным представляется термометр Т. Гаспарика и Р. Ньютона; близок к нему и метод $M_{K74}(K_2)$. Все остальные термометры (исключая равновесия Ол—Рп—Шп) дают несопоставимые между собой результаты. Из этого следует, что более или менее реальные значения температур мы можем получить лишь для шпинелевых лерцолитов, гарцбургитов, оливиновых энстатитов, т. е. для пород с парагенезисом Ол—Рп—Шп. Существенно клинопироксеновые породы и дуниты остаются вне поля приложения имеющихся геотермометров; здесь требуется еще значительный объем экспериментальных и теоретических работ. В целом можно сделать вывод, что проблема термометрии ультрабаазитов шпинелевой фации разработана намного слабее, чем фации гранатовой.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ КИМБЕРЛИТОВ

АЛМАЗСОДЕРЖАЩИЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Выяснение условий образования природных алмазов представляет собой один из ключевых вопросов глубинной петрологии. Пожалуй, самым достоверным источником информации о процессах алмазогенеза являются данные по минеральным включениям в алмазах и алмазодержащим ксенолитам. Как однозначно показал итог многолетних исследований, все алмазодержащие парагенезисы могут быть разделены на два основных типа — ультраосновной и эклогитовой [22]. Последующее обсуждение и анализ будут базироваться лишь на данных по ультраосновным парагенезисам.

Несмотря на громадный объем накопленного материала, ясность в проблеме происхождения природных алмазов до сих пор отсутствует. Это отражается и в существовании целого ряда гипотез, различно и нередко альтернативно трактующих принципиальные аспекты природного алмазообразования. Мы попытались как-то классифицировать основные гипотезы; итоги этой попытки приведены на рис. 34.

С нашей точки зрения все гипотезы образования алмазов могут быть разделены на две группы: 1) алмазы кристаллизуются в области своей термодинамической стабильности; 2) алмазы кристаллизуются метастабильно, т. е. в пределах области стабильности графита. Гипотезы первой группы в свою очередь подразделяются в зависимости от того, каков предполагаемый механизм создания высоких температур и давлений, необходимых для образования алмаза.

Наибольшее распространение получили представления, которые кратко можно выразить как «алмаз—минерал верхней мантии».

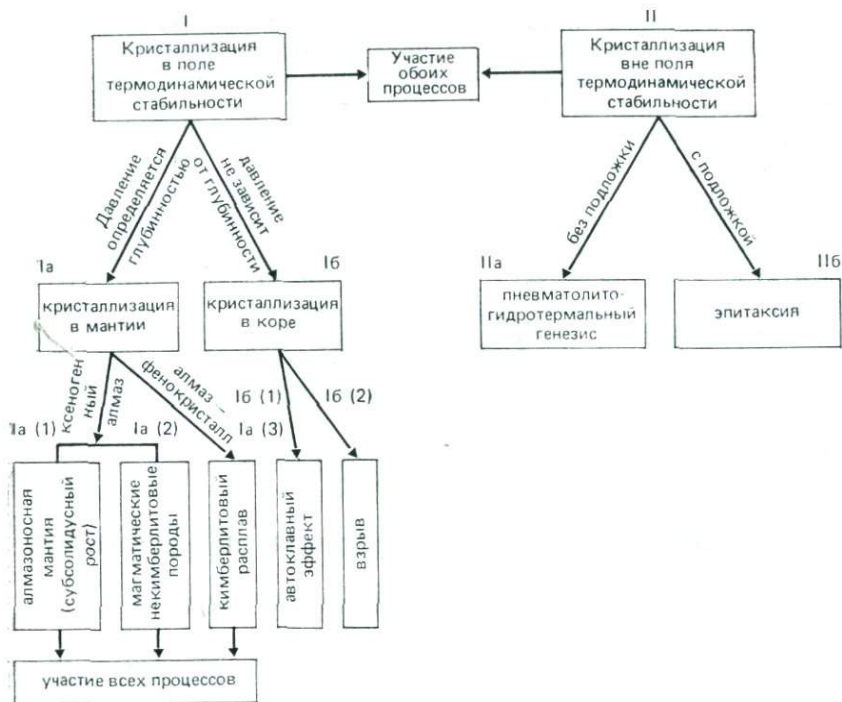


Рис. 34. Классификация гипотез происхождения природных алмазов

В основе этих представлений лежит тезис о корреляции величин давления, оцениваемых теми или иными методами, с величинами литостатической нагрузки и, следовательно, с глубиной. Можно без преувеличения сказать, что представления о мантийной природе алмаза (в различных вариантах) являются в настоящее время практически общепризнанными (по крайней мере в отношении подавляющего большинства алмазов). Эта группа гипотез обозначена на рис. 34 как Ia.

Основные различия мантийных гипотез определяются тем, какие ответы даются на следующие принципиально важные вопросы: являются ли алмазы в кимберлитах фенокристаллами или ксенокристаллами? Если это ксенокристаллы, то при каких условиях и в каких породах они возникают? Связано ли формирование алмазов с какими-либо магматическими процессами или же они образуются как «метаморфические» минералы в ходе субсолидусных реакций? Иными словами, каковы генетические взаимосвязи (если они вообще существуют) алмазоносных кимберлитов и самих алмазов?

Широкую популярность завоевала сейчас гипотеза ксеногенного происхождения алмазов, согласно которой алмазы попадают в кимберлиты в результате дробления алмазоносных мантийных по-

род. В данном случае кимберлиты выступают лишь как транспортер, выносящий чуждый ему материал (в том числе и алмазосодержащий) на поверхность. Впервые точка зрения о попадании алмазов в кимберлит за счет дезинтеграции глубинных пород была высказана еще в 1899 г. Т. Боннеем на основании находки ксенолита алмазосодержащего эклогита в трубке «Ньюленд». Затем эта гипотеза была практически забыта, однако позднее, по мере изучения кимберлитов и обнаружения новых алмазосодержащих ксенолитов (причем не только эклогитовых, но и перидотитовых), она была снова возрождена уже на более высоком уровне и сформулирована Н. Н. Сарсадских и В. С. Ровшей в 1960 г., Ю. Л. Орловым в 1977 г., Д. Доусоном в 1966 г. и многими другими.

Так, Ю. Л. Орлов на основании изучения обширного фактического материала пришел к выводу, что в ксенолитах глубинных пород обнаружены все разновидности кристаллов алмаза, извлекаемых из кимберлитов, и отсутствуют данные, по которым можно было бы выделить какие-либо морфологические типы, не встреченные в ксенолитах глубинных пород. По его мнению, алмаз в кимберлитах является полигенным минералом и генетически связан с различными мантийными породами, в которых существовали неодинаковые условия кристаллизации, что и привело к образованию различных разновидностей кристаллов алмаза, обладающих определенными типоморфными особенностями.

С точки зрения Н. В. Соболева [22], изучение алмазосодержащих ксенолитов однозначно доказывает, что существуют алмазы, захваченные кимберлитом вместе с породой из глубоких горизонтов мантии. Исследование включений в алмазах подтверждает, что целый ряд алмазов, находящихся в кимберлитах, заимствован из таких пород, т. е. эклогитов и перидотитов.

В целом большинство исследователей в настоящее время склонно рассматривать алмазосодержащие эклогиты и алмазы с включениями эклогитового парагенезиса по отношению к кимберлитам как явно ксеногенный материал. Более того, Ф. Бойд и А. Финнерти в 1980 г. подчеркнули, что состав оливинов и гранатов, включенных в алмазы Якутии, идентичны составу этих же минералов из крупнокристаллических нодулей, описанных Н. П. Похиленко с соавторами в 1977 г., и пришли к выводу, что эти алмазы, скорее всего, попали в кимберлит при дроблении аналогичных мантийных нодулей.

Расчеты PT -условий формирования ультраосновных включений в алмазах, проведенные Ф. Бойдом и А. Финнерти, показали, что многие фигуративные точки на PT -диаграмме располагаются ниже кимберлитового солидуса, что также подтверждает ксеногенность этих алмазов. Необходимо, правда, отметить, что большинство расчетов выполнялось с применением лишь одного метода — оливин-гранатового термометра О'Нейла—Вуда, который, судя по нашим данным, является далеко не самым точным.

Аналогичные расчеты, выполненные в 1980 г. Р. Хервигом с соавторами, дали практически такие же результаты. Большинство

точек алмазов разместилось ниже кимберлитового солидуса, при этом на *PT*-диаграмме область включений в алмазах существенно перекрывается с областью перидотитовых нодулей. Они пришли к выводу, что алмазы могут образовываться в любых мантийных породах в области термодинамической стабильности алмаза при наличии свободного углерода и низкой фугитивности кислорода.

Отметим, наконец, что в последнее время гипотеза ксеногенного происхождения алмазов получила мощную поддержку со стороны абсолютной геохронологии. Так, Дж. Крамерсом в 1977 и 1979 гг. установлено, что включения сульфидов в ряде алмазов из трубок «Кимберли» и «Финш» (а следовательно, и сами алмазы) имеют возраст свыше 2 млрд. лет, тогда как формирование самих кимберлитовых трубок относится к позднему мелу. Эти и аналогичные данные привели к возникновению и развитию представлений об исключительной древности подавляющего большинства алмазов, о наличии древней алмазоносной мантии, становление которой происходило на ранних этапах эволюции планеты, и т. д.

Оригинальный вариант ксеногенной гипотезы обоснован в последние несколько лет в серии работ А. А. Маракушева. Более детально эти представления будут рассмотрены позднее, здесь же отметим, что, по А. А. Маракушеву, алмазы кристаллизуются в ультраосновных и основных породах, возникающих в ходе эволюции глубинных мантийных магм. Потом эти алмазоносные породы «замещаются» флюидными кимберлитовыми магмами. Таким образом, в соответствии с представлениями А. А. Маракушева, алмазы образуются как фенокристаллы при кристаллизации глубинных ультрабазит-базитовых магм. Алмазы (и другие минералы глубинного этапа кристаллизации) являются своеобразными «реститами» при замещении алмазоносных пород кимберлитами и, следовательно, ксеногенны по отношению к последним. Подчеркнем, что эти два этапа формирования алмазоносности кимберлитов могут разделяться различным по величине временным интервалом, в том числе и весьма значительным. Это объясняет древний возраст некоторых алмазов, находящихся в гораздо более молодых кимберлитах.

Альтернативная группа гипотез, обозначенная нами как Ia(3), рассматривает алмазы как глубинные интрателлурические вкрапленники, кристаллизовавшиеся в самой кимберлитовой магме. Сразу отметим, что в своем «чистом» виде (т. е. все алмазы — кимберлитовые фенокристаллы), как это было сформулировано В. А. Милашевым, Е. В. Францесон и другими исследователями, эта гипотеза в значительной мере утратила популярность. Большинство авторов вопрос ставится следующим образом: кристаллизуются ли алмазы в самой кимберлитовой магме, и если да, то каково их количественное соотношение с ксеногенными алмазами?

По мнению Н. В. Соболева [22], сейчас, по существу, нет однозначных данных для ответа на указанный вопрос, поскольку фактически неизвестны ранние стадии кристаллизации кимберлитовой магмы в очагах. Однако ряд особенностей алмазов (своеобразие,

каждой кимберлитовой трубки, в том числе по морфологическим и цветовым признакам, существование включений алмаза в алмазе и зональных алмазов) позволяет думать, что часть их не захвачена из мантии, а кристаллизовалась непосредственно в глубинном кимберлитовом очаге.

Добавим, что алмазы из одной трубки характеризуются обычно явным преобладанием включений одного типа (парагенезиса), вне зависимости от типа господствующих в данной трубке глубинных нодулей. Так, известно, что в подавляющем большинстве алмазов из кимберлитов фиксируются включения ультраосновного парагенезиса, тогда как находки алмазосодержащих перидотитовых нодулей исключительно редки. В то же время алмазоносные эклогитовые нодули встречаются гораздо чаще, а алмазы с эклогитовым типом включений составляют, как правило, лишь незначительную часть (за некоторыми исключениями, например трубка «Орапа» в Ботсване). Такие соотношения, трактуемые с позиций ксеногенности, неизбежно приводят к труднообъяснимым, с нашей точки зрения, представлениям об избирательном дроблении глубинных ксенолитов различных типов.

Как отмечал Н. В. Соболев, собственно кимберлитовые алмазы должны характеризоваться ультраосновным парагенезисом включений, т. е. находиться в равновесии с оливином, кристаллизация которого осуществлялась на всех стадиях эволюции кимберлита. К собственно кимберлитовым алмазам прежде всего можно отнести поликристаллические агрегаты типа борта. Можно полагать, что в расплаве произошло сложное изменение состава силикатов. Гранаты гарцбургит-душитового парагенезиса сменялись гранатами лерцолитового парагенезиса. Последние являются более низкотемпературными и резко преобладают в поликристаллических алмазных сростках по сравнению с монокристаллами.

Далее лерцолитовая ассоциация сменялась верлитовой. Такой ход кристаллизации зафиксирован в образце зонального граната из трубки «Мир», внутренние зоны которого соответствуют гранату лерцолитового типа, а внешние — зеленым гранатам, одновременно обогащенным Са и Сг.

Таким образом, по Н. В. Соболеву, неопределенность в количественном отношении для алмазов, кристаллизовавшихся в кимберлитовом очаге или вне его, сохраняется именно для ультраосновного типа парагенезисов, причем верлитовый парагенезис он склонен считать более широко распространенным собственно в кимберлитах, чем в типичных ксенолитах.

Во многом сходные взгляды были высказаны в 1979 г. Дж. Герни и другими исследователями, которые пришли к выводу, что в трубке «Финш» присутствуют алмазы двух различных групп — молодые (с включениями ультраосновного парагенезиса), кристаллизовавшиеся из кимберлитового расплава, и древние ксеногенные (с включениями эклогитового парагенезиса).

По мнению А. Харга с соавторами [35], при частичном плавлении мантийного вещества в присутствии CO_2 последняя, раство-

ряясь в расплаве и образуя преимущественно ассоциаты с Са, резко понижает активность «силикатного» Са в расплаве. Этим и объясняется существование обогащенного Са расплава с гарцбургитовым парагенезисом минералов, характерным для включений в алмазах.

Авторы гипотез, обозначенных нами как Iб, отрицают наличие прямой связи «давление минералообразования — литостатическая нагрузка—глубинность», полагая, что условия, соответствующие области термодинамической стабильности алмаза, могут возникать не только в верхней мантии, но и в земной коре. По мнению В. С. Трофимова [25], давления, значительно превышающие литостатические, возникают в земной коре при многих локальных и региональных процессах, преимущественно тектонических (движение плит, складкообразование, блоковые и пульсирующие движения земной коры, землетрясения и т. д.) и магматических (становление интрузий, вулканическая деятельность и т. п.). Даже самые приближенные вычисления величин возникающих давлений дают цифры, во много раз превышающие давления, необходимые для образования алмазов (к сожалению, автор не приводит примеров такого расчета).

На существование избыточных давлений в промежуточных вулканических камерах указывал ряд исследователей (А. Ритман в 1964 г., В. И. Влодавец в 1974 г., А. А. Кадик в 1963 г.). В этих камерах сочетается интрузивное, или магматическое давление, с давлением нагрузки, тектоническими напряжениями, давлением, развиваемым в ходе процессов кристаллизации, перехода растворенных в магме летучих в свободное состояние, подтока глубинных флюидов и т. д. Л. Г. Страхов в 1970 г. отмечал, что напряжения, возникающие в момент образования кимберлитовых трубок на глубине 2—3 км, могут достигать 5—10 ГПа.

Таким образом, указывал В. С. Трофимов, можно считать доказанным существование в пределах земной коры условий, обеспечивающих образование алмазов. Утверждение ряда исследователей, что такие условия могут существовать лишь на глубинах в сотни километров, несостоятельно [25].

Согласно развиваемой В. С. Трофимовым вулканогенной гипотезе, алмазы образовывались в промежуточных камерах щелочно-ультраосновной магмы на древних платформах на глубинах 3—5 км от дневной поверхности. В этих камерах в результате внешних и внутренних причин возникают термодинамические условия, вполне достаточные для образования алмазов. Алмазы кристаллизовались из насыщенных летучими углеродсодержащих расплавов, в которых обеспечивался свободный и в достаточном количестве приток атомов углерода к растущим кристаллам. По существу, коренные месторождения алмазов в кимберлитах являются магматогенными месторождениями небольших глубин, связанными с деятельностью щелочно-ультраосновного магматизма. По характеру они близки магматогенным месторождениям небольших глубин (никель, медь и др.); связь некоторых из них с про-

межуточными магматическими камерами не вызывает сомнений. Отметим, что возможность образования алмазов в камерах в верхних горизонтах земной коры, где вследствие «накачки» флюида с глубин создавалось высокое давление, была показана И. Я. Некрасовым и Н. С. Горбачевым в 1978 г.

Другой возможный путь создания избыточных температур и давлений в земной коре — взрыв. Теоретически развитие сверхвысоких давлений в результате природных газовых химических взрывов в ходе становления кимберлитовых трубок было обосновано В. Г. Васильевым, В. В. Ковальским и Н. В. Черским в 1968 г. По мнению Д. Девидсона, поднимающийся ювенильный газ вызывает взрывное брекчирование вмещающих пород, что приводит к развитию сверхвысоких давлений и, как следствие, к прямому переходу графита вмещающих пород в алмаз.

Следует особо отметить, что все варианты взрывных гипотез (группа Ib(2)) в настоящее время представляются маловероятными, поскольку сейчас точно известны типоморфные особенности алмазов взрывного генезиса как природных, так и синтетических. Кимберлитовые алмазы такими свойствами не обладают. Что касается гипотезы Д. Девидсона, то она не соответствует современным данным об изотопном составе углерода алмазов и графита различного происхождения.

В последнее время появились и, если можно так сказать, «интегральные» гипотезы. Так, по мнению, высказанному К. Н. Никишовым в 1981 г., кимберлитовый процесс включает этап глубокого минералообразования, который представлен ксенолитами ультраосновных пород, эклогитов и минералов, включенных в алмазы (а следовательно, и самими алмазами). Плавление исходного вещества верхней мантии приводит к появлению кимберлитового расплава, кристаллизация которого в коровых условиях дает ассоциацию минералов порфирировых выделений (оливин, флогопит, ильменит и алмаз).

Таким образом, на первый взгляд, К. Н. Никишов соглашается с точкой зрения Н. В. Соболева, подчеркивая, что алмазы в кимберлитовые породы попадают при дезинтеграции ксенолитов алмазоносных ультраосновных пород и эклогитов, а также кристаллизуются из кимберлитовых расплавов. Однако, согласно К. Н. Никишову, кристаллизация алмазов в кимберлитовом расплаве протекала в малоглубинных, коровых условиях. К сожалению, предполагаемый механизм малоглубинного алмазообразования К. Н. Никишовым не рассматривается.

Вторая крупная группа гипотез (группа II) опирается на представления о метастабильном росте алмазов. Действительно, метастабильное алмазообразование экспериментально изучено Р. Венторфом и Х. Бовенкерком в 1961 г., Д. Эверсом в 1962 г., Дж. Бринкманом в 1964 г., Дж. Энгусом в 1968 г., Д. Диблом в 1969 г., Б. В. Дерягиным в 1969 г. и многими другими исследователями. Во всех этих опытах осуществлялось разложение углеродсодержащих газов (главным образом метана) с последующим

Таблица 3

P-T-условия формирования алмазосодержащих ультраосновных включений в кимберлитах

№ п/п	Образец	Парагенезис	T, °C					P, ГПа		
			ДБ66	МГ78	T*	ОНВ79*	ЭГ79*	ПХН81	ФБ79	М80 (Мп)/P
1	Ув-69/76	Ол + (Рп) + Гр + Шп				890			3,0	
2	Ув-70/76	Ол + Гр + Шп				860			3,0	
3	Ув-198/76	Ол + Рп + Гр + Шп				915	4,2			
4	Ус-221/420	Ол + Гр				1315			5,6	
5	Ув-255/75	Ол + Рп + Мп + Гр + Ил	1225	1192	1208		5,5			
6	Ув-364	Ол + Гр				1010			3,9	
7	Ув-404	Ол + Гр				925			3,6	
8	Ув-406	Ол + (Рп) + Гр + Шп				900			3,2	
9	У-756	Рп + Мп + Гр	1180	1237	1209		5,6			
10	У-759	Мп + Гр					1090		4,4	
11	Ув-823	Ол + Гр + Шп				850				
12	А-47	Ол + Рп + Мп + Гр + Ил	1070	1083	1076		4,9			
13	А-287	Рп + Мп + Ил	965	1065	1015		4,4			
14	А-414	(Ол) + (Рп) + Мп + + Гр + Ил							4,5	
15	М-45	Мп + Гр					950		4,2	
16	59/12	Мп + Гр					99)		5,3	
17	ХМ-46	Ол + Рп + Мп + Гр	1110	1133	1122		5,3			
18	ХМ-48	Ол + Рп + Мп + Гр	1080	1094	1087		5,0			
19	ВД-2125	Ол + Рп + Мп + Гр + Фл	1030	1031	1031		4,3			

Примечание. 1—11 — трубка «Удачная»; 12—16 — трубка «Мир»; 17—18 — трубка «Финш»; 19 — трубка «Мотая»; 1—11, 16 — по Н. В. Соболеву и др., 1984; 12—15 — по А. И. Пономаренко, 1977; 17—18 — по Ши и др., 1982; 19 — по Дж. Доусону и А. Смиту, 1975 г.; в скобках даны непроанализированные минералы.

осаждением углерода на алмазную затравку, т. е. имело место явление эпитаксии. Реальность метастабильного алмазообразования послужила основой для разработки крайних точек зрения на образование алмаза в близповерхностных условиях в ходе своеобразных пневмалито-гидротермальных процессов. Такие мнения высказывались В. С. Петровым в 1959 г., А. А. Меняйловым в 1962 г., Л. Н. Леонтьевым и А. А. Каденским в 1957 г., А. И. Боткуновым в 1964 г., В. И. Михеенко в 1970 г. и другими исследователями. Отметим, что все эти гипотезы крайне слабо обоснованы как фактическим, так и теоретическим материалом. Как подчеркивал Н. В. Соболев [22], авторы полностью опускают или неверно интерпретируют данные по включениям в алмазах и алмазосодержащим ксенолитам.

Более реальные представления были развиты Р. Митчеллом и Дж. Крокетом в 1971 г., согласно которым общая стадийность образования алмазов может быть представлена следующим образом.

Таблица 4

P-T-условия формирования включений ультраосновного парагенезиса в алмазах из трубок «Мир» и «Удачная»

№ п/п	Образец	Ассоциация минералов	<i>T</i> , °C					<i>P</i> , ГПа	
			ДБ66	МГ78	<i>T</i> *	М80 (Рп) <i>T</i> *	Х84*	ПХН81	М80 (Мп) <i>P</i> *
1	АВ-34	Ол+Мп+Рп+ +Гр	1010	963	986			4,4	4,2
2	АВ-93	Ол+Мп+Рп+ +Гр	980	929	955			4,4	—
3	АВ-25	Ол+Мп+Рп	940	962	951			4,4	4,4
4	АВ-26	Мп+Рп	1030	1076	1053			4,6	4,1
5	АВ-14	Ол+Мп+Рп+ +Гр	1000						4,0
6	АВ-19	Ол+Мп+Рп	940						4,7
7	АВ-28	Ол+Мп+Шп	1000						
8	АВ-20	Ол+Мп	960						4,1
9	АВ-24	Ол+Мп	1000						3,9
10	АВ-58	Ол+Мп+Рп				890		4,1	
11	АВ-75	Ол+Рп+Гр					820	3,8	
12	АВ-69	Ол+Рп+Гр					960	4,4	
13	АВ-95	Ол+Рп+Шп				1220		5,8	
14	Б-25	Мп	1000						3,8
15	Б-27	Мп	1140						3,8
16	Б-28	Мп	950						3,1
17	Б-23	Мп	970						3,8
18	БМ-164	Мп	980						3,9
19	БМ-165	Мп	950						3,8
20	БМ-166	Мп	940						3,6
21	57/9а	Мп	950						3,8
22	57/9б	Мп	940						3,7

Примечание. 1—20 — трубка «Мир»; 21—22 — трубка «Удачная». По Н. В. Соколову, 1974, 1976 гг.

1. Частичное плавление мантийного слюдяного гранатового перидотита, образование насыщенной летучими кимберлитовой магмы.

2. Образование зародышей и рост алмазов как фенокристаллов в поле термодинамической стабильности алмаза.

3. Медленный подъем магмы, в ходе которого в зависимости от кинетических факторов алмазные зародыши либо сохраняются, либо растворяются или графитизируются.

4. Образование в верхних горизонтах мантии или в земной коре промежуточного очага, где происходит интенсивный метастабильный рост алмазов на существующих к тому моменту алмазных «затравках». Именно на этой стадии окончательно формируется «ансамбль» алмазов, специфичный для каждой трубки.

5. Образование диатремы, резкое возрастание окислительного потенциала и прекращение роста алмазов.

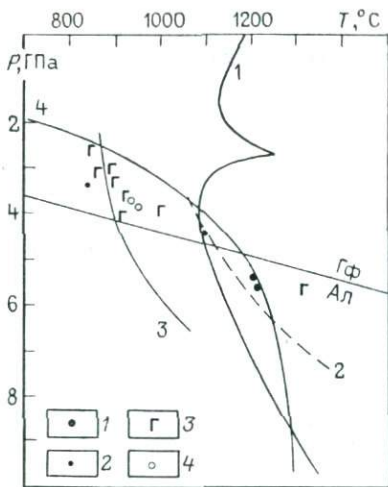


Рис. 35. *PT*-условия формирования алмазосодержащих нодулей и включений в алмазах из трубки «Удачная». 1—3 — нодули: 1 — лерцолиты; 2 — предполагаемые дерцолиты; 3 — дунит-гарцбургиты; 4 — включения в алмазах. Петрологические границы: 1 — солидус перidotита в системе перidotит— CO_2 — H_2O (по П. Уайли); 2 — солидус «среднего» кимберлита Лесото (по Д. Эгглеру, Р. Вендланду); 3 — солидус водонасыщенного перidotита (по Б. Майсену, А. Бетчеру); 4 — континентальная геотерма

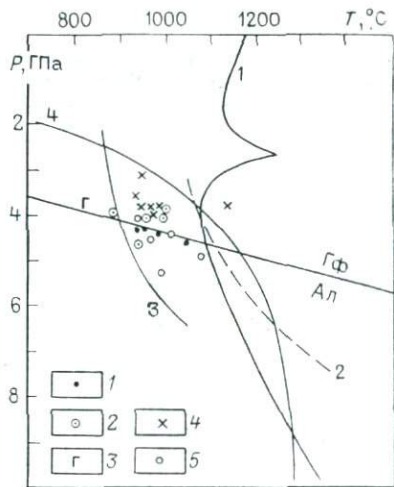


Рис. 36. *PT*-условия формирования алмазосодержащих нодулей и включений в алмазах из трубки «Мир». 1—4 — включения в алмазах: 1 — лерцолитовый парагенезис; 2 — лерцолитовый парагенезис, но расчет *T* и *P* велся по одному Мп; 3 — гарцбургитовый парагенезис; 4 — сростки с алмазами; 5 — алмазосодержащие нодули; 1—4 — см. рис. 35

Таким образом, современные гипотезы подразумевают многовариантность механизмов природного алмазообразования, и здесь оценка *PT*-условий формирования алмазоносных парагенезисов должна иметь первостепенное значение.

В качестве исходного материала мы использовали данные по алмазоносным парагенезисам кимберлитовых трубок «Мир» и «Удачная». Обобщение сведений по алмазосодержащим перidotитовым нодулям дано в работе [24]. Данные по составу включений в алмазах суммированы в работах [22, 23]. Результаты расчетов приведены в табл. 3, 4 и на рис. 35 и 36.

Для трубки «Удачная» изучены главным образом алмазосодержащие ксенолиты, представленные в основном гранатовыми дунитами и гарцбургитами, а также единичными лерцолитами. Два образца лерцолитов, для которых расчет *PT*-параметров наиболее достоверен, ложатся в высокотемпературную область (выше температуры солидуса карбонатизированного перidotита), вблизи экспериментально установленного кимберлитового солидуса, в поле термодинамической стабильности алмаза. Еще один образец (Мп+Гр), если относить его к лерцолитовому парагенезису, также ложится на линию кимберлитового солидуса, но чуть-чуть выходит из поля стабильности алмаза. Здесь, впрочем, надо учитывать, что расчет велся по менее точным методам ЭГ79* и М80(Мп)^{Р*}.

В высокотемпературную область попадает также один образец гарцбургита.

Гранатовые дуниты и гарцбургиты характеризуются гораздо более низкими температурами равновесия и практически все расположились выше линии равновесия графит—алмаз, в поле стабильности графита, группируясь вокруг солидуса водонасыщенного перидотита. Расчет температур проводился по паре Ол+Гр (метод О'НВ79*) и вряд ли подвержен существенным погрешностям. Иное дело давление. Оно определялось по содержанию Са в Ол (метод ФБ79*), что требует наличия в парагенезисе также моноклинного пироксена. Учитывая особенности состава минералов и прежде всего граната [24], это предположение выглядит нереальным, поэтому и полученные величины давлений следует рассматривать как сугубо условные. Вполне возможно, что на самом деле фигуративные точки дунитов и гарцбургитов должны сместиться вниз, в поле стабильности алмаза, но такое перемещение при слабом изменении температур лишь более ярко подчеркнет самостоятельность высокотемпературной лерцолитовой и низкотемпературной дунит-гарцбургитовой серий алмазоносных перидотитов.

Две точки, рассчитанные для моноклинных пироксенов, включенных в алмаз из трубки «Удачная», также попадают в дунит-гарцбургитовый ряд. Однако примененный комплекс методов (ДБ66 и М80 (Мп)^{Р*}) подразумевает наличие в парагенезисе двух пироксенов. В нашем случае, судя по особенностям состава минералов [22], включения относятся к верлитовому парагенезису, поэтому полученные значения T и P являются условными.

Включения в алмазах, относящиеся к ультраосновным парагенезисам, наиболее детально изучены в трубке «Мир» (в этом отношении данная трубка, по-видимому, является на сегодняшний день уникальной). Фигуративные точки включений на PT -диаграмме образуют слегка вытянутое поле, расположенное выше солидуса водонасыщенного перидотита, но ниже кимберлитового солидуса, причем это относится как к включениям лерцолитового, так и гарцбургитового парагенезисов. Лишь одно гарцбургитовое включение и один гранат-клинопироксеновый сросток с алмазом попали в высокотемпературную область. Для гарцбургита расчет велся с помощью методов М80 (Рп)^{Т*} и ПХН81, т. е. предполагалось наличие в парагенезисе и клинопироксена, что, естественно, существенно снижает достоверность полученных значений термодинамических параметров равновесия.

Большинство включений в алмазах расположено в поле стабильности алмаза, вблизи линии равновесия графит—алмаз. Несколько точек попадает в поле стабильности графита, но для всех них расчет проводился менее точными методами. Точки гранат-клинопироксеновых сростков с алмазами смещены в сторону более низких давлений (при практически тех же температурах) и целиком располагаются в поле стабильности графита. Надо отметить, что представление о менее глубинном характере сростков

с алмазами по сравнению с включениями в алмазы разделяется подавляющим большинством исследователей.

Итак, результаты реконструкции *PT*-условий равновесия алмазосодержащих парагенезисов позволяют заключить следующее.

1. В трубке «Удачная» выделяется две серии алмазосодержащих парагенезисов — высокотемпературная лерцолитовая, которая могла находиться в равновесии с кимберлитовым расплавом, и низкотемпературная дунит-гарцбургитовая, формировавшаяся в области кимберлитового субсолидуса и, следовательно, ксеногенная по отношению к кимберлитовому расплаву. Однако последняя серия могла быть в равновесии с водонасыщенным перидотитовым расплавом.

2. В трубке «Мир» алмазосодержащие парагенезисы (и дунит-гарцбургиты, и лерцолиты) образуют единую группу, которая формировалась в области кимберлитового субсолидуса, но могла быть в равновесии с водонасыщенным ультраосновным расплавом. Сrostки с алмазами по сравнению с включениями в алмазы образовывались при меньших давлениях, но образуют с ними единую серию.

Можно сделать вывод, что лишь высокотемпературные алмазосодержащие лерцолиты трубки «Удачная» могли кристаллизироваться непосредственно из кимберлитового расплава. Остальные алмазы трубки «Удачная», по крайней мере подавляющее большинство алмазов трубки «Мир» ксеногенны по отношению к вмещающему их кимберлиту. Что же является для них материнской средой?

Г. П. Буланова и другие исследователи в 1985 г., изучив эволюцию состава сингенетических включений, зонально распределенных в алмазах, и особенности минеральных ассоциаций центральных частей кристаллов, убедительно показали, что алмазы росли из силикатных расплавов. Последние могли быть представлены водонасыщенными ультраосновными расплавами, поскольку на *PT*-диаграмме точки алмазосодержащих парагенезисов располагаются выше их солидуса. Все это позволяет нам поддержать гипотезу А. А. Маракушева, по крайней мере в той ее части, которая касается места и времени кристаллизации алмазов.

Подчеркнем еще один момент — более высокотемпературный характер лерцолитовой серии по сравнению с дунит-гарцбургитовой для трубки «Удачная». Ранее, в 1985 г., к аналогичному выводу пришли К. Н. Егоров и А. Ф. Сафронов. Однако авторы неправомерно, на наш взгляд, распространили эти соотношения на кимберлиты в целом. Так, они отмечают, что гранаты из алмазов являются в среднем более хромистыми, чем гранаты из сростков [22], многие из которых попадают в поле гранатов лерцолитового парагенезиса, и на этом основании заключают, что в ходе глубокого минералообразования кристаллизация минералов дунит-гарцбургитового парагенезиса, ассоциирующих с алмазами, сменяется кристаллизацией минералов лерцолитового парагенезиса, причем температура кристаллизации повышается.

Как следует из рис. 36, именно сростки с алмазами, которые, действительно, можно рассматривать в качестве члена дунит-гарцбургитовой серии, формировались при меньших давлениях и на фоне не повышения, а скорее некоторого понижения температур. Что касается более высокотемпературной лерцолитовой серии, то и здесь нельзя говорить о повышении температуры при смене дунит-гарцбургитового парагенезиса лерцолитовым, поскольку в данном конкретном случае дунит-гарцбургиты и лерцолиты относятся к самостоятельным, различно эволюционирующим сериям. Одним словом, есть лерцолиты и лерцолиты — одни возникают в ходе эволюции низкотемпературной дунит-гарцбургитовой серии, другие образуют самостоятельную высокотемпературную серию.

Отметим также, что Н. В. Соболев и другие исследователи в 1984 г. пришли к выводу, что в целом алмазоносные перидотиты формировались при меньших температурах, чем включения в алмазах. При сопоставлении рис. 35 и 36 кажется, что так оно и есть: большинство значений температур для перидотитов лежит в диапазоне 850—950 °С (см. рис. 35), а для включений — 950—1000 °С (см. рис. 36). Однако необходимо помнить, что здесь сопоставляются в основном нодули из трубки «Удачная» и включения в алмазах из трубки «Мир», т. е. из трубок, расположенных на значительном расстоянии друг от друга (в разных кимберлитовых полях) и характеризующихся различными особенностями геологического строения, вещественного состава кимберлитов и т. д. В то же время для отдельно взятой трубки сколько-нибудь существенная разница в температурах формирования нодулей и включений не отмечается. Для окончательного решения этого вопроса в настоящее время явно недостает фактических данных.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КИМБЕРЛИТАХ

Ультраосновные включения в кимберлитах (гранат- и шпинель-содержащие оливиниты, дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, вебстериты и др.) являются важнейшим источником информации о глубинных петрологических процессах. Однако характер интерпретации этих данных во многом определяется нашей точкой зрения на генезис включений: являются ли они представителями вещества верхней мантии и ксеногенны по отношению к транспортирующему их кимберлиту или же это аккумулятивные образования, которые возникли на ранних этапах эволюции магмы.

Большинство исследователей придерживаются мнения о ксеногенном характере включений. В основе этой гипотезы лежат два ключевых факта: устанавливаемые по составам минералов высокие давления формирования (отождествляемые с давлением литостатической нагрузки и, следовательно, с мантийными глубинами) и нередко фиксируемый значительный разрыв между результатами определения абсолютного возраста включений и возрастом самих кимберлитов. С точки зрения ксеногенной гипотезы ультраосновные включения в кимберлитах представляют собой отторженцы соответствующих слоев верхней мантии, имеющих региональное

распространение, а сами кимберлитовые трубки рассматриваются как своеобразные природные скважины, проводящие как бы случайное опробование того разреза верхней мантии, через который они проходят. В этом случае, изучая распространенность различных типов включений, можно реконструировать вертикальные разрезы верхней мантии для соответствующих регионов (например, работы А. Д. Харькова и др.).

По мнению другой группы исследователей, ультраосновные включения в кимберлитах и базальтах кристаллизовались непосредственно из магмы-хозяина на определенных этапах ее эволюции (для Австралии эта точка зрения высказывалась Р. Ирвингом, Северной Америки — М. Бестом, Гавайских островов — Р. Уайтом, Д. Грином и А. Рингвудом, Б. Майсенем и А. Бетчером, Японии — К. Аоки, СССР — И. М. Волоховым, в обзорных работах В. А. Милашева, Е. В. Францессон, В. С. Трофимова). Как отмечал И. М. Волохов в 1972 г., сложные термодинамические условия мантии, затрудняющие процессы дробления вещества, представляются очень серьезным доводом против мантийной концепции образования обломков в кимберлитах и базальтах. О тесной связи в некоторых случаях ультраосновных включений и кимберлита-хозяина свидетельствуют радиометрические данные. Так, согласно Х. Олсону и Д. Баррету, абсолютный возраст кимберлитов трубок Вессельтон, Дютюйтспен, Де-Бирс, Булфонтейн и Монастери в ЮАР равен 86 ± 3 млн. лет, возраст перидотитовых включений в трубке Вессельтон составляет 84 ± 4 млн. лет, в трубках Де-Бирс, Дютюйтспен и Булфонтейн — 90 ± 3 млн. лет, что указывает на относительную однородность кимберлитов и заключенных в них ультраосновных включений. Позднее И. Канеока и К. Аоки в 1978 г. подтвердили эти результаты, установив по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методу, что возраст включений флогопитового перидотита в трубке Булфонтейн и включений флогопита из трубки Дютюйтспен составляет 86 млн. лет.

Следует подчеркнуть, что подавляющее большинство сторонников аккумулятивной гипотезы рассматривает ультраосновные включения в кимберлитах как отражение ранних, глубинных этапов магматической эволюции, т. е. собственно мантийное происхождение включений (в смысле термодинамических условий формирования) не оспаривается. Лишь единицы связывают генезис включений с кристаллизацией в промежуточных малоглубинных магматических очагах (например, В. С. Трофимов). При этом предполагается, что в силу неких внутренних и внешних причин («автоклавный эффект» и пр.) в данных промежуточных камерах возникают термодинамические условия, достигающие даже области стабильности алмаза. Естественно, что в таких случаях никакой связи между величинами давлений, определяемых по минеральным ассоциациям, и литостатической нагрузкой (глубиной) быть не может.

Пожалуй, наиболее всесторонне магматическая модель формирования ультраосновных включений была в последнее время рас-

смотрена А. А. Маракушевым [11]. Он пришел к выводу, что включения в кимберлитах и базальтах (причем не только ультраосновные, но и эклогитовые) образуют две магматические серии (магнезиально-глиноземистых и железо-титанистых пород), аналоги которых широко распространены в расслоенных и многофазных интрузивах базит-гипербазитового типа. Перидотиты во включениях представлены порфиrowыми и зернистыми типами, различия между которыми аналогичны различиям, существующим между субвулканическими и плутоническими породами. Как подчеркивает А. А. Маракушев, даже самые ранние ассоциации минералов, фиксируемые во включениях, строго соответствуют составу пород, составляющих магматические серии, что свидетельствует в пользу жидкостного (докристаллизационного) расслоения магматических очагов как первичных, так и промежуточных, формирующихся на различных уровнях мантии и земной коры. При этом преобладающим типом ранней дифференциации магматических очагов является базит-гипербазитовое расслоение, которое привело к устойчивой ассоциации гранатовых перидотитов с эклогитами или шпинелевыми перидотитов с шпинелевыми пироксенитами и габбро.

Таким образом, ультраосновные включения, согласно А. А. Маракушеву, составляют закономерные магматические серии, обусловленные дифференциацией магм, и содержат структурные признаки и ассоциации минералов, сменяющие друг друга в последовательности понижения давления, при котором они кристаллизовались. Все это приводит к представлению об их формировании в ходе сложной эволюции глубинных магматических очагов с этапами первичной (очаговой) кристаллизации и последующей консолидации магм при внедрении их на более высокие уровни мантии и земной коры, где они образуют расслоенные и многофазные интрузивные и субвулканические комплексы. Собственно вулканические формы трубчатого строения (диатремы), с которыми связано внедрение кимберлитов, кимберлитоподобных пород и щелочных базальтов, являются более поздними по отношению к этим предшествующим внедрениям, хотя они могут развиваться в генетической связи с ними [11].

Можно согласиться с А. А. Маракушевым в том, что наши представления о реальных горных породах, составляющих глобально распространенные зоны верхней мантии, совершенно гипотетичны. Как отмечали В. П. Костюк и Е. А. Костюк в 1978 г., прямые доказательства принадлежности ультраосновных включений к мантийному материалу, строго говоря, пока отсутствуют. К сожалению, мы не имеем еще определенных критериев, позволяющих различать ксенолиты (реститы) и магматические (аккумулятивные) образования, особенно если они формировались в близкой термодинамической обстановке. В качестве одного из таких критериев можно использовать экспериментальные данные Б. Майсена и А. Беттчера, опубликованные в 1979 г., согласно которым в минералах-реститах содержание хрома и магнезиальность прямо пропорциональны, тогда как в минералах-кумулятах наблю-

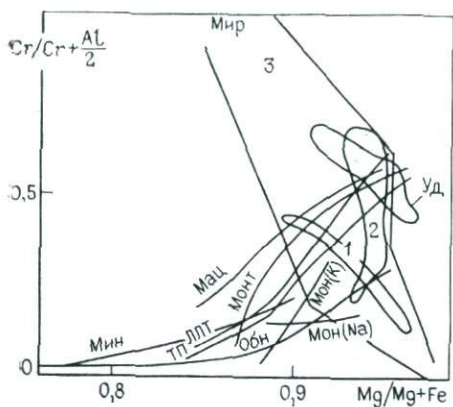


Рис. 37. Соотношения между глиноземистостью и хромистостью клинопироксенов ультраосновных включений в кимберлитах и базальтах некоторых районов мира.

Уд — трубка «Удачная»; Обн — трубка «Обнаженная»; Монт — Монтана, США; ТП — трубка «Таба-Путсоа», Лесото; ЛЛТ — трубка «Летсенг-Ла-Терае», там же; Мон — базальты Монголии (калиевая и натровая серия); Мин — базальты Минусинской котловины. Для трубки «Мир» отдельно показаны поле Мп из гранатовых перидотитов (1), включений в алмазах (2) и поле для трубки в целом с учетом клинопироксен-алмазных сростков (3)

тов Лесото, Северной Америки, трубки «Обнаженная», базальтов Монголии и Минусинской котловины отмечается четкая положительная корреляция магниальности и хромистости, что указывает на их реститовую природу. Совершенно иная картина наблюдается для включений из трубок «Мир» и «Удачная», где хромистость растет с понижением магниальности, причем для трубки «Мир» такая тенденция намечается как в целом по включениям, так и отдельно по гранатовым перидотитам, включениям в алмазах и сросткам с ними. Данные по ромбическим пироксенам полностью согласуются со сделанными выше выводами.

Таким образом, анализ химизма пироксенов показывает, что в большинстве случаев ультраосновные включения действительно являются истинными ксенолитами и представляют собой обломки вещества верхней мантии. В кимберлитах же трубок «Мир» и «Удачная» как включения перидотитов, так и включения в алмазах (а следовательно, и сами алмазы) — образования аккумулятивные и кристаллизовались из расплава.

Может быть, ультраосновной магматизм, в генетической связи с которым, по А. А. Маракушеву, впоследствии развивается магматизм кимберлитовый, предшествует лишь алмазоносному кимберлитовому магматизму?

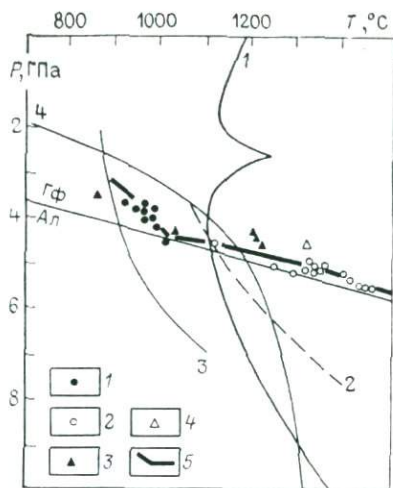
дается обратная тенденция: с ростом магниальности содержание хрома падает. Наиболее четко это прослеживается по пироксенам.

Мы использовали опубликованные составы клинопироксенов из ультраосновных включений хорошо изученных объектов, а также клинопироксены из включений в алмазах и сростков с алмазами трубки «Мир». Клинопироксены были выбраны потому, что, во-первых, диапазон содержания хрома в них намного больше, чем в ортопироксенах, — значит, не так существенно должны влиять аналитические ошибки; во-вторых, материал по клинопироксенам более представлен.

На рис. 37 показан характер изменения химизма клинопироксенов в координатах хромистость — магниальность. Для включений из кимберлитов

Рис. 38. *PT*-условия формирования ультраосновных включений в кимберлитах Лесото и Монтаны.

1 — равномернозернистые перцолиты Лесото;
 2 — порфирокластические перцолиты Лесото;
 3 — равномернозернистые перцолиты Монтаны;
 4 — порфирокластические перцолиты Монтаны;
 5 — «палеогеотерма» Лесото; 1—4 — см. рис. 35



Ряд важных проблем возникает при интерпретации результатов определения *PT*-параметров равновесия ультраосновных включений в кимберлитах. В большинстве случаев положение точек включений на *PT*-диаграмме примерно совпадает с усредненной континентальной геотермой, что дало возможность трактовать получаемые расчетные кривые как палеогеотермы платформ на период, предшествующий внедрению кимберлитов. Как было обнаружено работами Ф. Бойда, в ряде трубок, где встречаются ультраосновные включения с порфирокластической текстурой, для последних с помощью термометра Девиса—Бойда и барометра И. Мак-Грегора устанавливаются более высокие температуры, чем задаваемые «нормальной» континентальной геотермой. В результате проведенные через расчетные точки кривые обнаруживают явный излом при температурах около 1000 °C; более низкотемпературная ветвь в целом соответствует континентальной геотерме, а высокотемпературная — резко уходит в сторону более высоких значений *T*. На основании трактовки этих кривых с изломом тоже в качестве палеогеотерм Ф. Бойдом и П. Никсоном был выдвинут ряд важных геодинамических предположений.

Использование палеогеотерм для характеристики *PT*-условий верхней мантии подверглось развернутой критике со стороны многих исследователей (например, Б. Доусоном в 1975 г., А. Ирвингом в 1976 г., Х. Вилшайером и Е. Джексонсом в 1975 г., Л. Л. Перчуком в 1977 г.). При этом делались ссылки как на то, что современные методы минералогической термобарометрии недостаточно точны, так и на то, что получаемые величины палеогеотермических градиентов не соответствуют собственно стационарным мантийным условиям, а искажены в ходе диапиризма и процесса генерации магм.

Итак, насколько реален излом предполагаемых палеогеотерм? На рис. 38 нанесены точки составов ультраосновных включений из

Таблица 5

PT-условия формирования ультраосновных включений
в кимберлитах трубок «Удачная» и «Мир»

№ п/п	Образец	<i>T</i> , °C			<i>P</i> , ГПа	
		ДБ66	МГ78	7*	М87 (МП) ^{РЗ}	ПХН81
1	Ув2201/76	1270	1263	1267		5,9
2	Ув-388/77	1190	1190	1190		5,3
3	Ув-200/76	1220	1204	1212		5,7
4	Ув-20/1	1150	1177	1163		5,0
5	Уд-40	1175	1178	1176		5,4
6	Уд-3	1180	1158	1169		4,8
7	Уд-111	1000	991	995		5,3
8	Уд-5	1220	1257	1239		5,8
9	Уд-18	1190	1208	1199		5,6
10	209/576	1255	1257	1256		5,9
11	Ув-161	1250	1258	1254		6,0
12	Уд-92	1150	1188	1169		5,8
13	Уд-96	1180			5,8	
14	Уд-93	1225			4,6	
15	Уд-94	1175			—	
16	Уд-20	1200			—	
17	Уд-91	1175			5,2	
18	Уд-183	1150			—	
19	М-99	950			4,3	
20	БМ-1050	1050			2,5	
21	М-63	1050			4,0	
22	М-201	900			4,0	
23	М-114	1070			4,1	

Примечание. 1—18 — трубка «Удачная»; 19—23 — трубка «Мир»; 1—4 — по А. Д. Харькиву и др., 1983; 5—23 — по Н. В. Соболеву, 1974.

кимберлитов Лесото и Монтаны (США). Мы рассчитали также условия формирования ультраосновных включений в кимберлитах трубок «Мир», «Удачная» и «Обнаженная». Исходные данные, результаты расчетов приведены в табл. 5 и 6, отражены на рис. 39, 40.

Для кимберлитов Монтаны, Лесото, трубки «Удачная» точки включений располагаются достаточно закономерно, что позволяет наметить определенные *PT*-тренды — «палеогеотермы». Нет ясной картины для трубки «Мир», что можно объяснить малым количеством проанализированных образцов. Особого обсуждения требует характер распределения точек для трубки «Обнаженная». Здесь точки, рассчитанные по составам сосуществующих пироксенов, взятых из работ Н. В. Соболева, И. П. Илупина и Э. А. Багдасарова, И. Д. Рябчикова с соавторами, дают вполне закономерный тренд. Большая же часть точек, рассчитанных по данным Б. М. Владимирова, отклоняется в сторону более высоких температур. Скорее всего, это связано с аналитическими погрешностями, тем более что анализы выполнялись традиционными методами

Таблица 6

*P**T*-условия формирования ультраосновных включений
в кимберлитах трубки «Обнаженная»

№ п/п	Образец	Минералы, использо- ванные в расчетах	<i>T</i> , °C				<i>P</i> , ГПа	
			ДБ66	МГ78	<i>T</i> *	MSO (P _п) <i>T</i> *	ПХН81	MSO (МП) <i>P</i> *
1	3225	Мп+Рп	1175	1148	1162		3,5	
2	3254	Мп+Рп	1010	1132	1071		3,1	
3	О-1614	Мп+Рп	1250	1220	1235		4,6	
4	О-2066	Мп+Рп	1070	1049	1060		3,8	
5	3269	Мп+Рп	1000	1030	1015		3,3	
6	О6-1	Мп	975					
7	О-5	Мп	1290					
8	О-1525	Мп	1000					
9	3032	Мп	1210					
10	3221	Мп	1070					
11	3256	Мп+Рп	1090	1149	1117		2,6	
12	3013	Мп+Рп	1010	1032	1021		3,3	
13	3022а	Мп	1055					
14	А-3/1	Мп+Рп	1230	1002	116			
15	А-5	Мп	1150					
16	А-6	Мп	1225					
17	1220	Мп+Рп	766	993				
18	3255	Рп				920	4,0	
19	3001	Рп				1120	3,0	
20	А-3	Рп				1180	3,2	
21	О6-3	Рп				1120	3,6	
22	О6-112	Мп+Рп	880	889	885		2,3	
23	Обж-1	Мп+Рп	920	787	853		3,1	
24	О6-152	Мп+Рп	980	901	940		3,8	
25	О-172	Мп+Рп	920	850	885			
26	О-145	Мп+Рп	1070	1032	1051			
27	О-802	Мп+Рп	1000	896	948			
28	О-309	Мп	920					3,2
29	О-467	Мп	925					0,5
30	О-379	Мп	925					4,3
31	О-800	Мп	990					3,9
32	О-466с	Мп	1090					3,3
33	О-466Т	Мп	1050					2,5
34	Р-908	Мп+Рп	950	921	935		3,2	
35	Р-916	Мп+Рп	915	946	930		3,7	
36	Э-06-1	Мп+Рп	880	921	900		3,0	
37	Э-06-3	Мп+Рп	915	1013	964		4,1	

Примечание. 1—21 — по Б. М. Владимирову и др., 1976; 22—24 — по И. А. Рябчикову и др., 1985; 25—33 — по Н. В. Соболеву, 1974; 34—37 — по И. П. Илущину, Э. А. Багдасарову, 1983.

«мокрой» химии. Вряд ли ошибки аналитики существенно повлияли на оценки температур, но систематическое завышение содержания Al в пироксенах могло привести к заметному занижению давления. Поэтому в качестве «палеогеотермы» для трубки «Обна-

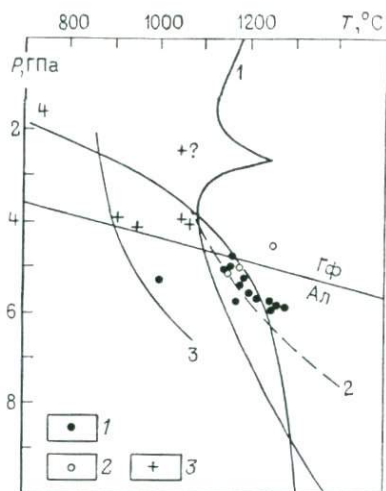


Рис. 39. P - T -условия формирования ультраосновных включений в кимберлитах трубок «Мир» и «Удачная». 1 — лерцолиты из трубки «Удачная»; 2 — то же, но расчет T и P велся по одному Мп; 3 — лерцолиты трубки «Мир»; 1—4 — см. рис. 35

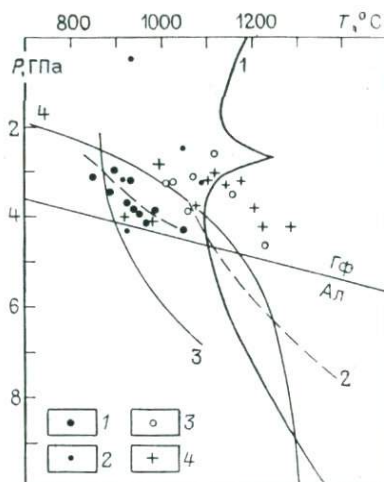


Рис. 40. P - T -условия формирования ультраосновных включений в кимберлитах трубки «Обнаженная». 1 — дупироксеновые парагенезисы; 2 — то же, но расчет P и T велся по составу лишь одного из двух пироксенов; 3, 4 — анализы Б. М. Владимирова и др.; 3 — дупироксеновые парагенезисы; 4 — то же, но расчет T и P велся по составу лишь одного из двух пироксенов; 1—4 — см. рис. 35

женная» нами выбран тренд, намечаемый по данным первых трех упомянутых работ.

Анализ полученных результатов показывает следующее:

1. Для ультраосновных включений из кимберлитов Лесото излом палеогеотерм, действительно, имеет место, хотя выражен намного слабее, чем у Ф. Бойда и П. Никсона. Такой вывод был сделан нами и ранее [2].

2. Вне зависимости от применяемых методов термобарометрии качественные соотношения на P - T -диаграмме остаются неизменными (в случае использования не единичных анализов, а достаточно больших подборок по каждому объекту). Чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить между собой сводную диаграмму по палеогеотермам, приведенную в работе [19], и наши рисунки.

3. Мало вероятно, что большое разнообразие трендов на P - T -диаграмме — реальное отражение стационарных палеогеотерм, существовавших в период до внедрения кимберлитов в пределах сравнительно крупных регионов. Как подчеркнул А. Ф. Сафонов и К. Н. Никишов, формирование кимберлитовых расплавов и эволюция пород, в которых находятся ультраосновные включения, могут быть обусловлены подъемом и внедрением в земную кору блока пород верхней мантии. В ходе подъема вещество блока испытывает частичное плавление и дифференциацию, поэтому ксено-

литы глубинных пород, видимо, не прямые аналоги пород верхней мантии, а скорее продукты длительной их эволюции. Продуктами дифференциации пород блока, кроме того, являются и расплавы, внедряющиеся в верхние горизонты в пределах земной коры.

По мнению А. Ф. Сафронова и К. Н. Никишова, принципиальная близость составов минералов порфирировых выделений и особенностей минералогии и состава глубинных ультраосновных включений из кимберлитовых тел одного поля позволяет сделать вывод, что каждому полю соответствует блок пород верхнемантийного происхождения, находящийся в пределах земной коры.

Таким образом, «палеогеотермы», построенные по *PT*-оценкам равновесия ультраосновных включений в кимберлитовых породах, характеризуют степень дифференциации и флюидный режим блока пород литосферы, которому соответствует данное кимберлитовое поле. В общем случае породы более дифференцированного блока дают более низкотемпературные геотермы по сравнению с породами блока, менее дифференцированного [19].

Мы далеко не во всем можем согласиться с выводами А. Ф. Сафронова и К. Н. Никишова, но согласны с ними в главном: если под термином «палеогеотерма» понимать определенный характер распределения температур с глубиной, присущий достаточно крупному объемному блоку верхней мантии и устойчивый в течение геологически значимого временного интервала, то так называемые «палеогеотермы», устанавливаемые по *PT*-оценкам равновесия ультраосновных включений, не имеют с реальными палеогеотермами ничего общего. Они являются динамическими параметрами и характеризуют эволюцию процесса глубинного магнезиального образования, составным элементом которого является кимберлитовое образование. Поэтому систему «включения — кимберлит» следует рассматривать в качестве единого, генетически цельного эволюционирующего объекта.

Особенно ярко это единство иллюстрируется примером трубки «Удачная», где большинство точек включений располагается практически параллельно линии кимберлитового солидуса. Наряду с особенностями вариаций химизма пироксенов (см. рис. 37), такой характер распределения включений свидетельствует, на наш взгляд, об их кристаллизации в ходе эволюции кимберлитового расплава.

ПЕТРОГЕНЕЗИС КИМБЕРЛИТОВ

Кимберлиты по валовому химическому составу и минералогии относятся к ультраосновным породам (слюдяным перидотитам), но обладают необычными для «стандартных» ультрабазитов содержаниями некоторых элементов-примесей, прежде всего так называемых «некогерентных», т. е. не входящих в заметных количествах в состав породообразующих минералов. Так, в кимберлитах в умеренно повышенных количествах (в 5—10 раз по сравнению с обычными ультрабазитами) содержатся Cl, Br, Mo, Pt, Y, Se, B,

Bi, а также тяжелые редкоземельные элементы Cd—Lu. Высокое или чрезвычайно высокое увеличение содержаний (более чем в 10 раз) установлено для щелочных металлов (исключая Na), Zr, Hf, F, Ti, Sr, Ba, Pb, Rb, Nb, Ta, U, Th, La и легких редких земель Ce—Eu; содержание Cs особенно велико [4].

Именно источник и причины концентрации в кимберлитах высоких количеств некогерентных химических элементов представляют основную проблему в петрогенезисе кимберлитов. Согласно Дж. Доусону, в настоящее время существуют три основные гипотезы происхождения кимберлитов.

1. Гипотеза зонной плавки, которая первоначально была выдвинута П. Харрисом в 1957 г. и более детально разработана П. Харрисом и Е. Мидлмостом в 1969 г. Согласно этой гипотезе, первоначальный расплав (состав которого не указывается) образуется на глубинах порядка 600 км. Вследствие динамической неустойчивости в гравитационном поле Земли этот расплав перемещается вверх по механизму обрушения кровли или зонной плавки (аналогично процессу зонной плавки при металлургическом рафинировании). При продвижении такого магматического тела вверх для петрогенных химических элементов на каждом уровне (т. е. для каждого фиксированного сочетания температур и давлений) устанавливается равновесие между расплавом и кристаллической фазой (реститом). В то же время некогерентные элементы будут постоянно накапливаться в расплаве. На более высоких горизонтах при понижении температуры расплав претерпевает частичную кристаллизацию и уменьшается в объеме, что сопровождается фракционированием и ростом концентраций «остаточных» элементов — K, Rb, Cs, Ba, La и Pb. Дополнительное воздействие летучих компонентов понижает температуру окончательной консолидации остаточного расплава. Именно этот остаток П. Харрис и Е. Мидлмост рассматривают в качестве кимберлита, полагая, что из-за высокого содержания летучих данный расплав способен к взрывному внедрению с больших глубин. Близкая петрологическая модель была предложена В. А. Милашевым в 1972 г.

Критически обсуждая эту гипотезу, Дж. Доусон среди прочих замечаний отметил, что продукты зонной плавки мантии должны быть проявлены более широко и в больших количествах, что не соответствует наблюдаемым незначительным объемам кимберлитов и других редких типов калиевых лав, происхождение которых П. Харрис и Е. Мидлмост также приписывают зонной плавке [4].

2. Другой процесс, пользовавшийся одно время широким признанием и детально разработанный И. Мак-Греггором в 1970 г., можно назвать процессом образования магматического остатка. Эта гипотеза предполагает, что первичный расплав состава пикритового базальта возникает в результате частичного плавления гранатового лерцолита, в которое прежде всего вовлекается фракция гранат — клинопироксен на глубинах 80—100 км, при этом тугоплавкая фракция оливин — ортопироксен остается в виде кристаллического рестита. В соответствии с экспериментальными данны-

ми, полученными, например М. О'Харой и Х. Йодером в 1967 г., фракционная кристаллизация пикритового базальта при высоких давлениях дает двуминеральные эклогитовые кумуляты и в остатке — серию недосыщенных кремнекислотой щелочных расплавов, имеющих геохимические характеристики кимберлитов или других редких ультраосновных калиевых лав. Ассоциация ксенолитов гранатовых лерцолитов (исходной мантийной породы), ксенолитов дунитов и гарцбургитов (рестита), ксенолитов эклогитов (кумулятов, возникших в ходе фракционирования расплава) и кимберлитовой основной массы (остаточным расплавом предполагаемого фракционирования при высоком давлении) сделала эту гипотезу чрезвычайно привлекательной.

По мнению Дж. Доусона, два главных возражения против рассмотренной выше гипотезы заключаются в том, что, во-первых, ассоциация гранат — клинопироксен — ортопироксен — оливин является «истощенной» в том смысле, что содержит незначительные количества K_2O , TiO_2 , CO_2 и P_2O_5 , концентрирующихся в основной массе кимберлита, и поэтому не может считаться подходящим исходным веществом; во-вторых, гипотеза не согласуется с данными по возрасту ксенолитов. В соответствии с моделью И. Мак-Грегора, ксенолиты гранатовых лерцолитов являются более древним материалом по отношению к кимберлиту, эклогиты же синхронны с кимберлитовым расплавом, более того, пара эклогит — кимберлит является комплементарной. Однако данные абсолютной геохронологии указывают на то, что эклогиты значительно древнее вмещающих их кимберлитов и не находятся с ними в изотопном равновесии. Тем не менее, отмечает Дж. Доусон, мы должны признать, что фракционирование граната и клинопироксена (вместе с оливином, ильменитом и, возможно, флогопитом) действительно имеет место при формировании кимберлитов [4].

3. Другая возможная причина формирования геохимической специфики кимберлитов — образование их в результате исключительно малой степени плавления исходного мантийного вещества. Оценить степень частичного плавления можно, исходя из известных геохимических данных [6]. Специально этот вопрос был рассмотрен Ф. В. Каминским в 1983 г.

П. Гаст в 1968 г., используя коэффициенты распределения для ряда микроэлементов, определенные П. Шнстуллером и А. Филпотсом для Скергаардской интрузии, теоретически рассчитал номограмму для определения степени плавления гранатовых перидотитов по величине отношения La/Yb в продуцируемых магмах. По этой номограмме расплав с отношением La/Yb более 100 (как в кимберлитах) может быть получен при плавлении 0,4 % гранатового перидотита состава $Ol_{40}Pp_{27}Mn_{18}Gr_{18}$.

В дальнейшем для экспериментального определения коэффициентов распределения РЗЭ использовались природные включения гранатовых перидотитов из кимберлитов, подвергавшиеся плавлению при высоких давлениях. С учетом этих новых данных Р. Митчелл и А. Брунфельд в 1975 г. рассчитали и построили аналогич-

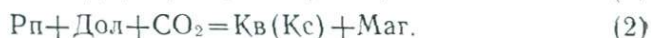
ную номограмму, согласно которой кимберлитовая магма, имеющая в среднем отношение La/Yb 120, образовалась при 0,6 %-ном плавлении исходного пиролита, близкого по составу к гранатовому перцолиту.

Возможно ли отделение столь малых порций расплава от исходных пород? Как показали эксперименты Н. Арндта в 1977 г., концентрация капель межгранулярного расплава происходит обычно более чем при 5 %-ном плавлении использованных в опытах шпинелевых перидотитов. Однако расчеты того же исследователя, выполненные с использованием модифицированной формулы Стокса, показывают, что при благоприятных условиях (небольшой размер зерен, их угловатая форма и т. д.) отделение расплава может происходить всего при 2—1 %-ном плавлении исходного вещества, чему в значительной степени могут содействовать стрессовые напряжения.

Кроме того, кимберлитовые магмы, существенно обогащенные летучими компонентами, обладают весьма малой вязкостью, что также способствует их отделению от реситового материала. Расчеты, выполненные Н. Слипсом в 1974 г., показали, что при таком повышенном содержании летучих на глубинах, соответствующих давлениям в 2—4 ГПа, магноотделение может начаться при всего 0,2 %-ном плавлении исходного мантийного вещества.

Наконец, для объяснения геохимической специфики кимберлитов привлекались и некоторые другие гипотезы, например, ассимиляция вещества земной коры (А. Акимов и Ю. Геншафт), глубинное магматическое кислотное выщелачивание (Б. Г. Лутц) и ряд других.

В последние годы новая петрологическая концепция возникла в результате экспериментальных и теоретических работ П. Уайли, Д. Эгглера и ряда других исследователей, обосновавших явление карбонатизации мантийного перидотита. При давлениях свыше 3 ГПа даже в случае маленького содержания углекислоты в системе (небольшая величина отношения $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ во флюиде) в мантийном перидотите будет образовываться доломит. Все экспериментальные данные по системе перидотит — вода — углекислота были недавно обобщены П. Уайли в специальной работе [49]. Согласно этому автору, по мере возрастания давления в системе могут протекать следующие реакции карбонатизации (рис. 41, а, б):



При низких массовых содержаниях углекислоты ($< 5\% \text{ CO}_2$) на полную карбонатизацию моноклинного пироксена ее не хватает, и реакция (6) не идет до конца. Добавление в систему воды значительно усложняет картину субсолидусных фазовых отношений, но не меняет ее принципиальной сущности.

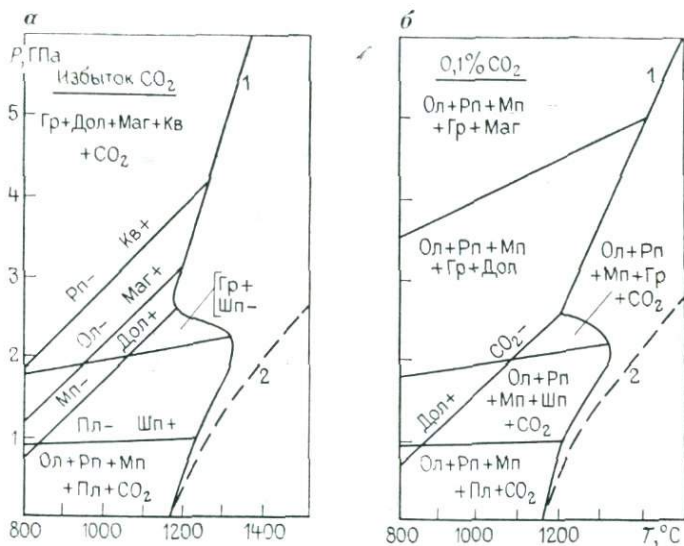


Рис. 41. Субсолидные соотношения в системе перидотит — CO_2 с избытком CO_2 (а) и 0,1 % CO_2 (б) (по П. Уайли).

1 — перидотитовый солидус в присутствии углекислоты; 2 — «сухой» перидотитовый солидус; «+» — появление минерала в результате реакции; «-» — исчезновение минерала

При плавлении карбонатсодержащего перидотита резко возрастает растворимость CO_2 в близосолидных расплавах. По оценке Р. Ирвинга и П. Уайли, такой расплав будет иметь карбонатитовый состав с $\text{Ca/Mg} > 1$, содержанием силикатной составляющей 10—15 % и содержанием CO_2 до 40 %. По мнению Д. Эгглера, расплав будет более обогащен силикатами, с массовым содержанием CO_2 до 27 %. В целом сейчас уже достаточно ясно, что при плавлении карбонатизированного флогопитсодержащего перидотита при сравнительно невысоких давлениях возникают щелочно-базальтоидные и нефелинитовые расплавы, при более высоких давлениях — расплавы кимберлит-карбонатитового ряда.

Хотя наличие CO_2 и H_2O в мантийных магмах, достигающих поверхности, считается установленным фактом, а вся совокупность экспериментальных данных указывает на то, что присутствие карбонатов и CO_2 необходимо для генерации недосыщенных кремнекислотой магм (в том числе и кимберлитовых), находки алмаза и графита в кимберлитах и глубинных включениях в них свидетельствуют, по мнению П. Уайли, что фугитивность кислорода на глубине была недостаточно велика, чтобы привести к окислению всего углерода. Поэтому можно предположить наличие определенного интервала глубинности, в пределах которого сосуществуют свободный углерод и карбонаты.

Д. Эгглер в 1979 г. заключил, что мантийный флюид должен наряду с CO_2 содержать и CO , а вместе с H_2O — и какую-то долю CH_4 . Он экспериментально определил растворимость $\text{CO}-\text{CO}_2$

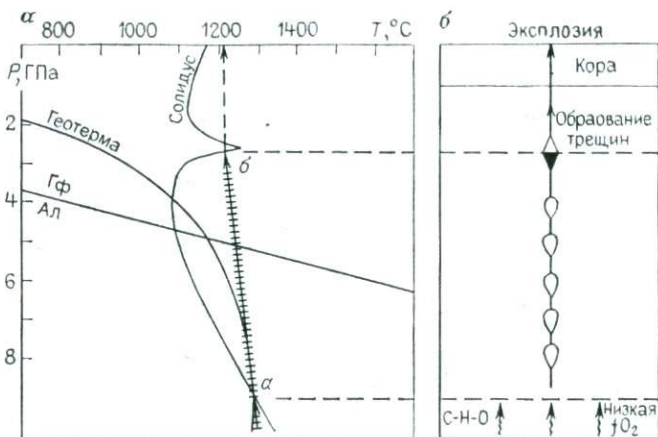


Рис. 42. Петрологическая модель образования кимберлитов (по П. Уайли).

а — фазовые соотношения в системе перидотит — H_2O — CO_2 (поперечной штриховкой со стрелками показан предполагаемый путь подъема мантийного диапира); *б* — вертикальный разрез мантии по пути подъема диапира. Пояснения см. в тексте

пара в нескольких силикатных расплавах (в равновесии с графитом) при P до 3 ГПа и T до 1700 °С и пришел к выводу, что CO влияет на фазовые соотношения в перидотитовой системе примерно так же, как и CO_2 . Из данных Д. Этглера следует также, что CH_4 заметно понижает температуру плавления диоксида, так что метан должен оказывать существенное влияние на характер плавления перидотита.

Поскольку достоверные данные отсутствуют, П. Уайли предположил, что состав флюида, вовлеченного в процесс плавления мантийного перидотита, в рамках системы $\text{C}-\text{H}-\text{O}$ имеет «нормативное» отношение $\text{CO}_2/(\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O})=0,8$, независимо от фугитивности кислорода. Положение солидуса частично карбонатизированного перидотита практически не меняется при широких вариациях отношения $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$, поэтому он может быть использован для анализа плавления широкого диапазона составов пород. Конечно, наличие других компонентов может влиять на положение солидуса, но этот эффект неясен.

В петрогенетической модели кимберлиитообразования (рис. 42) П. Уайли принимает за исходное вещество «сухой» мантийный перидотит, не содержащий летучих компонентов [50]. Предполагается далее, что неизвестный пока механизм стимулирует отделение летучих из глубоких частей мантии и что газовые компоненты системы $\text{C}-\text{H}-\text{O}$ в условиях низкой фугитивности кислорода поднимаются вверх по геотерме. Когда поток летучих достигает уровня «а» на рис. 42, он вызывает частичное плавление мантии, поскольку пересекает солидус карбонатизированного перидотита.

В модели Х. Грина и Ю. Гугена, разработанной в 1974 г., инверсия плотностей в верхней мантии происходит по неизвестным

причинам, и твердый диапир поднимается на более высокие уровни, где начинается процесс частичного плавления. В соответствии с усовершенствованной диапировой моделью П. Уайли, эта инверсия плотностей вызывается частичным плавлением, индуцированным миграцией вверх летучих компонентов.

Образовавшийся диапир адиабатически «всплывает» по траектории $a-b$ (см. рис. 42). Если подток летучих с более глубоких уровней мантии продолжается, это может привести к формированию серии диапиров, поднимающихся последовательно один за другим. В пределах каждого последующего диапира содержание расплава возрастает. Когда диапир достигает уровня «б» (термальный барьер), магма начинает кристаллизоваться вплоть до полного затвердевания (если сохраняется равновесное состояние). Горячий закристаллизовавшийся диапир может продолжить свой подъем и, пересекши термальный барьер, снова начать плавиться (если летучие остались «законсервированными» в составе диапира). Однако в этом случае состав вновь образующегося расплава будет резко отличаться от расплавов кимберлит-карбонатитового ряда.

О. Андерсон в 1979 г. рассмотрел механизм трещинообразования, посредством которого кимберлитовая магма может быть быстро «доставлена» с глубоких горизонтов на поверхность. Он пришел к выводу, что для того, чтобы трещины возникли и быстро достигли поверхности, необходимо большое количество высокоподвижного флюида. Это условие реализуется на уровне «б», где при кристаллизации расплава в силу резкого падения растворимости летучих они выделяются. Когда трещины достигают поверхности, возможно взрывное внедрение частично закристаллизованной магмы с глубины около 90 км.

В рассмотренном варианте магмы, «равновесно» внедряющиеся с глубин порядка 90—100 км, не могут быть алмазоносными и нести глубинные ксенолиты. Однако коль скоро канал к поверхности «просверлен», по нему возможно внедрение и других порций магмы, отделяющихся от поднимающегося диапира на более глубоких уровнях (в поле стабильности алмаза) и, следовательно, алмазоносных. Поэтому крупные кимберлитовые трубки являются результатом не одноактного процесса, а последовательного внедрения различных порций расплава из глубинного многократно наполнявшегося очага. Можно ожидать, что последовательные фазы внедрения в рамках одной кимберлитовой трубки будут соответствовать все большим глубинам магмогенерации. Другой вариант объяснения многофазности — наличие дифференцирующегося промежуточного магматического очага (приблизительно в основании литосферы).

Подчеркнем, что, по мнению авторов, кратко изложенная петрологическая модель П. Уайли подкупает своей логичностью и хорошо согласуется с целым рядом как теоретико-экспериментальных, так и геологических фактов.

Перейдем к рассмотрению термодинамических условий генерации и эволюции кимберлитовых магм. Однако для того чтобы применить к кимберлитам геотермометры, основанные на равновесии оливин—расплав, необходимо решить, в какой мере химический состав кимберлитов отражает состав исходной кимберлитовой магмы. Главным здесь является вопрос о генезисе карбоната и серпентина, поскольку вода и уголекислота в валовом химическом составе кимберлитов суммарно достигают массовых содержаний до нескольких десятков процентов.

До недавнего времени наиболее широко были распространены представления о вторичной природе в кимберлитах H_2O и CO_2 (карбоната и серпентина). Соответственно кимберлит рассматривался как метасоматит, судить об исходном химизме которого можно лишь по так называемым показательным (т. е. слабо подвижным при метасоматозе) элементам. Наиболее последовательно эти взгляды были изложены В. А. Милашевым в 1965 г. Однако главным образом в течение последнего десятилетия исследователи обращали внимание на факты, свидетельствующие о ювенильной природе большей части воды и уголекислоты в кимберлитах, т. е. о первичной природе карбоната и по крайней мере части серпентина.

Остановимся на карбонате. Возможность прямой кристаллизации карбонатов из магматических расплавов отмечалась еще в конце XIX — начале XX века (А. Хегбомом в 1885 г., Р. Уокманом в 1911 г., В. Брегером в 1921 г., К. Шеуманом в 1922 г.) на основании микроскопического изучения пород из карбонатитовых комплексов Альне и Фен. Л. С. Егоровым и Н. П. Суриной в Маймеча-Котуйской провинции описаны дайки фонолитов и тингуантов, в которых, помимо вкрапленников калиевого полевого шпата, пироксена и нефелина, присутствуют также вкрапленники кальцита, причем микролиты калиевого полевого шпата и пироксена трахитоидно огибают, а мезостазиs иногда резорбирует эти вкрапленники. Авторы пришли к выводу, что данные монокристаллы кальцита не являются псевдоморфозами по ранним минералам таблитчатой или ромбэдрической формы, но представляют собой настоящие фенокристаллы.

Особый интерес представляют находки микролитов кальцита, которые согласно вписаны в структурный рисунок породы и не отличаются в каком-либо отношении от микролитов силикатов.

А. Г. Жабин в 1967 г. подчеркнул, что карбонат магматического генезиса должен отвечать следующим критериям: 1) не вызывает сомнения магматическая природа самой силикатной породы, содержащей кальцит; 2) порода обладает структурно-текстурным рисунком, позволяющим судить об относительном порядке кристаллизации в ней силикатных минералов и кальцита; 3) формы выделения кальцита соответствуют условиям выделения из расплавов; 4) имеются отчетливые признаки кристаллизации кальцита именно в магматическую стадию. В соответствии с этими критериями А. Г. Жабин отнес к первичномагматическим кальциты из многих

щелочных пород и карбонатитов (Альпе, Фен, Кения, Арбарастах, Маймеча-Котуйская и Восточно-Саянская провинции и другие районы). Наконец, непосредственное наблюдаемое излияние карбонатитовых лав вулкана Олдоньи — Ленгаи в 1960 г. сняло сомнения в возможности существования магматических карбонатитов и карбонатных расплавов.

Г. В. Зольников и В. К. Маршинцев в 1965 г. описали таблитчатые микролиты кальцита в кимберлитах трубки «Мир». Эти микролиты имеют идиоморфную таблитчатую форму, монокристаллы, уплощены по (0001), огибают вкрапленники оливина, что создает трахитоидный рисунок структуры. Сначала авторы трактовали эту форму нахождения кальцита как результат ориентирующего влияния вкрапленников флогопита. Однако новые данные позволили прийти к выводу, что таблитчатые кристаллы кальцита являются первичномагматическими и кристаллизовались в кимберлитовой магме до выполнения ею трубки взрыва.

Позднее широкое развитие первичномагматического кальцита в мезостазисе кимберлитов было твердо установлено работами Б. А. Малькова в 1972 и 1977 гг., В. К. Маршинцева в 1974 г., К. Уотсона в 1967 г., Р. Митчелла в 1970 и 1974 гг. и других исследователей. В результате можно уверенно говорить о наличии в составе кимберлитов кальцита двух генераций: первичномагматического и гидротермального. Как отмечали Б. А. Мальков и Г. Н. Боболович в 1977 г., кальцит второй генерации наблюдается в виде прожилок, пересекающих мезостазис и микролиты кальцита, а также в виде сравнительно крупных гнезд в основной массе. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в них составляют 225—253 °С. Кальцит первой генерации насыщает мезостазис породы в виде лейстовидных микролитов. Расплавные включения в них полностью гомогенизируются при 700—750 °С.

Таким образом, магматическое происхождение в кимберлитах таблитчатых кристаллов кальцита может считаться доказанным. Согласно А. Г. Жабинну, этот кальцит, кристаллизующийся в виде вкрапленников или микролитов в магматических породах, имеет устойчивую габитусную форму: таблитчатые кристаллы по базопинаккиду (0001), увенчанные на торцах ромбоэдрами (1011). Отношение толщины табличек к их ширине варьирует от 1:40 до 1:10.

Кроме таблитчатых лейст и микролитов кальцита, многие исследователи относят к первичномагматическим и мелкозернистым карбонат мезостазиса кимберлитов, и более крупные монокристалльные выделения. Так, К. Емелиусом и Дж. Андревсом в 1979 г. в мезостазисе кимберлитов Гренландии описан железистый доломит с соотношением $Fe:Mg:Ca \sim 3:48,5:48,5$, который находится в субмикронном срастании с кальцитом. Карбонат такого состава рассматривается некоторыми авторами как первичный. В. Т. Подвысоцким в 1980 г. в кимберлитовых трубках Якутии зафиксировано развитие серпентина по магнетит-карбонатному агрегату, который, по его мнению — результат окисления первичного Fe—Mg

карбоната, аналогичного описанному в Гренландии. В кимберлитах Гренландии встречаются также и единичные крупные хорошо ограненные призматические кристаллы кальцита, окруженные серпентиновой массой. Кроме того, кимберлиты пересекаются серией более поздних жил, которые сложены крупнокристаллическим кальцитом (часто волокнистого строения), флогопитом и апатитом. Крупный размер кристаллов кальцита и идиоморфизм флогопита и апатита позволили авторам предположить, что данная жильная серия образовалась в результате медленной эвтектичной раскristаллизации «пегматитового» богатого углекислотой остатка, выжатого в трещины путем фильтр-прессинга.

Важным доказательством ювенильности углекислоты в кимберлитах являются признаки ликвационного разделения гидросиликатной и карбонатной составляющих расплава. В. Т. Подвысоцким в одной из кимберлитовых трубок Якутии обнаружены каплевидные обособления карбоната. Капли размером 1—2 мм вместе с серпентинизированным оливином и свежими чешуйками флогопита заключены в буроватую мутную изотропную серпентиновую массу. Наблюдается искажение округлых форм карбонатных выделений за счет «вдавливания» вкрапленников и основной массы внутрь капель, т. е. деформация осуществлялась в жидком или пластичном состоянии.

Как установлено К. Клементом в 1975 г., для многих трубок Южной Африки (Финш, Дютюйтспен, Весселтон, Коффифонтейн, Андерсфонтейн и др.) характерна иная картина: здесь широко развиты своеобразные эмульсионные структуры. Многочисленные богатые флогопитом глобулярные сегрегации погружены в матрицу, сложенную первичномагматическим кальцитом. По мнению К. Клемента, это связано с низкотемпературным (сравнительно) разделением кимберлитового расплава на кальцитсодержащую силикатную и собственно карбонатитовую фракции.

Р. Митчелл и П. Фритц в 1973 г. показали, что на поздних стадиях дифференциации кимберлитовой магмы одной из трубок острова Сомерсет образуется несмешиваемый богатый карбонатом флюид. По экспериментальным данным, полученным в 1967 г. Д. Францем и П. Уайли, существенно карбонатный флюид может образовываться из богатой CO_2 ультраосновной магмы в результате фракционной кристаллизации или же ликвации, причем фракционная кристаллизация может стимулировать процесс ликвации. Реальность и важность процесса ликвации применительно к щелочным и ультраосновным породам были продемонстрированы Н. Фергюсоном и К. Кюрри в 1971 г. и экспериментально подтверждены Л. Л. Перчуком и Д. Линдсли в 1982 г.

Кроме явно первичномагматического и заведомо наложенного гидротермального карбоната, во многих трубках наблюдаются псевдоморфозы карбоната по другим минералам. В. Т. Подвысоцким установлено, что нередко псевдоморфозы серпентина по оливину возникают не в результате непосредственного замещения второго первым, а путем развития серпентина по карбонату, заместив-

шему оливин на более ранней стадии. Как будет показано ниже (при рассмотрении природы воды), серпентинизация оливина является аутометаморфическим процессом и протекает на глубине до становления трубки. Поэтому логично полагать, что ранняя карбонатизация также представляет собой аутометаморфический процесс и, следовательно, является в смысле источника CO_2 ювенильной, несмотря на вторичный характер карбонатов.

Важнейшее значение имеют данные по изотопному составу углерода. Авторами монографии «Геохимия кимберлитов» в 1978 г. были обобщены практически все имевшиеся на 1977 г. результаты изотопных исследований углерода алмазов и карбонатов. Изучение 68 кристаллов алмаза из кимберлитов Сибири, Африки и Северной Америки показало, что каждая из кимберлитовых трубок содержит алмазы с определенным спектром $\delta^{13}\text{C}$ (к стандарту PDB). Однако в целом величина $\delta^{13}\text{C}$ в 97 % случаев оказалась локализованной в весьма узком интервале значений: от $-0,1$ до $-1,1$ %, с максимумом в области $\delta^{13}\text{C} = -0,5 \div -0,8$ %, при средних значениях для трех провинций $-0,57$ %. Поскольку экспериментальными и теоретическими исследованиями было показано или отсутствие, или весьма слабое значение процессов фракционирования изотопов при природном алмазообразовании, то данные об изотопном составе углерода алмазов позволяют судить о природе исходного для них углерода. По этому признаку алмазы из кимберлитов близки к алмазам из метеоритов и к углистым хондритам и имеют источником «тяжелый» мантийный углерод «углисто-хондритового» типа с $\delta^{13}\text{C} = -0,6$ %, как показали А. П. Виноградов и О. Н. Кропотова в 1967 г.

Более поздние исследования полностью подтвердили приведенные выше выводы. Так, Ю. Л. Орловым с соавторами установлено, что алмазы из кимберлитов, относящиеся к тем или иным разновидностям, имеют различный изотопный состав углерода. Однако для большинства алмазов $\delta^{13}\text{C}$ варьирует в пределах от $-0,4$ до $-0,9$ %, что отвечает мантийному ювенильному углероду.

Н. В. Соболев с соавторами изучил изотопный состав углерода алмазов из коренных месторождений и россыпей Якутии, Урала, Африки (Ботсвана), Австралии (92 образца). В целом величина $\delta^{13}\text{C}$ меняется в широких пределах от $-0,5$ до $-3,4$ %, однако такой разброс обусловлен главным образом алмазами с включениями эклогитового парагенезиса. Последние в 50 % случаев характеризуются аномальными значениями изотопного состава углерода (содержат как облегченный, так и утяжеленный углерод). Для алмазов же собственно ультраосновного парагенезиса, которые практически всегда резко преобладают (за некоторым исключением, например трубка Орапа), диапазон вариаций $\delta^{13}\text{C}$ составляет $-0,2 \div -0,9$ %. По данным О. Н. Кропотовой, для бесцветных алмазов из кимберлитов характерны величины $\delta^{13}\text{C}$ от $-0,4$ до $2,08$ %.

Некоторые исследователи пробовали суммировать весь накопленный по изотопии углерода материал. Согласно О. Н. Кропото-

вой, для первичномагматических кальцитов из карбонатов $\delta^{13}\text{C}$ меняется от $-0,47$, до $0,67$ %, т. е. в тех же пределах, что и для бесцветных алмазов из кимберлитов. Г. П. Мамчур в 1978 г. обобщил данные изотопных исследований углерода, различных его форм и соединений в породах эндогенного, метеоритного и лунного происхождения. Им выявлены следующие вариации значений $\delta^{13}\text{C}$: для углеводородов от -2 до $-3,5$ %, для рассеянного углистого вещества от $-1,5$ до $-3,0$ %, графита от $-0,3$ до $0,9$ %, бесцветных алмазов из кимберлитов от $-0,3$ до $0,6$ %, окрашенных алмазов из кимберлитов от $-0,4$ до $-3,2$ %, углекислоты магматических пород от $-0,2$ до $-1,2$ %. Баланс углерода в земной коре и среднее значение изотопного состава углерода магматической углекислоты позволяют предполагать, что изотопный состав ювенильного глубинного углерода, по мнению Г. П. Мамчура, лежит в пределах $\delta^{13}\text{C}$ от $-0,5$ до $-0,8$ %.

Таким образом, из приведенных выше данных однозначно вытекает, что глубинный мантийный углерод характеризуется величинами $\delta^{13}\text{C}$, которые варьируют от $-0,2$ до $-0,9$ %, с максимумом в интервале $-0,5$ до $-0,8$ %.

Перейдем теперь к анализу изотопного состава углерода карбонатов из кимберлитовых трубок. В 1965 г. А. П. Виноградов и Ю. Н. Кропотова на ограниченном в то время материале пришли к выводу об идентичности величин $\delta^{13}\text{C}$ для алмазов и карбонатов и, следовательно, об одинаковом для них источнике углерода. Обобщение данных на 1977 г. в монографии «Геохимия кимберлитов» (1978) показало, что для карбонатов из кимберлитов величины $\delta^{13}\text{C}$ меняются в следующих пределах: для Якутии (3 трубки) от $-0,32$ до $-0,69$ % при среднем значении $-0,53$ %; для Африки (16 трубок) от $-0,27$ до $-1,03$ % при среднем $-0,54$ %; для Северной Америки от $-0,38$ до $-0,42$ при среднем $-0,40$ %. Авторы считают, что углерод карбонатов также имеет глубинное мантийное происхождение, а не заимствован из вмещающих осадочных карбонатных пород.

Согласно сводке О. Н. Кропотовой 1979 г., среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ для карбонатов из кимберлитов составляет $-0,8$ %. По ее мнению, углекислота кимберлитов, карбонатитов и углерод алмазов имеют общий ювенильный источник углерода.

Для карбонатов из кимберлитовых трубок «Удачная—Западная» и «Удачная—Восточная» Г. П. Мамчур обнаружил значительно более широкие вариации $\delta^{13}\text{C}$ от $-0,32$ до $-3,4$ %. Однако и в этом случае большинство значений лежит в интервале от 0 до $-1,0$ %, что указывает на преобладающую роль глубинной углекислоты при переменной примеси коровой.

Для одной из кимберлитовых трубок Якутии детальное изучение карбонатов из всех типов слагающих трубку пород было проведено группой исследователей в 1979 г. (Г. В. Зольников и др.). По их данным, для кимберлитовых брекчий из глубинных частей трубки величина $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от $-0,62$ до $-0,78$ %. В этих же

пределах изменяется $\delta^{13}\text{C}$ в кимберлитовых породах из жильнообразных тел. В то же время для карбонатов из ксенолитов известняков и вмещающих пород $\delta^{13}\text{C}$ колеблется в пределах $-0,04 \div -0,42\%$. Лишь контаминированные осадочным веществом афировые кимберлиты характеризуются такими же значениями $\delta^{13}\text{C}$.

П. Дейнс в 1980 г. изучил изотопный состав углерода 330 алмазов, а также карбонатов из тех же трубок. Обнаруженные вариации $\delta^{13}\text{C}$ составили около 30 ‰, но большинство определений группировалось около $-0,5, -0,6\%$ PDB. Кроме того, П. Дейнс установил, что для алмазов различных формы и цвета разница в $\delta^{13}\text{C}$ не превышает 0,1 ‰; для карбонатов величина $\delta^{13}\text{C}$ на 0,1—0,2 ‰ ниже, чем для алмазов из тех же трубок. Проанализировав возможные модели алмазообразования, автор пришел к выводу, что в любом случае при образовании алмазов эффекты изотопного фракционирования были малы, и наблюдаемые иногда значительные вариации величины $\delta^{13}\text{C}$ обусловлены скорее всего изотопной неоднородностью первичного углерода.

Приведенные выше результаты изучения карбонатов из кимберлитов убедительно показывают, что большая часть углекислоты, за счет которой они образовались, является мантийной, ювенильной. Однако доказательство не будет полным, если не рассмотреть вопрос, присутствует ли в верхней мантии углекислота и если присутствует, то в какой форме.

А. Ирвинг и П. Уайли в 1973 г. суммировали все указания на важную роль углекислоты в верхней мантии. К ним относятся: наличие богатых углекислотой флюидных включений в минералах лерцолитов из кимберлитов и базальтов; включения газообразного CO_2 в алмазах; включения кристаллического карбоната в явно мантийных мегакристах пироба из кимберлитов. Согласно этим авторам, углекислота в верхней мантии может находиться в следующих формах: отдельной газовой фазы, чистой или же в смеси с водой и другими компонентами флюидов; растворенной в силикатных расплавах; интерстициальной несмешиваемой жидкости карбонатитового состава; углерода в четверной координации, замещающего кремний в соединениях типа Me_2CO_4 ; групп $[\text{CO}_3]$ в силикатах, таких как спуррит $\text{Ca}_4\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaCO}_3$, тиллеит $\text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot \text{X} \cdot 2\text{CaCO}_3$, скаполит (меионит) $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24} \cdot \text{CO}_3$, а также их возможных магнезиальных аналогах; кристаллических карбонатов.

Представления о карбонатсодержащей мантии в значительной степени основываются на находках карбонатов, включенных в минералы мантийного происхождения. Так, в кимберлитовых трубках Ред Мес и Гарнет Ридж в Аризоне описаны мегакристы богатого хромом фиолетового пироба, содержащие микровключения оливина, клинопироксена, пикроильменита и флогопита. Наряду с ними обнаружены и микровключения карбоната размером до 100 микрон. Карбонат из Ред Мес имеет состав: доломит 46—66 ‰, кальцит 12—51 ‰, сидерит 2—21 ‰. Карбонат из кимберлитовых пород Гарнет Ридж представлен почти чистым кальцитом (97 ‰) с примесью доломита 1,4 ‰ и сидерита 0,5 ‰. Включение карбона-

та в кристалле алмаза кубического габитуса описано также Ю. Л. Орловым с сотрудниками.

Из экспериментальных данных следует, что с возрастанием давления состав карбоната становится более магнезиальным. Исходя из этого, можно полагать, что карбонаты из пиропов Ред Мес являются представителями больших глубин, чем из Гарнет Ридж.

П. Уайли [49] считает, что в реальных условиях верхней мантии могут присутствовать не только вода и уголекислота, но и другие соединения водорода и углерода (в зависимости от фугитивности кислорода) в рамках системы $O-C-H$. Эксперименты в системе перидотит — H_2O-CO_2 являются первым, но необходимым шагом в изучении процессов взаимодействия перидотита с реальным природным флюидом.

В. А. Нарсеев и Ф. А. Летников в 1969 г. отметили способность углерода входить в силикатные анионы с образованием смешанных сополимеров типа $(Si, C)O_4^{4-}$. При этом если с ростом T и P связь $Si-O$ ослабевает, то связь $C-O$ усиливается. Это позволило авторам выдвинуть гипотезу о существовании в нижней мантии «субсиликатных» соединений, где, например в форстерите, значительная часть ионов кремния замещена ионами углерода. Присутствие ионов углерода в оливинах установлено Ф. Фрейндом с соавторами в 1980 г. Поскольку в таких соединениях связь $C-O$ с падением температуры и давления ослабевает, а $Si-O$ усиливается, то по мере поступления глубинного вещества в верхние горизонты мантии будет происходить спонтанное выделение углерода, который может образовывать самостоятельную фазу (алмаз или графит) либо соединяться с кислородом, водородом и другими летучими в зависимости от их фугитивности.

Перейдем к рассмотрению воды, которая в кимберлитах концентрируется главным образом в серпентине. К сожалению, данных по воде в кимберлитах намного меньше, чем по уголекислоте. Так, А. А. Лебедевым на основании результатов петрографического изучения кимберлитов в 1960 г. было показано, что серпентинизация кимберлитов является аутометасоматическим процессом. По мнению А. А. Лебедева, изменение оливина (замещение его серпентином) происходило вне пределов трубки (где-то на глубине) до ее становления. Позднее эти выводы были подтверждены детальными исследованиями И. П. Илупина. Аутометасоматический, глубинный характер серпентинизации прямо указывает на то, что большая часть воды, обуславливающая течение этого процесса, ювенильная.

Данные по изотопному составу водорода в водных минералах кимберлитов (серпентине и флогопите) весьма скудны. По работе С. Шеппарда и Дж. Даусона 1975 г., отношение D/H (дейтерий/водород) для 11 мегакристов флогопита из 10 различных кимберлитовых тел Южной Африки, Индии и Северной Америки характеризуются величиной δD от -40 до -70% к стандарту SMOW. Такие значения присущи водороду глубинного происхождения. В то же время для флогопита и серпентина из мезостазиса ким-

берлитов и серпентина псевдоморфоз установлены вариации δD от -85 до -105% , что связывается с активным участием в процессе серпентинизации вод метеорного происхождения.

Изучение изотопного состава водорода серпентина из кимберлитов Якутии предпринято А. В. Ухановым и А. Л. Девирцем в 1983 г. Все полученные значения δD лежат в интервале от -147 до -200% . Как показали Д. Веннер и Х. Тейлор в 1973 г., растворы, производящие серпентинизацию, всегда богаче дейтерием, чем вода, вошедшая в состав серпентина. Величина ΔD зависит от температуры серпентинизации. При температурах $100-250^\circ\text{C}$ ΔD составляет от -50 до -30% . Это означает, что в серпентинизирующем растворе величина δD колебалась от -110 до -160% . По данным же авторов, речная вода в регионе имеет $\delta D = -160\%$. Все это, по мнению А. В. Уханова и А. Л. Девирца, однозначно доказывает метеорную природу серпентинизирующей воды.

Однако обращает на себя внимание большая разница δD для серпентинитов из кимберлитов Якутии и Южной Африки. А. В. Уханов и А. Л. Девирц объясняют это тем, что Якутия находится на полярном круге, а Южная Африка — в тропиках, а метеорная вода, участвующая в атмосферной циркуляции, по направлению к полюсам прогрессивно обедняется дейтерием. Остается неясным, насколько данные о современной атмосферной циркуляции приложимы к палеозойскому и мезозойскому времени. Кроме того, если из величины δD для серпентинитов из кимберлитов Южной Африки вычесть $\Delta D \approx -40\%$, как это сделано авторами для Якутии, то полученные значения δD (от -40 до -60%) будут точно соответствовать глубинной «магматической» воде ($\delta D = -48 \pm 20\%$).

Таким образом, однозначная интерпретация данных по изотопному составу водорода сейчас затруднительна. Как указывают С. Шеппард и Дж. Даусон, возможны несколько альтернативных объяснений наблюдаемым вариациям δD . По данным, полученным Дж. Хантом в 1974 г., изотопный состав водорода в кимберлитах Северной Америки такой же, что и для ювенильного глубинного водорода. В целом необходимы дальнейшие детальные исследования изотопного состава водорода из различных типов мантийных пород.

Представляют значительный интерес высказывания некоторых исследователей о возможности первичномагматического происхождения какой-то части серпентина в кимберлитах. Так, первичный серпентин установлен К. Емелиусом и Дж. Адревсом в 1979 г. в кимберлитах Гренландии. Он выполняет интерстиции между минералами мезостазиса, имеет волокнистую структуру или же бесструктурен. Последняя разность обладает более высоким значением индекса отражения и имеет повышенное содержание железа. Образование первичных карбоната и серпентина рассматривается в качестве заключительной стадии кристаллизации кимберлитовой магмы.

В. Т. Подвысоцким в 1980 г. в кимберлитовых трубках Якутии описан серпентин двух типов. Серпентин псевдоморфоз листо-

ватый, чешуйчатый, волокнистый. Серпентин основной массы микрочешуйчатый и бесструктурный, нередко изотропный. По мнению В. Т. Подвысоцкого, эти различия могут быть обусловлены различной температурой формирования серпентинов, а также тем, что часть серпентина основной массы является первичной интерстициальной фазой. В 1980 г. аналогичная точка зрения была высказана К. Н. Никишовым.

Обобщив известные данные, В. К. Маршинцев в 1986 г. пришел к выводу, что во всем многостадийном процессе серпентинизации кимберлитов участие метеорно-гидротермальных растворов возможно главным образом на заключительной стадии — при кристаллизации серпентина гидротермального генезиса и при процессах переотложения серпентина. Основная стадия серпентинизации кимберлитов — серпентинизация оливина, несомненно, протекает с участием флюидов глубинного происхождения.

Естественно, что в любом случае при серпентинизации определенное перераспределение вещества в пределах трубки происходит, хотя Б. А. Мальков в 1974 г. и отнес серпентинизацию кимберлитов к изохимическим процессам. Однако геологические и аналитические данные говорят о незначительных масштабах перераспределения. Так, Ю. И. Томановская в 1974 г. показала отсутствие корреляции содержаний некоторых элементов (ванадий, цирконий, никель, кобальт, хром) в кимберлитах Якутии с величиной потерь при прокаливании, отражающей степень серпентинизации.

А. Стьюбер и Г. Гоулс в 1967 г. изучили вариации содержаний натрия, марганца, хрома, скандия и кобальта в различных ультраосновных породах, в том числе в перидотитовых включениях из кимберлитов и базальтов. Сопоставляя данные по свежим породам и их серпентинизированным разностям, они пришли к выводу, что процесс серпентинизации не оказывает заметного влияния на содержания изученных элементов.

Р. Хатчисон в 1975 г. рассмотрел содержания кремнезема, суммарного железа и магния в ультраосновных включениях из трубки «Буллфонтейн» (Южная Африка) и обнаружил, что они не коррелируются с содержанием воды и что, следовательно, серпентинизация не влияет на содержания главных компонентов.

Эти и другие данные позволили авторам [6] прийти к выводу о небольшой, за редким исключением, подвижности макро- и микрокомпонентов в процессе серпентинизации кимберлитов. Можно считать, что содержания отдельных компонентов в ходе серпентинизации изменяются незначительно. Изменения содержаний компонентов при переходе от одного кимберлитового тела к другому, как правило, заметно превосходят изменения, обусловленные серпентинизацией.

Что касается формы присутствия воды в верхней мантии, то она может связываться как во флогопите, так и в титанклиногумите. Последний обнаружен в кимберлитах трубок Булл Парк и Мозес Рок (США) с массовым содержанием H_2O 1,0—1,1 %. Кроме титанклиногумита, в трубке Булл Парк найден также титанхон-

дродит. Присутствие титанклиногумита в сростках с оливином и в виде включения в гранате, как указывал Мак-Гетчин в 1970 г., исключает представление о нем как о продукте близповерхностных изменений.

В 1965 г. группа исследователей описала необычный «титан-оливин» из кимберлитовых пород одной из трубок Якутии. Позднее, в 1969 г., С. Г. Шелчкова и А. А. Бровкин показали, что этот минерал на самом деле является титанклиногумитом с содержанием воды около 1 %. В данной трубке титанклиногумит составляет примерно 0,1 % от всей массы породы.

Приведенные данные позволяют утверждать, что подавляющая часть углекислоты и по крайней мере значительная часть воды в кимберлитах имеет глубинное происхождение. Отсюда следует важный вывод: если отбирать пробы свежих неветерелых кимберлитов вдали от эндоконтрактных частей трубок, избегать участков, где имеются жилы и гнезда вторичных карбоната и серпентина, а также скопления других минералов, свидетельствующие об интенсивно проявленных процессах перераспределения вещества, тщательно удалять ксеногенный материал, то химический состав такой пробы будет в первом приближении характеризовать важнейшие особенности химизма исходных кимберлитовых магм, в том числе и содержание в них летучих компонентов. Естественно, что для избежания случайных ошибок необходимо использовать не единичные анализы, а достаточно представительные их выборки.

По мнению К. Н. Никишова и В. С. Шкодинского, высказанному в 1977 г., массовые содержания CO_2 и H_2O в первичных, кимберлитовых магмах составляют соответственно 12 и 10 %. Д. Эглер и Р. Вендланд [36] привели результаты экспериментов с кимберлитом из Лесото. Они пришли к выводу, что этот кимберлит отвечает по составу исходной кимберлитовой магме, причем массовое содержание летучих в кимберлите (5 % CO_2 и 5 % H_2O) также соответствует их содержанию в исходном расплаве.

Судя по наиболее достоверным петрохимическим данным И. П. Илупина [6], который проводил подготовку проб на анализ с учетом всех перечисленных выше требований, в кимберлитах Якутии массовое содержание воды варьирует от 1,85 до 15,8 % при среднем значении 7,01 %, углекислоты от 0,6 до 37,4 % при среднем значении 9,06 %. При этом надо учитывать, что в опубликованных данных конституционная и гигроскопическая вода (H_2O^+ и H_2O^-) не разделены, поэтому истинное значение для ювенильной воды будет несколько ниже. Все приведенные цифры укладываются в экспериментально определенные пределы растворимости углекислоты и воды в щелочно-базальтоидных — щелочно-ультраосновных расплавах при высоких давлениях.

Таким образом, используя химические составы кимберлитов, можно рассчитать их ликвидусные температуры с помощью изложенной выше методики. Такой расчет был проведен Л. Л. Перчуком и В. И. Вагановым для большинства кимберлитовых трубок

Таблица 7

Некоторые параметры состава, температура и давление магмогенерации ряда кимберлитовых трубок Якутии

Трубка. №	$T_{\text{лик}}, ^\circ\text{C}$	$\text{Ca}^{\text{Ол}}$ (ppm)	P , ГПа	$X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Расп}*}$	$X_{\text{O}}^{\text{Расп}**}$
1	1440	0	6,3	0,467	0,517
2	1540	0	6,7	0,529	0,502
3	1502	0	6,5	0,431	0,518
4	1540	0	6,7	0,507	0,509
5	1480	100	6,4	0,414	0,525
6	1470	0	6,3	0,462	0,515
7	1430	180	6,2	0,418	0,521
8	1491	90	6,5	0,497	0,507
9	1518	0	6,6	0,529	0,503
10	1510	0	6,5	0,402	0,525
11	1390	0	6,0	0,391	0,539
12	1452	0	6,3	0,376	0,516
13	1490	0	6,4	0,491	0,511
14	1460	110	6,3	0,459	0,519
15	1564	0	6,7	0,538	0,500
16	1540	0	6,7	0,582	0,501
17	1460	0	6,3	0,438	0,518
18	1460	0	6,3	0,407	0,527

$$* X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Расп}} = \frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{H}_2\text{O} + \text{SiO}_2 + \text{CO}_2} \text{ (молекулярные количества).}$$

$$** X_{\text{O}}^{\text{Расп}} = \frac{\frac{1}{2} \text{O}_2}{\frac{1}{2} \text{O}_2 + \text{Si} + \text{Ti} + \text{Al} + \dots + \text{C} + \text{H}}$$

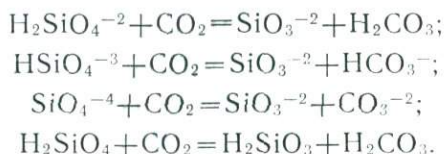
Якутии [18]. Оказалось, что температуры ликвидусов варьируют от 1200 до 1600 °С с преобладающими значениями 1350—1500 °С.

Для оценки давления формирования кимберлитовых расплавов можно использовать экспериментально установленный факт, что при высоких давлениях из кимберлитового расплава близ ликвидуса кристаллизуется лерцолитовая ассоциация минералов [36]. В этом случае содержание Са в ликвидусном Ол также будет функцией T и P . Совместно с И. П. Илулиным и С. М. Сандомирской на микроанализаторе «Самебах» нами было проведено прецизионное определение кальциевости наиболее магнезиальных (по-видимому, близликвидусных) фенокристаллов Ол из 18 кимберлитовых трубок Якутии (там, где удалось отобрать свежий оливин или его сохранившиеся реликты). Затем по уравнению ПВ78 для кимберлитов этих трубок были определены $T_{\text{лик}}$ и с помощью метода ФБ78 * рассчитаны величины давлений, которые оказались равными 6,0—6,8 ГПа (табл. 7).

К сожалению, во многих (в большинстве) кимберлитовых трубках фенокристаллы Ол практически полностью замещены серпентином и применять изложенный метод невозможно. В этом случае основу для калибровки геобарометра дают равновесия типа «расплав—флюид».

Растворение воды в расплаве способствует образованию в нем ортосиликатных комплексов вместо метасиликатных: $\text{SiO}_3^{-2} + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{SiO}_4^{-2}$; $\text{H}_2\text{SiO}_3 + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_4\text{SiO}_4$. При этом должна снижаться относительная кислотность расплава, так как метакремниевая кислота более сильная, чем ортокремниевая.

Растворение углекислоты в силикатных расплавах, изученное экспериментально до давлений 4 ГПа, должно приводить к обратному эффекту:



SiO_2 , CO_2 и H_2O в расплавах выполняют роль анионов, поэтому их смесимость во многом определяет характер эволюции глубинных магм. А. А. Кадик в 1972, 1973 гг. показал, что растворимость H_2O в расплаве снижается при повышении мольной доли CO_2 в равновесной газовой фазе, т. е. H_2O и CO_2 — взаимозаменяемые изоморфные компоненты. При постоянных же T и $X_{\text{H}_2\text{O}}$ в газовой фазе с ростом общего давления увеличивается растворимость H_2O в равновесном расплаве.

Таким образом, соотношение карбонатов и силикатов в кимберлитах может служить показателем степени дифференцированности первичной глубинной магмы, что является функцией температуры при $P \approx \text{const}$, а растворимость воды в расплаве зависит в основном от давления. Это значит, что если на определенной глубине происходит дифференциация карбонатно-силикатной водонасыщенной магмы, то при $P \approx \text{const}$ должно оставаться постоянным $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{расп}}$, но возрастать (по мере снижения температуры) величина $X_{\text{CO}_2}^{\text{расп}}$.

Следовательно, эффект А. А. Кадика (возрастание растворимости H_2O в расплаве с ростом P), подтвержденный экспериментально Б. Майсеном в 1975 г., дает возможность калибровки барометра, основанного на принципиальной зависимости:

$$\left(\frac{RTd \ln X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{расп}}}{dP} \right)_T \approx V_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{расп}};$$

$$\ln X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{расп}} \approx (\ln X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{расп}})_{P^0} + \frac{1}{RT} \int_{P^0}^P V_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{расп}} dP,$$

где $V_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{расп}}$ — мольный объем H_2O в расплаве.

В табл. 7 приведены значения $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{расп}}$ для трубок с рассчитанными давлениями магмогенерации. Как видно на рис. 43, $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{расп}}$ действительно возрастает с давлением. Зависимость близка к линейной, однако при ее экстраполяции получается, что при нулевой

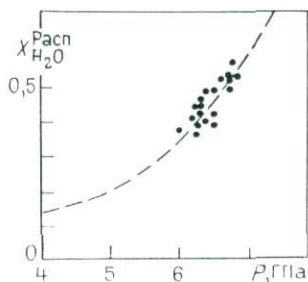


Рис. 43. Растворимость воды в кимберлитовых расплавах как функция давления (по данным табл. 7)

растворимости воды давление составит 4,6 ГПа. Более логично полагать, что такой «нулевой» растворимости на диаграмме будет соответствовать и точка «нулевого» (т. е. атмосферного) давления. Принципиальный характер зависимости для данного случая намечен на рис. 43.

Еще один независимый подход был продемонстрирован А. А. Маракушевым и Л. Л. Перчуком в 1983 г. Если расплав и флюидная фаза находятся в равновесии, то распределение кислорода должно подчиняться закону Нерста:

$$K = \frac{O^{\text{Флд}}}{(H + C + N + Ar)^{\text{Флд}}} \frac{O^{\text{Расп}}}{(Si + Al + Ti + \dots + H)^{\text{Расп}}} \approx \text{const.}$$

При расчете отношения атомарного кислорода к другим элементам во флюиде и в условно равновесном с ним магматическом расплаве, состав которого определялся из средних данных по соответствующим магматическим породам, оказалось, что величина K изменяется очень мало, но закономерно, что отражает влияние давления на распределение кислорода между магмой и флюидом. На рис. 44 видно, что точки составов фаз лежат на одной линии, т. е. отражают равновесные условия, а на рис. 45 намечена корреляция между P и содержанием атомарного кислорода в расплавах. На эту же диаграмму нанесены данные по кимберлитам одного из районов Якутии. Действительно, принципиальный характер зависимости выдерживается: с падением давления величина мольной доли кислорода в расплаве возрастает. Правда, намечаемая по нашим данным зависимость $X_{O^{\text{расп}}}$ от P отличается от зависимости, выведенной А. А. Маракушевым и Л. Л. Перчуком, знаком кривизны. Это и неудивительно, поскольку сами авторы подчеркивали сугубо качественный характер выявленной корреляции. Кроме того, построенная ими кривая в области высоких давлений столь круто вздымается вверх, что получаемые с ее помощью величины P для некоторых трубок существенно превышают 10 ГПа. Вряд ли такие значения реальны.

Таким образом, можно достаточно уверенно полагать, что растворимость воды в глубинных флюидонасыщенных магмах действительно является главным образом функцией давления и использовать рис. 43 в качестве «ликвидусного геобарометра». Необходимо, однако, помнить, что откалибрована только высокобарическая часть кривой. Не исключена возможность, что ее низкобарическая часть на самом деле имеет более сложный характер (например, с переломами кривизны), чем это намечено на рис. 43. Поэтому для менее глубинных пород абсолютные значения давлений могут из-

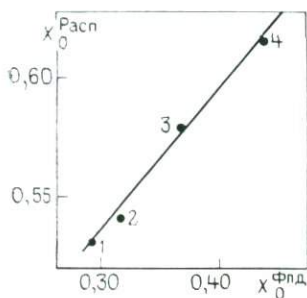


Рис. 44. Корреляция содержаний атомарного кислорода в условно равновесных флюидах и магмах (по А. А. Маракушеву и Л. Л. Перчуку). 1 — газ+кимберлитовая магма; 2 — газ+перидотитовая магма; 3 — газ+базальтовая магма; 4 — газ+дацитовая магма

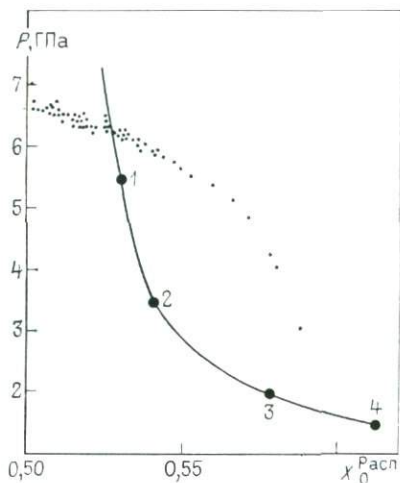


Рис. 45. Изменение содержания атомарного кислорода в кимберлитовых расплавах одного из полей Якутии по мере изменения давления. Номера точек те же, что и на рис. 44

меняться по мере уточнения калибровки (хотя вряд ли существенно), но относительный порядок давлений магмогенерации останется тем же.

Кривая на рис. 43 может быть описана полиномом:

$$0,1P(\text{ГПа}) = 0,41 + 33,92X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Пасп}} - 64,99(X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Пасп}})^2 + 43,67(X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Пасп}})^3.$$

По данной зависимости мы рассчитали давления для кимберлитов ряда кимберлитовых полей Якутии. Результаты в обобщенном виде представлены на рис. 46. Эти поля на PT -диаграмме образуют овалы, различно ориентированные по отношению к линии равновесия графит—алмаз. Ряд овалов целиком расположен в поле термодинамической стабильности алмаза и вытянут параллельно линии Гф—Ал, другие несколько смещены в сторону более низких давлений, частично попадая в поле стабильности графита, но остаются при этом параллельными линии Гф—Ал. Третья группа полей занимает по отношению к графит—алмазному переходу секуще положение.

Мы склонны рассматривать кимберлиты каждого конкретного поля как производные одного глубинного магматического очага. В этом случае намечаемые на рис. 46 тенденции изменений PT -условий отражают, скорее всего, направленность хода эволюции первичных кимберлитовых магм. Так, конфигурация овалов для третьей группы полей указывает на более высокую скорость падения давления (более быстрый подъем) на этапе глубинной эволюции.

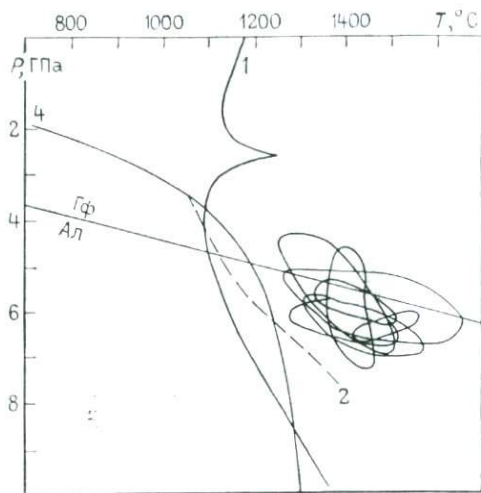


Рис. 46. Области существования расплавов для кимберлитов различных кимберлитовых полей Якутии.

1, 2, 4 — см. рис. 35

Можно ожидать, что данные различия будут сказываться и на алмазоносности кимберлитов.

Таким образом, полученные оценки PT -условий формирования кимберлитовых расплавов и выносимых ими ультраосновных включений подтверждают вывод, сделанный Л. Л. Перчуком и В. И. Вагановым: кимберлитовая магма является продуктом высоких степеней плавления мантии под воздействием водно-углекислых флюидов и представляет собой пересыщенную летучими водно-карбонатно-силикатную жидкость с низкой плотностью и большой миграционной способностью. Последующая эволюция кимберлитовых магм определяется как кристаллизационной дифференциацией, так и флюидно-магматическим взаимодействием, приводящим при высоких значениях P_{CO_2} к карбонатизации расплава на фоне снижения T и P и, в конечном счете, к ликвационному разделению карбонатной и гидросиликатной составляющих [18].

Обсуждая реальность полученных значений T и P процесса кимберлитобразования, необходимо особо подчеркнуть один вытекающий из них вывод, а именно: кимберлитовые расплавы носят субликвидусный характер, т. е. образуются в результате значительных (в ряде случаев приближающихся к полной) степеней плавления исходного карбонатизированного мантийного перидотита. Данный вывод противоречит некоторым современным точкам зрения, изложенным ранее. Действительно, на первый взгляд кажется, что с позиций плавления, приближающегося к полному, невозможно объяснить геохимическую специфику кимберлитов. Однако авторам представляется, что это далеко не так.

Результаты геохимических расчетов в решающей степени зависят, во-первых, от точности определения коэффициентов распределения элементов в парах минерал — расплав, во-вторых, от того, какой состав априори принимается в качестве исходного. Что каса-

ется первого фактора, то, как показали А. Мур и А. Эрланк в 1980 г. на примере равновесия оливин — расплав мелилитового базальта, распределение целого ряда микроэлементов зависит также и от фугитивности кислорода, и от степени полимеризации расплава (а последняя, в свою очередь, во многом определяется соотношением воды — деполимеризатора расплава и углекислоты — полимеризатора). Как правило, эти переменные при геохимических построениях не учитываются.

Второй фактор — исходное мантийное плавящееся вещество. Обычно за него принимается какой-либо «средний» состав с низкими содержаниями некогерентных элементов, откуда уже почти автоматически следует неизбежность крайне малых степеней экстракции расплава. Однако эта неизбежность выглядит далеко не такой уж «неизбежной» в свете получивших в последнее время широкое распространение представлений о глубинном мантийном метасоматозе. Эти представления основаны на обнаружении в кимберлитах ксенолитов, подвергшихся метасоматическим изменениям, причем, как отмечает Дж. Доусон, вполне очевидно, что метасоматические жилки и породы, почти нацело состоящие из метасоматических минералов, находились в химическом и структурном равновесии при тех же *PT*-условиях, что и перидотиты, не подвергшиеся метасоматозу [4].

Наиболее широко распространенными метасоматическими минералами являются флогопит, ильменит, рутил и сульфиды, реже встречаются рихтерит и карбонат. Метасоматические минералы исключительно богаты элементами, которыми обеднено большинство ксенолитов в кимберлитах. Так, некоторые рихтеритсодержащие перидотиты содержат свыше 2 % K_2O , а первичные обогащенные рутилом жилки из трубки «Матсоку» — свыше 18 % TiO_2 . Сами же эти фазы обогащены несовместимыми элементами, например рутил из трубки «Матсоку» богат цирконием и ниобием. А. Эрланк и Р. Рикард в 1977 г. сообщили о непрозрачной минеральной фазе, содержащей 9,1 % BaO , 7,4 % ZrO_2 , 2,4 % SrO и 0,5 % Nb_2O_5 . Эти примеры, как подчеркивает Дж. Доусон, указывают на присутствие и миграцию в верхней мантии флюидов, химизм и движение которых способны привести к образованию минералов, обогащенных Fe, K, Ti, H_2O , S, Nb, Zr, Hf, Sr, Cu, Rb, Ba, Na и CO_2 .

Возможность локального развития мантийного метасоматоза и вызванного им резкого обогащения первичных мантийных перидотитов несовместимыми элементами приводит к тому, что данные по геохимии кимберлитов не могут служить убедительным доказательством малых степеней плавления мантии при формировании кимберлитовых расплавов. Что же касается результатов изучения валового химического состава кимберлитов, то они, наоборот, указывают на весьма высокую степень плавления мантийного вещества.

И. П. Илупин в 1981 г. использовал для сравнения химизма кимберлитов и других изверженных пород диаграмму в координа-

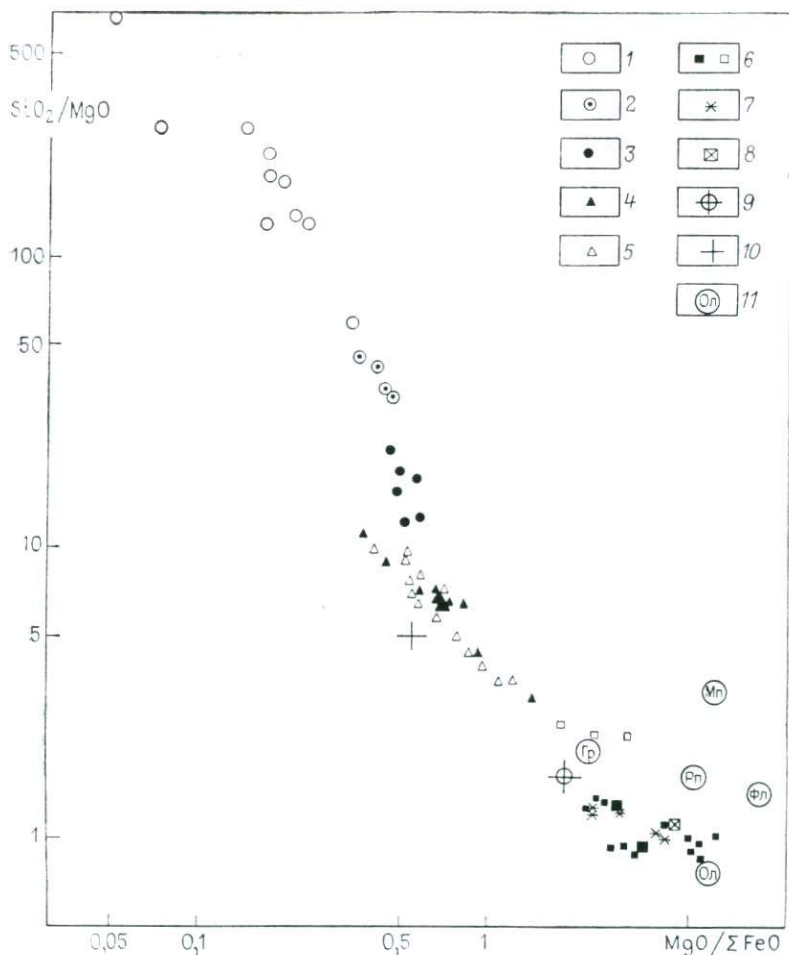


Рис. 47. Изверженные горные породы и некоторые минералы в координатах SiO_2/MgO — $\text{MgO}/\Sigma\text{FeO}$ (по И. П. Илупину).

1 — граниты и липариты; 2 — гранодиориты; 3 — андезиты и диориты; 4 — субщелочные базальты (увеличенный знак — кларки); 5 — щелочные базальты; 6 — ультраосновные породы (увеличенный знак — кларки, светлый квадрат — пироксениты); 7 — кимберлиты; 8 — оценка среднего состава верхней мантии; 9 — средний состав хондритов; 10 — средний состав ахондритов; 11 — средний состав минералов из глубинных включений в кимберлитах Африки

тах SiO_2/MgO — MgO/FeO (рис. 47). Во-первых, эта диаграмма отражает важнейшие черты химизма магматических пород в целом и ультраосновных пород в частности. Во-вторых, как было убедительно продемонстрировано автором, величины указанных выше соотношений практически не зависят от того, пересчитаны или не пересчитаны результаты анализов на безводное и бескарбонатное вещество, т. е. не зависят от наших взглядов на природу карбоната и серпентина (соответственно углекислоты и воды) в кимберлитах.

Анализ рис. 47 показывает, что отношения SiO_2/MgO и MgO/FeO для кимберлитов отвечают таковым для дунитов и перидотитов, иногда несколько отклоняясь в сторону пироксенитовых значений. Положение фигуративных точек, отвечающих отдельным минералам из глубинных нодулей, позволяет сделать еще один вывод: для образования кимберлитовой магмы необходимо расплавить субстрат существенно оливинового состава. Частичное плавление гранатового перидотита, начинающееся с перехода в расплав Гр, Мп и Фл, привело бы к появлению расплава, отличающегося по составу от кимберлитов. Эти выводы были также подтверждены И. П. Илупиным при анализе диаграммы $\text{TiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—P}_2\text{O}_5$.

Таким образом, нам представляется, что полученные *РТ*-оценки формирования ультраосновных парагенезисов кимберлитовой системы и некоторые развитые на этой основе представления достаточно удовлетворительно согласуются с имеющимися на сегодняшний день минералогическими, петрогеохимическими и другими фактическими данными.

Термобарометрия на основе валовых химических составов кимберлитов позволяет получать и иную, иногда весьма неожиданную и важную в теоретическом и практическом плане информацию.

Так, одна из наиболее актуальных задач — выявление структур кимберлитовых полей, т. е. закономерностей размещения кимберлитов в пределах конкретных полей и контролирующих их факторов. Традиционно данная задача изучалась с помощью структурно-геологических и геофизических методов. Однако возможен еще один подход, не получивший до настоящего времени должного развития, а именно: анализ закономерностей пространственного распределения кимберлитов с различными характеристиками вещественного состава.

Этот подход базируется на главной предпосылке, которую сейчас разделяют многие геологи — кимберлиты каждого конкретного поля являются производными единого глубинного магматического очага, продуктами его эволюции. Если эволюция такого очага протекает не только во времени, но и в пространстве (как, например, предполагалось В. А. Милашевым для кимберлитовой провинции), то кимберлитовое поле можно рассматривать как проекцию данного глубинного очага на поверхность, а точнее — как пространственно-временную «развертку» эволюции очага. В этом случае кимберлиты с различными характеристиками вещественного состава (отражающими изменение термодинамических условий в эволюционирующем очаге) должны распределяться в рамках поля не хаотически, а статистически закономерно, и изучение этих закономерностей может дать нам ключ к расшифровке структуры кимберлитового поля как отражению «структуры» глубинного магматического очага.

Вопросы вещественной зональности кимберлитовых полей рассмотрены в работах А. А. Лебедева-Зиновьева и И. П. Илупина,

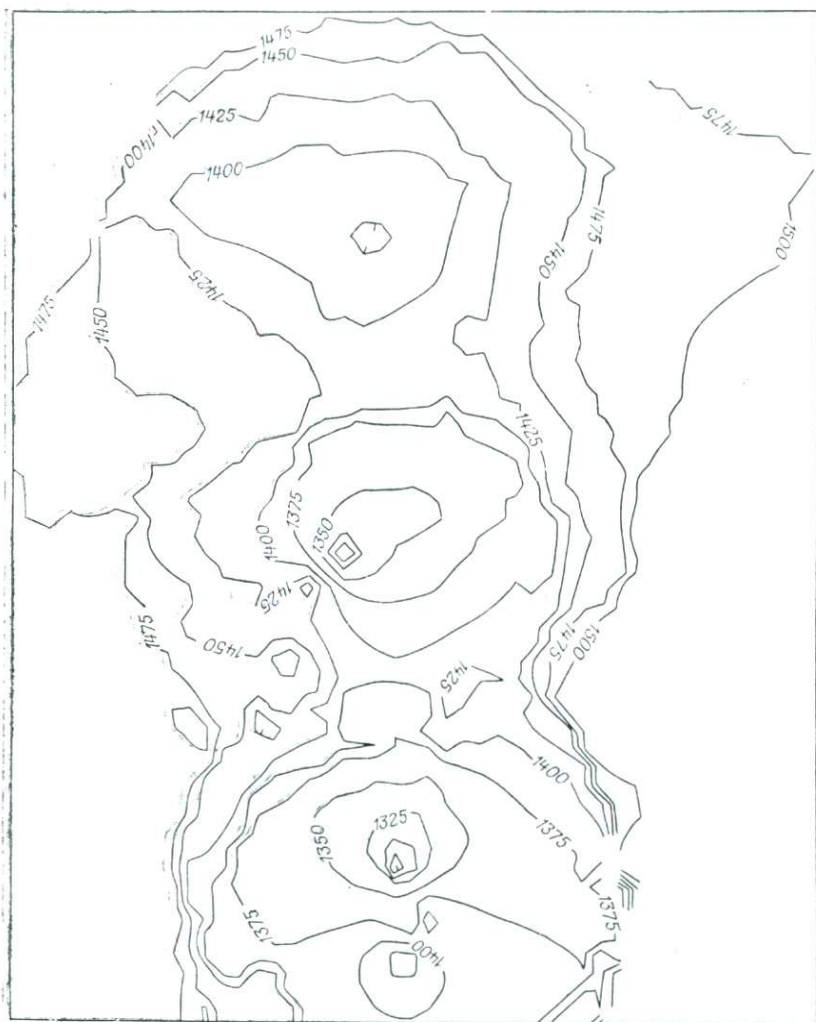


Рис. 48. Температурная зональность (°С) одного из кимберлитовых полей Якутии

И. П. Илупина, В. А. Милашева, А. Д. Харькива, С. М. Костровицкого и многих других исследователей, позволяющих сделать вполне определенный вывод: вещественная зональность кимберлитовых полей существует. Иными словами, кимберлитовые тела различного вещественного состава распределены в пространстве поля не хаотически, а упорядоченно, причем этот порядок в самом общем виде подчиняется принципу центральной или плоскостной симметрии.

Мы предприняли попытку анализа температурной зональности на примере одного из наиболее изученных кимберлитовых полей,

где известно около пятидесяти петрохимически полно охарактеризованных кимберлитовых тел. Рассчитанные (по валовому химическому составу) значения ликвидусных температур были вынесены на схему расположения трубок и затем с помощью ЭВМ произведена геометризация полученного распределения — построена температурная карта, приведенная на рис. 48.

Кимберлиты с различными величинами ликвидусных температур располагаются в пространстве закономерным образом, и построенные изотермы совершенно четко обрисовывают температурную структуру поля. Это вытянутый в меридиональном направлении овал, в центральной осевой части которого значения температур минимальны и возрастают к периферии. Общая «треугообразная» температурная структура осложняется тем, что осевая зона минимумов распадается на три локальных минимума.

Таким образом, температурная структура поля определяется наличием трех «чашеобразных» узлов (северного, центрального и южного), вместе образующих температурную долину — «трог». Этот температурный трог обладает плоскостной симметрией (плоскость симметрии проходит по длинной оси структуры).

Большинство исследователей считают, что в трубках сложного строения сначала внедрялись брекчиевые разности, а затем массивные кимберлиты. Расчеты показывают, что массивные кимберлиты характеризуются более высокими значениями ликвидусных температур, чем брекчии [18]. Распространяя этот вывод на кимберлитовое поле в целом и учитывая наличие симметричной температурной зональности, можно предположить, что относительный возраст внедрения кимберлитовых тел при движении от центра поля к периферии несколько омолаживается. Со структурной точки зрения это означает, что по мере эволюции глубинного магматического очага зоны максимальной проницаемости в верхних этажах земной коры, играющие рудоконтролирующую роль, последовательно мигрируют от центра поля к его периферии.

КОМПЛЕКСЫ УЛЬТРАМАФИТОВ, ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В платформенных карбонатитоносных комплексах ультраосновные породы имеют заметное, а подчас первостепенное значение. Они обычно сопровождаются комагматичными с ними щелочными породами (мелилитовые, нефелин-пироксеновые, в меньшей степени сиениты) и карбонатитовыми образованиями, включающими карбонатсодержащие апатит-магнетитовые породы и карбонатиты. Четко проявленное во многих случаях концентрически-зональное строение таких пространственно совмещенных серий пород закреплено за ними название — комплексы (массивы) центрального типа. В то же время существует немало массивов, для которых не характерны структуры центрального типа. С другой стороны, в со-

ставе щелочно-ультраосновных массивов широким распространением пользуются пироксениты. Согласно современной классификации магматических пород, пироксениты по кремнекислотности относятся к группе основных пород. Однако, исходя из многочисленных химических анализов, подавляющее большинство пироксенитов рассматриваемых комплексов по этому определяющему критерию (массовое содержание SiO_2 не превышает 44 %) следует относить к ультраосновным образованиям. Поэтому мы будем рассматривать пироксениты совместно с типичными гипербазитами. Это тем более справедливо, что вся совокупность глубинных ультраосновных пород относится к ультрамафитам, так как они практически нацело, за редчайшим исключением, слагаются магниезиальными темноцветными минералами, среди которых преобладают оливин и клинопироксен, а в качестве второстепенных присутствуют слюды биотит-флогопитового ряда, амфибол, титанистый гранат, а также рудные (магнетит, хромит, перовскит). Сочетание ультрамафитов (классические гипербазиты + пироксениты), щелочных пород и карбонатитовых образований в дальнейшем изложении будем именовать как УЩК комплексы.

УЩК комплексы обнаруживают четкую приуроченность к зонам глубинных разломов в консолидированных участках земной коры, расположенных в краевых частях платформ (щитов) или на границе последних со складчатыми областями. Рифты и рифтоподобные структуры, в пределах которых локализуются УЩК массивы, возникают при определенном геодинамическом режиме, приводящем к растяжению континентальных плит и проникновению сквозьструктурных разломов от мантийных глубин до верхних этажей земной коры. На территории СССР массивы группируются в Маймеча-Котуйской, Карело-Кольской, Восточно-Саянской, Сетте-Дабанской, Алданской провинциях, за рубежом они известны в Восточной Африке, Фенноскандии, Бразилии, Канаде.

Ультрабазиты данного формационного типа подразделяются на классы вулканических (субвулканических) пород (включая меймечиты, пикритовые порфириды, пикриты) и плутонических пород (объединяет дуниты, оливиниты, перидотиты, пироксениты). В первом из них среди меймечитов преобладают разновидности нормального петрохимического ряда с суммарным массовым содержанием $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ не более 0,5 %. Сравнительно редко встречается субщелочные меймечиты, в которых количество щелочей повышается до 1,0—1,2 %. По этому параметру для пикритов и пикритовых порфиритов можно выделить представителей нормального ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 0,8 \%$), субщелочного (0,8—1,5 %) и щелочного ($> 1,5 \%$) рядов. В петрографических классификациях плутонические ультрамафиты относятся к нормальному петрохимическому ряду с массовым содержанием суммы щелочей 0,5 % для дунитов-оливинитов, 1,5 для перидотитов и 2,5 для пироксенитов. Вместе с тем конкретные химические анализы пород показывают более высокие концентрации Na_2O и K_2O за счет присутствия нефелина, мелилита, слюды. Практически все разности перечисленных ультраоснов-

ных образований характеризуются геохимической спецификой (отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$).

Различные семейства и виды ультрабазитов в составе УЩК комплексов пользуются далеко неодинаковым распространением. Так, если пикритовые порфириды и пикриты присутствуют в большинстве провинций СССР, в Фенноскандии и Восточной Африке, то меймечиты известны только в Сибири, в районе Гулинского массива. Примечательно, что лишь в его пределах достоверно установлены дуниты. Оливиниты и перидотиты принимают участие в сложении многих массивов Маймеча-Котуйской и Карело-Кольской провинций. В то же время пироксениты чаще встречаются в относительно глубинных массивах (Кольский регион, Алдан, Восточный Саян, Якутия).

Внимание к УЩК комплексам объясняется соображениями практического и теоретического порядка. Ультрамафиты и сопутствующие им щелочные и карбонатитовые образования являются реальными или потенциальными источниками многих видов ценного минерального сырья: железа, титана, никеля, кобальта, меди, редких металлов (Nb, Ta, Zr), радиоактивных и редкоземельных элементов, благородных металлов, апатита, слюды, флюорита, самородков. Поскольку согласно современным взглядам металлогеническая специализация УЩК комплексов во многом предопределяется составом мантийного субстрата, геотектонической обстановкой и флюидным режимом выплавления расплавов, выяснение *ТР*-параметров формирования месторождений этих полезных ископаемых тесно взаимосвязано с решением таких фундаментальных вопросов петрологии, как: 1) строение и состав (химический, минералогический) глубин Земли на подкоровых уровнях; 2) различные стороны процессов магмообразования (глубина, механизм, физико-химическая обстановка и т. д.); 3) эволюция первичных магматических расплавов, приводящая к различным ассоциациям комагматических серий пород.

ГЕНЕРАЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ РАСПЛАВОВ И ПРОБЛЕМА ОБРАЗОВАНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Исходя из особенностей химического и минерального состава, для ультраосновных пород следует принимать очень высокие температуры кристаллизации. В то же время на контактах ультрамафитовых интрузивов зачастую не проявлены высокотемпературные метаморфические новообразования. Данный факт послужил основанием к возникновению гипотез, отрицающих существование в природе самостоятельных ультраосновных магм и рассматривающих гипербазиты в качестве отторженцев верхней мантии, которые перемещались в земную кору в твердом состоянии в результате тектонических процессов. Другая группа гипотез объясняла отсутствие термального воздействия ультрамафитов на боковые породы либо генерированием ультраосновных расплавов в условиях высокого парциального давления воды, существенно понижающе-

го ликвидусные температуры, либо транспортировкой соответствующего по составу материала в виде кашеобразной смеси кристаллов и сравнительно низкотемпературной остаточной жидкости. И в том, и в другом случаях (протрузия, интрузия) предполагалось мантийное происхождение ультраосновного вещества.

Основываясь на геологических наблюдениях, многие исследователи рассматривают формирование УЩК массивов как процесс поэтапного излияния и (или) внедрения ультраосновных расплавов, которые сменяются во времени генетически родственными щелочными и карбонатитовыми расплавами. Красноречивым свидетельством существования ультрабазитовых магм служат такие вулканические и субвулканические породы УЩК комплексов, как меймечиты и пикриты (пикритовые порфириды), а также коматиты.

Кратко рассмотрим имеющиеся представления о генезисе расплавов (пород) ультрабазитового состава. Так, Ю. М. Шейнманн в 1969 г., привлекая результаты экспериментов Р. Балтитьюда и Д. Грина по плавлению пиролита, считал, что независимо от базальтов существует самостоятельная щелочно-ультраосновная магма, ответственная за возникновение платформенных вулканоплутонических комплексов. А. А. Маракушев допускает полное плавление вещества мантии в зонах восходящих флюидных потоков с образованием коматитовой магмы, близкой к пикритам и по петрохимическим характеристикам относимой к группе примитивных образований, не прошедших стадию дифференциации. В зависимости от состава летучих с падением давления эта магма могла претерпевать расщепление на базальтовую и перидотитовую составляющие.

Наиболее широко распространенной в настоящее время является гипотеза, согласно которой ультраосновные расплавы генерируются на подкоровых уровнях за счет частичного плавления мантийного субстрата, причем процесс маглообразования может быть многоэтапным и тогда характеризуется селективным составом выплавов. Результаты экспериментального плавления мантийных перидотитов (гранатовых и шпинелевых лерцолитов) однозначно указывают на ведущую роль углекислоты по сравнению с водой для генерации недосыщенных кремнеземом магм, причем увеличение степени и глубины плавления способствует образованию все более ультраосновных богатых магнием жидкостей. Влияние CO_2 сказывается и на смещении перидотитового солидуса в высокотемпературную область [10]. К подобному эффекту приводит также увеличение магниальности исходного лерцолита. Следовательно, появление ультраосновных расплавов, их петрохимические особенности обуславливаются минеральным составом мантийных перидотитов (последний, как известно, взаимосвязан с глубиной), температурными условиями выплавления, степенью частичного плавления, количеством и компонентным составом флюидной фазы.

Из этих выявленных закономерностей с очевидностью вытекает: продуцирование магмы, формирующей меймечиты — высокомагнезиальные и высокотемпературные породы УЩК комплек-

сов — должно происходить в самых глубинных очагах при максимально достижимой степени плавления. Теоретическое рассмотрение экспериментальных данных позволило Н. Арндту в 1977 г. прийти к выводу, что при снижении степени плавления до 30—50 % могли возникать обогащенные летучими пикритовые магмы. Согласно опубликованным в 1975 г. данным Д. Грина, плавление пиролита в присутствии 0,1 % воды приводит к образованию щелочных пикритов на глубине около 100 км ($P \approx 2,7$ ГПа, $T \approx 1500$ °С) при степени плавления 25—30 % или на глубине 70 км ($P \approx 2,0$ ГПа), где степень плавления составляла 20—25 %.

Опираясь оригинальным геохимическим материалом и привлекая экспериментальные данные других исследователей, Э. А. Ланда [8] предложил многоэтажную модель практически одновременного функционирования нескольких магматических очагов в субстрате близкого состава. Максимальная глубина зарождения очагов с учетом геотермического градиента оценивается в 200 км и более. В этих очагах при температуре порядка 1600—1700 °С и наивысшей степени плавления генерируются расплавы меймечитов. С уменьшением глубинности и степени плавления состав вылавок изменяется в сторону пикритовых расплавов.

Как видно из приведенных данных, селективное парциальное плавление мантийных лерцолитов способно продуцировать расплавы меймечитового и пикритового (перидотитового) составов. Поэтому только соответствующие им по химизму породы достаточно уверенно можно рассматривать в качестве продуктов кристаллизации первичных недифференцированных магм. Помимо меймечитов, это относится в первую очередь к щелочным пикритам (пикритовым порфирирам) тех провинций, где отсутствуют меймечиты. В то же время для ультраосновных вулканитов района Гулинской интрузии допускается образование пикритовых порфиритов в процессе фракционирования исходного меймечитового расплава [21]. Высказанное предположение учитывает комплементарность основной массы меймечитов и порфиритовых даек, щелочной тренд фракционирования меймечитовой магмы, термометрические замеры и тесную ассоциацию пород с последовательностью формирования меймечиты → пикритовые порфириты.

Сходство средних химических составов пикритовых порфиритов Маймеча-Котуйской провинции и перидотитов Гулинского массива и однонаправленное изменение содержаний петрогенных элементов в этих породах по сравнению с меймечитами наводит на мысль рассматривать перидотиты как плутонические эквиваленты пикритовых порфиритов. В противоположность перидотитам, анхимономинеральные оливиниты (дуниты) и пироксениты не имеют вулканических аналогов и, по мнению Н. Ф. Шинкарева, не являются фракционными расплавами, возникающими при дифференциации исходной ультраосновной (щелочно-ультраосновной) магмы.

Проблема существования мономинеральных магм не ограничивается рамками УЩК комплексов, так как касается анортозитов, уртитов и ряда специфических рудных образований. А. А. Мараку-

шев [12] приводит геолого-петрографические признаки магматического происхождения указанных пород и сообщает о первых результатах экспериментов, в которых подтверждается возможность кристаллизации флюидонасыщенных форстеритовых расплавов при умеренных температурах. Необходимо, однако, отметить, что установление факта магматического состояния системы проливает немного света на ее генетическую историю, а потому не может служить решающим аргументом в доказательстве существования самостоятельных мономинеральных расплавов.

Н. Ф. Шинкарев в 1978 г. высказал предположение об образовании оливинитов, пироксенитов и других мономинеральных пород УЩК массивов посредством кумуляции однородного по составу материала. Определяющим механизмом дифференциации родоначальной щелочно-ультраосновной магмы является кристаллизационное фракционирование, приводящее к возникновению комагматических, но химически контрастных продуктов — фракционных расплавов и фракционных кумулатов. Сегрегация последних путем осаждения кристаллизующихся оливинов или клинопироксенов приводит к формированию соответственно оливинитов и пироксенитов. Сходные взгляды были высказаны в 1980 г. Ю. Р. Васильевым, который на основании общности минералого-геохимических признаков между меймечитами, дунитами и перидотитами считает плутонические ультрамафиты Гулинского массива гравитационными дифференциатами материнского расплава, близкого меймечитовому.

Как уже говорилось, магматическая природа ультраосновных вулканитов УЩК комплексов не вызывает сомнений. Доказательства интрузивно-магматического происхождения плутонических ультрамафитов данной формации следующие:

- 1) тесная ассоциация с ультраосновными эффузивами, определяемая единством геолого-тектонической позиции;
- 2) выдержанная последовательность образования от оливинитов к пироксенитам;
- 3) интрузивные формы залегания;
- 4) динамометаморфическое и термальное воздействие на вмещающие породы;
- 5) первично-магматические структуры;
- 6) петрохимическое родство с вулканическими образованиями;
- 7) наличие включений затвердевших расплавов в оливине и клинопироксене — главных породообразующих минералах оливинитов, перидотитов, пироксенитов.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Сложность решения поставленных проблем с помощью только традиционного геологического (в широком плане) подхода приводит к необходимости привлечения независимых объективных критериев, позволяющих достоверно, на количественной основе опре-

делять условия возникновения и преобразования магм и фиксацию их в виде горных пород, т. е. в конечном счете собственно генезис последних.

Значение методов термобарометрии трудно переоценить. Получаемые с их помощью результаты в сочетании с экспериментальными и геохимическими исследованиями будут способствовать решению многих задач. Например, точная оценка температуры и давления позволит более надежно обосновать или отвергнуть теоретически разработанные модели генерации магм. Знание этих важнейших параметров минералообразования исключительно важно для глубинной привязки исходных и промежуточных магматических очагов. Термобарометрические данные могут оказаться решающими для установления путей эволюции первичных магматических расплавов. В ряде случаев точное значение температурных интервалов кристаллизации минералов явится показателем генетического единства пород в пределах естественно выделяемых серий. Нахождение расплавных включений в минералах служит прямым доказательством магматического происхождения пород (напомним, что на некоторых УЩК массивах оливиновым, пироксен-оливиновым и пироксеновым образованиям приписывается метасоматическая природа), а присутствие среди таких включений ликвационных разновидностей следует рассматривать как подтверждение реальности процессов ликвации в петрогенезисе.

К настоящему моменту сложились три методических направления, позволяющих с различной степенью точности определять температуру — один из главнейших параметров геологических процессов:

1) по включениям минералообразующей среды с помощью метода гомогенизации;

2) по минералогическим термометрам, которые базируются на функциональной зависимости от температуры кристаллизации химических и других особенностей отдельных минералов либо их парагенезисов;

3) на основании экспериментальных и термодинамических данных, ограничивающих температурные интервалы образования пород и поля устойчивости минеральных фаз.

Ассоциации пороодообразующих минералов, слагающих ультрабазиты УЩК комплексов, присущие этим минералам свойства, частое присутствие в них первичных включений наряду с полученными к настоящему времени экспериментальными данными в принципе открывают широкие возможности для применения всех трех подходов к оценке температурного параметра. Проведенный эмпирико-статистический анализ выявил наиболее надежные термометры, которые использовались в сочетании с результатами замеров $T_{\text{гом}}$ включений и показаниями некоторых других методов, охарактеризованных ниже. В обобщенном виде полученные температуры представлены в табл. 8.

При расчетах температур использовались методы ПВ78 и ВК76 для равновесий оливин — расплав и В74 (Мп)^{Лик} и В74 (Мп)^{Сол}

Термометрическая характеристика ультрабазитов УЩК комплексов

Порода	Провинция, массив	T, °C							
		ПВ78	ВК76	В74 (Мп)Лик	В74 (Мп)Сол	T _{гом}		Ш81*	СС84
						Оливин	Пироксен		
<i>Плутонические ультрабазиты</i>									
Оливиниты и дуниты	Маймеча-Котуйская								
	Одихинча	$\frac{1749-1615}{1671 (7)}$	$\frac{1560-1500}{1525 (6)}$				$\frac{1360-1340}{}$		
	Кугда	$\frac{1762-1539}{1682 (7)}$	$\frac{1590-1450}{1510 (12)}$						
	Бор-Урях	$\frac{1707-1631}{1659 (10)}$	$\frac{1550-1470}{1515 (30)}$						
	Гули	$\frac{1730-1626}{1685 (14)}$	$\frac{1560-1450}{1495 (12)}$				>1100		
	Карело-Кольская								
	Турин мыс	1582 (1)							
	Салмагорский	$\frac{1646-1543}{1572 (3)}$	$\frac{1490 (1)}{}$						
	Лесная Варака	$\frac{1693-1531}{1644 (15)}$	$\frac{1540-1500}{1520 (5)}$						
	Ковдор	$\frac{1706-1516}{1631 (15)}$	$\frac{1500-1320}{1410 (8)}$					$\frac{1300-1220}{1260 (12)}$	
	Африканда	$\frac{1454-1396}{1425 (3)}$	$\frac{1340-1280}{1315 (5)}$						
	Финляндия, Сокли	$\frac{1558-1418}{1485 (5)}$	$\frac{1450-1300}{1365 (3)}$						
Перидотиты	Маймеча-Котуйская								
	Ессей	1485 (1)							
	Гули	$\frac{1543-1444}{1503 (20)}$	$\frac{1400-1300}{1355 (12)}$				>1000	$\frac{1230-1100}{}$	$\frac{1380-1315}{1340 (5)}$
	Карело-Кольская								
	Песочный	1444 (1)							
	Салмагорский	1437 (1)							
	Себлявр	1465 (1)							
	Ковдор	$\frac{1466-1397}{1431 (2)}$	$\frac{1350-1275}{1315 (8)}$					$\frac{1230-1170}{1205 (8)}$	$\frac{1290-1235}{1260 (4)}$
Африканда	$\frac{1440-1369}{1400 (5)}$	$\frac{1310-1260}{1290 (4)}$					$\frac{1250-1210}{1235 (5)}$	$\frac{1290-1250}{1270 (3)}$	
Пироксениты	Маймеча-Котуйская								
	Гули			$\frac{1320-1230}{1270 (13)}$	$\frac{1250-1190}{1215 (17)}$			$\frac{1220-1170}{1200 (8)}$	
	Алданская, Арбарастах			$\frac{1285-1225}{1245 (8)}$					

Порода	Провинция, массив	T, °C							
		ПВ78	ВК76	В74 (Мп)Лик	В74 (Мп)Сол	T _{гом}		Ш81*	СС84
						Оливин	Пироксен		
Карело-Кольская	Турий мыс			$\frac{1270-1230}{1250 (7)}$	$\frac{1230-1160}{1200 (5)}$				
	Песочный			1200 (1)					
	Салмагорский			$\frac{1275-1260}{1265 (3)}$	$\frac{1250-1245}{1245 (3)}$				
	Себлявр			$\frac{1230-1170}{1205 (4)}$	$\frac{1170-1150}{1160 (4)}$				
	Лесная Варака			$\frac{1280-1275}{1275 (3)}$					
	Озерная Варака			$\frac{1265-1200}{1230 (9)}$					
	Ковдор			$\frac{1300-1200}{1265 (9)}$	$\frac{1260-1170}{1215 (28)}$		$\frac{1210-1130}{1170 (12)}$		
	Вуориярви			$\frac{1310-1190}{1220 (10)}$	$\frac{1250-1130}{1180 (10)}$		$\frac{1200-1140}{1170 (7)}$		
	Африканда			$\frac{1310-1170}{1270 (17)}$	$\frac{1280-1130}{1215 (23)}$		$\frac{1240-1160}{1200 (4)}$		
	Восточная Африка, Напак			$\frac{1240-1200}{1220 (2)}$	$\frac{1175 (1)}{1175 (1)}$				
Финляндия, Сокли			$\frac{1225-1210}{1215 (3)}$						
<i>Вулканические и субвулканические ультрабазиты</i>									
Меймечиты	Маймеча-Котуйская								
	I фаза	$\frac{1669-1575}{1631 (35)}$	$\frac{1600-1420}{1515 (10)}$			$\frac{1540-1400}{1540-1400}$	$\frac{1230-1170}{1230-1170}$		$\frac{1583-1418}{1500 (10)}$
	II фаза	$\frac{1659-1588}{1638 (18)}$	$\frac{1600-1540}{1560 (11)}$			$\frac{1600-1530}{1600-1530}$	$\frac{1240-1170}{1240-1170}$		$\frac{1610-1528}{1558 (11)}$
Пикритовые порфириды и пикриты	Маймеча-Котуйская	$\frac{1572-1451}{1484 (10)}$	$\frac{1460-1380}{1405 (7)}$			$\frac{1540-1320}{1540-1320}$	$\frac{1320-1240}{1320-1240}$		
	Алданская	1520 (среднее из 12)							
	Карело-Кольская	1507 (среднее из 24)							
	Восточно-Саянская	$\frac{1465-1426}{1436 (4)}$					$\frac{1260-1230}{1260-1230}$		
	Восточная Африка					$\frac{1260-1240}{1260-1240}$	$\frac{1250-1220}{1250-1220}$		
	Фенноскандия	$\frac{1441-1411}{1426 (7)}$							

Примечание. В числителе — крайние значения; в знаменателе — средние; в скобках — число замеров.

для равновесий клинопироксен — расплав (т. е. для пород, не содержащих оливина). Эти методы наиболее корректно применять к высокомагнезиальным парагенезисам, кристаллизация которых происходила при сравнительно невысоких давлениях. Именно такие особенности присущи подавляющей части рассматриваемых ультрабазитов.

Замеренные нами температуры гомогенизации расплавных включений в минералах ультрамафитов были дополнены данными (главным образом по вулканитам) с использованием материалов Л. И. Паниной, Н. М. Подгорных, Б. П. Романчева, А. В. Соболева. Сопоставление по одним и тем же образцам оливиновых вкрапленников из меймечитов температур гомогенизации включений и железистости минерала-хозяина выявило зависимость, которая описывается уравнением регрессии: T (°C) = 1775 — 27,47 $X_{Fe}^{O_2}$ с коэффициентом корреляции, равным 0,93 [21]. С помощью приведенного уравнения (обозначается как метод СС84) были рассчитаны температуры кристаллизации тех же оливинов меймечитов, температуры образования которых определялись по методу ВК76. Сравнение цифр, полученных с помощью термометров ВК76 и СС84, показало очень хорошую сходимости для предельных и средних значений (см. табл. 8).

Результаты термометрических исследований в дополнение к петрологическим данным свидетельствуют о четко проявленном регрессивном температурном тренде при становлении пород УЩК массивов. Для серий последовательно возникающих вулканических и плутонических ультрабазитов подтверждением этого тренда служит снижение расчетных ликвидусных температур и максимальных $T_{гом}$ включений.

Температуры, полученные при гомогенизации первичных расплавных включений и с помощью метода СС84, объективно характеризуют интервалы кристаллизации оливиновых вкрапленников меймечитов. По химическому составу меймечитовые расплавы эффузивов (I фаза) и даек (II фаза) аналогичны, что находит отражение в равенстве рассчитанных по методу ПВ77 ликвидусных температур. Вместе с тем аналитические и термометрические данные свидетельствуют о выделении в дайках более магнезиального оливина в относительно узком и более высокотемпературном интервале. Окончательная кристаллизация меймечитовых расплавов Маймеча-Котуйского региона (I и II фазы) происходила в одинаковых температурных условиях, как об этом свидетельствуют $T_{гом}$ включений в микролитах пироксена основной массы породы (1240—1170 °C).

Приведенным температурам не противоречат результаты опытов по плавлению и кристаллизации меймечитов. В 1967 г. А. Т. Базилевский и А. В. Уханов установили, что при атмосферном давлении мезостазис гулинского меймечита начинал плавиться выше 1225 ± 25 °C, а полное плавление породы происходило по достижении температуры 1425 ± 25 °C. В экспериментах Ю. С. Геншафта начало плавления меймечита в присутствии 3 % воды с по-

вышением давления от 0,25 до 3,8 ГПа возрастало примерно с 1420 до почти 1600 °С; при максимально достигнутом давлении порода полностью расплавлялась около 1900 °С. На значительном интервале падения температуры и давления из меймечитового расплава кристаллизовался только оливин, а выделение клинопироксена происходило вслед за оливином при снижении температуры до 1300 °С.

Расчитанные $T_{лик}$ пикритовых порфиритов и пикритов оказались заметно меньше, чем у меймечитов. Также при более низкой температуре заканчивалась кристаллизация вкрапленников оливина. Судя по $T_{гом}$ включений, образование пироксенных вкрапленников происходило позже оливина. Термометрические данные о заключительном этапе формирования пикрит-порфиритовой серии отсутствуют; можно лишь утверждать, что полная раскристаллизация основной массы этих пород наступала ниже 1200 °С.

Максимальные температуры образования оливинов меймечитов и пикритовых порфиритов Маймеча-Котуйской провинции близки ликвидусным температурам. Такие соотношения говорят о выделении минералов из магматических жидкостей, имеющих соответствующий породам (т. е. меймечитовый или пикритовый) состав. Разница между $T_{лик}$ и температурами, установленными по термометру ВК76 для оливиновых и пироксен-оливиновых ультрамафитов, объясняется тем, что с диаграммы Ваганова—Кузнецова снимаются показания, характеризующие заключительные моменты образования оливина (для дунитов—оливинитов они могут быть близки к $T^{сол}$ расплавов). Другая, наиболее вероятная причина расхождения может заключаться в неадекватности составов расплава и образовавшейся породы. Принятие последней причины послужит косвенным подтверждением кумулятивной природы оливинитов и перидотитов и одновременно заставит классифицировать температуры, замеренные методом ВК76, как не соответствующие действительным. В таком случае при оценке температурных условий формирования этих пород необходимо будет ориентироваться только на имеющиеся температуры гомогенизации включений.

В оливине дунитов (Гулинский массив) нами обнаружены типичные расплавные включения. В опытах по гомогенизации при температуре, превышающей 1100 °С, когда дальнейшее нагревание было прекращено из-за потемнения оливина, во включениях присутствовала жидкость (расплав) и нерасплавившиеся твердые фазы. Следовательно, температура захвата включений кристаллизующимся минералом значительно превышала эту величину. На первый взгляд указанные в табл. 8 $T_{гом}$ включений для оливинитов представляются заниженными. Необходимо, однако, учитывать присутствие в ряде случаев среди твердых фаз, выполняющих полости включений в оливинах, бурых плеохромующих пластинок флогопита. Данные Л. И. Паниной по оливинитам массива Одихинча и наши наблюдения (оливиниты Ковдорского массива), фиксирующие взрывы включений до наступления полной гомогенизации, свидетельствуют о повышенном флюидном давлении в период

кристаллизации минерала-хозяина. А. В. Соболевым в зернах оливина из дунитов Гулинского массива встречены кристаллофлюидные включения, содержащие амфибол и флогопит. Приведенные факты, с одной стороны, говорят о присутствии некоторого количества воды в природных системах, выделяющих оливин, а такие системы должны обладать относительно пониженными температурами кристаллизации. С другой стороны, учет влияния барического фактора потребует введения положительной температурной поправки (до 50 °С и более) к замеренным $T_{\text{гом}}$ включений. В результате они приблизятся и даже достигнут значений температур, установленных с помощью метода ВК76.

Экспериментально полученный А. Т. Базилевским и А. В. Ухановым температурный диапазон плавления гулинского дунита (от 1475 ± 25 до 1650 ± 50 °С) вписывается в рассчитанные температуры. По средним величинам интервалы кристаллизации дунитов — оливинитов колеблются на разных УЩК массивах от 110 до 220 °С (см. табл. 8). Примечательно, что солидусные температуры смещаются в низкотемпературную область в рудных оливинитах (массивы Ковдор, Африканда и Сокли, менее явно на массивах Маймеча-Котуйской провинции). Такие данные согласуются с результатами опытов Ю. С. Геншафта, в которых ассоциация оливин+рудный минерал по сравнению с одним оливином кристаллизовалась при более низких температурах.

Совместное использование нескольких подходов дает возможность охарактеризовать отдельные, перекрывающиеся по температуре интервалы формирования перидотитов: а) начальный, когда кристаллизовалась ранняя фаза оливина (по равновесию оливин—расплав); б) интервал сокристаллизации оливина и клинопироксена (метод Ш81*); в) период выделения пироксена (минимальные значения $T_{\text{гом}}$). Установленное таким путем снижение температурного параметра увязывается с результатами экспериментов Ю. С. Геншафта, показавшими, что при затвердевании перидотитового расплава вначале шла кристаллизация оливина, а пироксен появлялся лишь в температурной области примерно на 100 °С выше солидуса. Кроме того, оно согласуется с петрографическими наблюдениями о последовательности минералообразования: оливин→оливин+клинопироксен→клинопироксен.

В перидотитах Гулинского интрузива — типичных магматических образованиях — равновесное сосуществование этих минералов не вызывает сомнений.

На массивах Кольского полуострова при микроскопическом изучении пироксен-оливиновых ультрамафитов, соответствующих по составу перидотитам, установлено, что совместное выделение оливина и клинопироксена происходило без коррозии и явлений замещения. В отличие от более ранних оливинитов, оливин из парагенезисов с пироксеном характеризуется повышенной железистостью и иными соотношениями элементов-примесей, т. е. его не следует рассматривать как реликтовый минерал. Судя по структурным взаимоотношениям, в слюдяных и значительно более

редких нефелинсодержащих разновидностях перидотитов слюда и нефелин кристаллизовались последними, так что формирование перидотитов, содержащих эти минералы, заканчивалось при более низких температурах. Сказанное подтверждается результатами замеров температур гомогенизации магматогенных включений в нефелине гулинских перидотитов, которые приходится на интервал 1100—830 °С.

Температурные условия формирования пироксенитов УШК массивов оценены тремя различными методами (см. табл. 8). Обращает на себя внимание близость температур, полученных с помощью термометров В74 (Мп)^{лик} и В74 (Мп)^{сол}, что служит подтверждением кристаллизации клинопироксенов из расплавов пироксенитового состава. Также хорошие совпадения устанавливаются между показаниями термометра В74 (Мп)^{сол} и $T_{гом}$ расплавных включений в клинопироксенах. Это дает основание принимать за достоверные значения температуры, рассчитанные по методу В74 (Мп)^{сол} по пироксенитам других массивов.

В целом температурный интервал кристаллизации пироксенов рассматриваемых пород колеблется от 20 до 100 °С (по средним величинам). Согласно данным А. Т. Базилевского, А. В. Уханова, Ю. С. Геншафта, полный интервал плавления природных пироксенитов при давлениях от 0,0001 ГПа до 7,0 ГПа не превышает 100 °С. В области давлений 0,8—5,0 ГПа зафиксирован единый порядок кристаллизации фаз из пироксенитового расплава (клинопироксен → клинопироксен + рудный → клинопироксен + рудный + нефелин), аналогичный таковому в природных образцах пород. В соответствии с экспериментом находится снижение температур формирования пород, определенных методом В74 (Мп)^{сол}, в последовательности от нормальных к рудным и нефелиновым пироксенитам. Наиболее четко оно проявлено на массивах Вуориярви (соответственно 1250—1190 и 1160—1130 °С) и Африканда (1280—1250 и 1210—1130 °С).

Из гипотезы мантийного происхождения базит-ультрабазитовых магм вытекает необходимость достижения очень высоких температур в местах частичного плавления лерцолитов и других менее распространенных пород верхней мантии, в результате чего первичные расплавы должны быть перегретыми. Вместе с тем признаки перегретости даже у расплавов, близких к исходным, как правило, не обнаруживаются (следует иметь в виду неизбежную потерю тепла в процессе перемещения магматических очагов к земной поверхности, однако ее масштабы оценить довольно сложно). На первый взгляд, если учитывать современные геотермические градиенты под континентами, перегретое состояние расплавов на глубине представляется маловероятным. Для разрешения создавшегося противоречия Д. Грином и А. Рингвудом в 1968 г. использована модель магмообразования в поднимающихся мантийных диапирах. Позднее способ генерации магм за счет снятия давления получил достаточно надежное теоретическое и экспериментальное обоснование в работах А. А. Кадика и М. Я. Френкеля.

Подобный подход привел к развитию представлений, согласно которым причина выплавления магм, в том числе ультраосновного состава, лежит в декомпрессионно-диссипативном механизме, проявляющемся при подъеме мантийного материала на относительно малоглубинных уровнях.

По различным критериям максимальные температуры кристаллизации ультраосновных пород УЩК комплексов превышали 1500—1600 °С (см. табл. 8) и таким образом температуры генерации продуцирующих их расплавов могли достигать еще более высоких значений. В пользу высказанного допущения свидетельствует ряд положений.

1. Согласно термодинамическим расчетам В. В. Хлестова, плавление мантийного субстрата реально начинается при температурах, превышающих ликвидусные, причем превышение должно быть значительным, так как устойчивость зародышей расплава при малых перегревах исключительно низка.

2. Рассматриваемые гипербазиты по геохимическим особенностям сопоставимы с высокомагнезиальными коматитами, что позволяет воспользоваться данными по плавлению перидотитовых разновидностей последних для оценки условий образования ультраосновных магм. Так, ликвидусные температуры коматитов с 30—35 % MgO (такова, например, магнезиальность меймечитов) при атмосферном давлении составляют 1600—1700 °С, а на предполагаемых глубинах выплавления меймечитовых жидкостей, где давление превышает 3,0 ГПа, достигают 1800—1900 °С.

3. В пределах УЩК массивов среди продуктов кристаллизации ультраосновных магм отсутствуют ксенолиты мантийных пород, которые даже при парциальном плавлении вещества мантии не сохранялись в перегретых расплавах, так как, по всей вероятности, при транспортировке к поверхности претерпевали полное переплавление. В то же время нодули гранатовых и шпинелевых лерцолитов отмечаются в производных относительно низкотемпературных щелочных и карбонатитовых расплавов (Фенноскандия, Восточная Африка).

Достижение столь высоких температур при зарождении ультраосновных магматических жидкостей могло иметь место в «горячих точках» мантии или в так называемых «температурных ямах» — зонах локализации флюидов-теплоносителей. Если исходить из существующих теоретических положений, то повышение напряженности температурного поля должно приводить к появлению относительно кислого, по сравнению с исходным мантийным лерцолитом, расплава. Однако при экспериментальном плавлении нодулей глубинных перидотитов выплавляются не базальтовые, как этого следовало ожидать, а обогащенные оливином пикритоидные расплавы. Дальнейший разогрев мантийных магматических очагов, необходимый для их устойчивого существования, непременно приведет к смещению составов выплавов в более ультраосновную область.

Выше отмечалось, что геологическая позиция платформенных вулканоплутонических УЩК комплексов является предпосылкой глубинной (мантийной) генерации ультраосновных расплавов. Как следует из полученных термометрических данных, кристаллизация порожденных ими пород заканчивалась не ниже 1200—1100 °С. Этот факт в сочетании с редкой встречаемостью в рассматриваемой петрогенетической ассоциации более кислых образований служит косвенным подтверждением подкорового происхождения базит-ультрабазитовых магм и сравнительно быстрого их перемещения вверх по разломам глубинного заложения. В противном случае развитие магматических очагов в сиалической коре привело бы к усвоению кремнекислоты и возникновению пород типа сиенитов. Присутствие таковых в составе УЩК массивов может указывать на существование в земной коре промежуточных магматических очагов, вызывающих переплавление и ассимиляцию сиалического материала и последующее внедрение сиенитовых расплавов.

На глубинный источник ультрабазитов указывают также восстановленные формы содержащихся в них летучих. Так, из термодинамических расчетов равновесий в системе $H-O-C-N-S$ следует, что мантийные флюиды должны характеризоваться преобладанием в составе водорода, азота и метана, а наиболее оптимальные условия стабильности CH_4 соответствуют верхним горизонтам мантии. Анализ газовой составляющей меймечитов района Гулинского массива и плутонических ультрамафитов Карело-Кольской провинции показал присутствие в межзерновых порах и включениях минералов H_2 , CH_4 , а в ряде случаев также значительных количеств CO . Метаново-азотный состав флюидных включений, сопутствующих первичным включениям расплава во включениях оливины из меймечитов, был установлен А. В. Соболевым. Примечательно отсутствие или незначительное содержание воды среди летучих компонентов, входящих в состав флюидных и расплавных включений в минералах ультраосновных нодулей из щелочных базальтов и кимберлитов. Эти данные свидетельствуют о сравнительно восстановительных условиях возникновения ультраосновных расплавов, которые приходится на область между буферными равновесиями кварц—железо—фаялит и магнетит—вюстит. Появление CO_2 в составе глубинных флюидов (зафиксирована в оливине и пироксенах некоторых нодулей шпинелевых перцолитов) служит показателем более окислительной обстановки.

Еще одним доказательством глубинной природы ультрабазитов служат присущие им повышенные концентрации хрома, магния, никеля и высокие значения никель-кобальтового отношения. На примере пород Маймеча-Котуйского региона, для которых удалось подобрать наиболее представительный материал, это положение иллюстрируется табл. 9.

Таким образом, совокупность данных (геологические, петрологические, экспериментальные, термометрические, геохимические) позволяет с уверенностью рассматривать ультраосновные распла-

Таблица 9

Геохимическая характеристика ультраосновных пород УЩК комплексов

Порода	Cr ₂ O ₃	MgO	NiO	Ni/Co	$f = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \times 100$
Меймечиты Пикритовые порфириты	0,33—0,26	30,75 22,5	0,23—0,19	13,0 12,3	29,1 41,5
Дуниты Оливиниты Перидотиты Пироксени- ты	0,54—0,17	38,2 41,9 24,7 14,35	0,22—0,13	13,0 6,8 8,7 —	25,3 33,2 40,3 55,0

вы в качестве производных подкорковых геосфер. По оценкам различных исследователей глубины магмообразования варьируют от 70 до 200 км, что обусловлено неопределенностью наших знаний о действительном составе пород верхней мантии и степени их плавления.

Расположение УЩК комплексов в верхних структурных ярусах земной коры говорит о различии в барических условиях зарождения и кристаллизации ультраосновных магм. Присутствие в составе этих комплексов вулканических и субвулканических образований предопределяет приповерхностный уровень становления сопутствующих плутонических пород. Основываясь на геологических данных, следует считать, что массивы, в состав которых входят гипербазиты только плутонического класса, формировались в обстановке малой и средней глубинности. Так, современный уровень эрозионного среза массивов Маймеча-Котуйской провинции соответствует глубинам 1—3 км, а для массивов Карело-Кольской провинции (Ковдор, Вуориярви, Африканда) расстояние от палеоповерхности оценивается в 4—5,4 км.

В ряде случаев дополнительную информацию дают химические особенности породообразующих минералов. Известно, что в недосыщенных кремнеземом глубинных породах массовое содержание кальция в оливине не превышает 0,1 %, тогда как оливин из пород вулканической и малоглубинной фаций характеризуется относительным накоплением этого элемента. По результатам микрондодового анализа в оливинах вкрапленников меймечитов и пикритовых порфиритов, а также в оливинах из дунитов, оливинитов и перидотитов кальций присутствует в количествах, превышающих 0,2 %. Данный факт противоречит представлениям о глубинной кристаллизации вкрапленников оливина из ультраосновных эффузивов и о формировании плутонических оливинсодержащих ультрамафитов в абиссальных условиях, т. е. не позволяет рассматри-

вать эти последние как результат протрузии мантийного вещества в земную кору. Если за максимальную температуру образования вкрапленников оливина в пикритовых порфиритах района Гулинского интрузива принять 1500—1550 °С и исходить из нижнего уровня массового содержания кальция в оливине (0,29 %), то их выделение совместно с клинопироксеном происходило при давлениях, не превышающих 0,15 ГПа [30]. В целом близкие, но несколько меньшие цифры (0,05—0,15 ГПа) были получены А. В. Соболевым в 1984 г. по флюидным включениям, сопутствующим включениям расплава во вкрапленниках оливина из меймечитов. Суммируя изложенное, констатируем, что гипербазиты УЩК комплексов, по крайней мере Кольского полуострова и Полярной Сибири, формировались не ниже 5—6 км, т. е. самые глубинные из них соответствуют гипабиссальной фации.

Различия в глубинах генерации и консолидации ультраосновных расплавов создают предпосылки для эволюционных преобразований первичной магмы, приводящих к разнообразию гипербазитов УЩК комплексов. Ранее уже отмечалось, что высокие значения Ni/Co отношения присущи магмам (породам) глубинного происхождения. Фракционная кристаллизация, сопровождающаяся отсадкой оливина — главного силиката — концентратора никеля — будет приводить к последовательному снижению этого отношения, которое, таким образом, выступает в качестве показателя степени дифференцированности исходных расплавов в сериях коматических образований. Другой петрохимический параметр эволюции базит-ультрабазитовых пород — коэффициент фракционирования f , наоборот, численно возрастает в последовательно возникающих дифференциатах. По этим двум характеристикам (см. табл. 9) породы Гулинского массива выстраиваются в ряд: меймечиты + дуниты → пикритовые порфириты + перидотиты → пироксениты. В более глубинных массивах Карело-Кольской провинции в согласии с уменьшением значений Ni/Co отношения выявляется следующая очередность плутонических гипербазитов: оливиниты (8,8) → перидотиты (7,0) → пироксениты (3,0), совпадающая с установленной по коэффициенту фракционирования f на массиве Ковдор (соответственно 21,4 → 37,4 → 48,9). Следует добавить, что анализ петрохимических особенностей рассматриваемых пород, проведенный в 1984 г. И. Т. Расс и другими исследователями в рамках нормативного тетраэдра ларнит — форстерит — нефелин — кварц, позволил расположить их в последовательности: дуниты + оливиниты → меймечиты → перидотиты → пироксениты, причем в треугольнике форстерит — кварц — нефелин той же диаграммы устанавливается четкое родство дунитов и оливинитов, перидотитов и пикритовых порфиритов, а также близость меймечитов с перидотитами и пикритовыми порфиритами.

Приведенные данные, подкрепляемые результатами экспериментальных работ, дают веские основания относить меймечиты к производным наиболее высокотемпературных и глубинных и одновременно наименее дифференцированных расплавов из числа всех ги-

пербазитов УЩК комплексов. Этот вывод согласуется с представлениями Ю. М. Шейнманна и других исследователей о меймечитах как продуктах кристаллизации примитивных мантийных магм, родоначальных, по крайней мере, для ультраосновных пород массивов Маймеча-Котуйской провинции. Если исходить из предложенной И. Д. Рябчиковым *PT*-диаграммы гипотетического мантийного лерцолита, его плавление при $T=1900$ °С и $P=3,8$ ГПа (условия полного переплавления меймечита по экспериментальным данным Ю. С. Геншафта) приведет к возникновению магматической жидкости, магнезиальность которой близка к максимально установленной в природных меймечитах ($MgO \approx 34$ %). Для указанных условий степень плавления лерцолита в случае генерации меймечитовых расплавов должна превышать 70 %. В свете сказанного становится объяснимой уникальность проявления меймечитов Гулинского района среди прочих УЩК комплексов. (Здесь уместно отметить, что для выплавления магм меймечитового состава из примитивного мантийного лерцолита необходимо допустить метасоматизирующее воздействие глубинных флюидов, привносящих ряд дополнительных компонентов).

Другая, наиболее вероятная причина исключительно редкой встречаемости меймечитов обуславливается совокупностью процессов дифференциации, происходящих в магмоподводящих каналах и (или) промежуточных очагах. Именно поэтому недифференцированные исходные расплавы, как правило, не выводятся на приповерхностные уровни земной коры, если только не происходило их быстрого (по геологическим меркам) подъема по зонам глубинных разломов.

Весьма примечательно, что дуниты рассматриваемой формации фактически известны лишь в ассоциации с меймечитами на Гулинском массиве. Между ними устанавливается тесное генетическое родство, подтверждаемое, помимо пространственной сопряженности, близостью геохимических характеристик (см. табл. 9) и сходством составов оливинов и Сг-шпинелидов. Вместе с тем большой температурный разрыв (~ 200 °С) между показаниями термометров ПВ78 и ВК76 свидетельствует о кристаллизации оливина дунитов из расплава, отличающегося по составу от дунитового. Следовательно, если меймечиты соответствуют родоначальной магме, то дуниты необходимо относить к кумулатам, которые образовались за счет отсадки кристаллов оливина, а последующие гипербазиты принимать, вероятно, за комагматические дифференциаты.

Постепенное снижение температур начала формирования пород от меймечитов (1600 °С) к пироксенитам (1270 °С) Маймеча-Котуйской провинции и от оливинитов (≥ 1300 °С) к пироксенитам (≤ 1250 °С) Карело-Кольской провинции дополнительно подтверждает комагматичность ультраосновных образований. Помимо того, близкие температурные интервалы кристаллизации клинопироксенов в меймечитах, перидотитах и пироксенитах (1270—1170 °С) свидетельствуют об их генетическом единстве. Более высокие температуры (1320 °С), полученные для пироксена пикрито-

вых порфиритов Гулинского района, и результаты экспериментальных исследований по плавлению гипотетического мантийного субстрата могут указывать на существование первичных пикритовых магм, хотя имеются доказательства образования пород этой серии в результате фракционирования меймечитового [21] или иного по составу расплава (см. табл. 9). Не исключено, таким образом, что пикритовые порфириты и пикриты УЩК комплексов имеют гетерогенную природу.

Имеющиеся данные также дают основание трактовать с разных позиций происхождение перидотитов. С одной стороны, петрохимическая комплементарность с пикритовыми порфиритами позволяет относить перидотиты к плутоническим аналогам этих пород. С другой стороны, в перидотитах, подобно дунитам и оливинитам, установлено значительное расхождение (110—150 °С) в температурах, оцененных методами ПВ78 и ВК76. Это противоречит представлениям о кристаллизации оливина из перидотитовой (пикритовой) магмы и тем самым ориентирует на принятие точки зрения о его возможном осаждении совместно с пироксеном в процессе кристаллизационной дифференциации магмы иного состава, т. е. в таком случае перидотиты следует рассматривать в качестве кумулатов. В то же время некоторые исследователи, основываясь на полевых наблюдениях, считают перидотиты либо фациальными разновидностями оливинитов (или пироксенитов), либо реакционными образованиями, возникшими в результате взаимодействия пироксенитовых расплавов с более ранними оливинитами. Термометрия и в первую очередь факт присутствия расплавных включений с высокими $T_{\text{гом}}$ в главных породообразующих минералах достоверно подтверждают магматическую кристаллизацию оливин-пироксеновых ультрамафитов, тогда как решающее слово в выборе какой-либо одной из предложенных гипотез должны сказать геолого-петрологические исследования.

В противоположность перидотитам происхождение пироксенитов вырисовывается более определенно. Принимая во внимание имеющиеся термометрические данные и петрохимические характеристики, наиболее вероятно предположить, что пироксениты являются производными конечных, отнительно низкотемпературных дифференциатов исходных ультраосновных расплавов. Их формирование происходило из дискретных порций пироксенитовой магмы, завершая гипербазитовый этап становления массивов УЩК формации.

РАССЛОЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В составе гипербазит-базитовых расслоенных комплексов магматической формации зон активизации широким распространением пользуются ультраосновные породы. В петрографическом смысле их следует рассматривать как дуниты, перидотиты, пироксениты.

Однако Л. Уэйджер и Г. Браун [26] считают, что этим образованиям, представляющим собой ассоциации кумулятивных минералов, неправомерно присваивать традиционные названия пород и предлагают номенклатуру, основанную на количественном соотношении преобладающих минеральных фаз. Принимая в принципе это справедливое замечание, мы тем не менее будем придерживаться общепринятых в петрографии вышеназванных терминов.

Для рассматриваемых комплексов наиболее типично сочетание ультрабазитов с основными породами габбровой серии (габбро, норит, троктолит, анортозит) и бронзититами, но нередко в их сложении также участвуют более кислые породы (диориты, кварцевые диориты, гранофиры). Подобные сообщества характеризуются совмещением в одном массиве разнообразных типов полезных ископаемых, обычно генетически связанных с различными петрохимическими группами пород—хромитов, медно-никелевых, окисных (железо-титановых) и полиметаллических руд.

По сложившимся представлениям [27] формирование расслоенных интрузивов не является следствием простого затвердевания внедрившейся в земную кору порции магмы, а обусловлено процессом фракционной кристаллизации в ее объеме. Непосредственно механизм образования расслоенных серий заключается в постепенном продвижении вверх от дна магматической камеры зоны кристаллизации, состоящей из ликвидусных кристаллических фаз (кумуляс) и интерстиционного остаточного расплава (интеркумулясный материал). Следовательно, необходимые предпосылки для становления расслоенных массивов предопределяются длительным существованием спокойных условий кристаллизации, малой вязкостью и гомогенностью магмы и таким температурным режимом, которому соответствуют $T_{лик}$ сразу нескольких минералов. По мере выделения ликвидусных фаз химический состав магматической жидкости в объеме интрузивной камеры перманентно меняется, вызывая появление в ходе остывания все более низкотемпературных фракций, что в конечном счете и служит причиной образования расслоенности.

Такой механизм возникновения расслоенных серий приводит к непреложному выводу о значительном различии в составе кумулясных фаз и исходного расплава, что запрещает использование методов, основанных на расчете ликвидусных температур для дунитов, перидотитов, пироксенитов и температур кристаллизации порообразующих оливинов и клинопироксенов. Применение других апробированных минералогических термометров для ультраосновных парагенезисов расслоенных комплексов оказалось практически невозможным из-за отсутствия аналитических данных по отдельным и сосуществующим минералам. Насколько нам известно, термометрическое изучение минералов ультрабазитов расслоенных комплексов методом гомогенизации включений никем не проводилось. Для оценки температурного параметра можно воспользоваться результатами экспериментальных исследований природных и близких к ним по химизму синтетических систем. Этот под-

ход выдвигает требование достоверного определения исходных расплавов, фракционирование которых явилось причиной образования расслоенных комплексов. Заметим, что в каждый отдельный момент формирования породы поровый (интеркумулясный) материал конкретного слоя стратифицированной серии по валовому составу будет отражать природу погребенной сингенетической магмы. Но выделение в чистом виде продукта кристаллизации интеркумулятивной жидкости представляет простую задачу.

Как свидетельствуют данные парагенетического анализа, исходный расплав сопоставим с эндоконтактовыми породами зон закаливания расслоенных интрузивов. Если пренебречь возможностью потери летучих и исключить причины, приводящие к изменению состава породы, которые выявляются путем тщательного петрографического изучения (присутствие аккумулярованных минералов, влияние процессов контаминации, проявление более поздних метасоматических процессов и т. п.), то приводимое допущение вполне правомерно. На основании прослеживания эволюции минерального состава и применения петрохимических расчетов по совокупности дифференциатов расслоенных комплексов было сделано заключение о близости в ряде случаев исходного расплава толеитовой базальтовой магмы (оливиновому толеиту). Наиболее весомое подтверждение этому состоит в эквивалентности состава габбро из краевой фации Скергаардского массива толеитовому стеклу.

Как было показано Х. Йодером в 1979 г., базальтовые магмы толеитового типа могли возникать за счет парциального или фракционного плавления гранатовых перидотитов. Принято считать, что оливин-толеитовые расплавы отделялись от базальтовых жидкостей в верхних частях мантии и в процессе перемещения к земной поверхности могли консолидироваться в виде расслоенных интрузивов на разных этажах коры.

Результаты экспериментального изучения фазовых равновесий в модельных базальтовых системах в целом совпадают с наблюдаемой в природе последовательностью образования минералов в ультраосновных макро- и микроритмах. Составы ультрамафитов расслоенных интрузивов контролируются кристаллизацией из толеитовых магм оливина, хромшпинелида, клинопироксена и ортопироксена, причем в соответствии со снижением ликвидусных температур первым выделяется магнезиальный оливин (\pm хромит), а вслед за ним хромшпинелиды и пироксены. По мере того как расплав фракционирует по котектической кривой оливин—пироксен, соотношение этих фаз постепенно меняется в пользу пироксена, согласуясь с общей последовательностью образования пород: дуниты \rightarrow перидотиты \rightarrow пироксениты.

Экспериментально полученная температура ликвидуса оливинового толеита при 0,0001 ГПа равняется 1240 ± 20 °С. Согласно расчетам Е. В. Шаркова, с увеличением давления до 0,7—0,8 ГПа, что соответствует максимально установленной глубине формирования расслоенных массивов шпинелиевой фации в 20—28 км, она составит 1325 ± 25 °С. Снижение $T_{лик}$ за счет парциального давле-

Таблица 10

**Результаты расчета ликвидусных температур исходных расплавов
расслоенных комплексов**

Массив	$T_{\text{Лик}}, ^\circ\text{C}$	
	Породы краевой зоны	Средневзвешен- ный состав
Златогорский, Казахстан	1243	1358
Мончетундровский, Кольский полуостров	1264	1270
Лысогорский, Западные Саяны	1233	
Скергаард, Гренландия	1236	1200
Рам, Шотландия	1233	
Бушвельд, Южная Африка	1224	
Стиллуотер, США	1224	1127
Маскокк, Канада	1255	

ния воды, ограниченного отсутствием парагенезисов с роговой обманкой, дает цифру 1290 ± 60 °С. При плавлении породы из зоны закалки Маскокского массива, сопоставляемой с исходным расплавом, Г. Биггаром в 1974 г. был установлен следующий порядок кристаллизации минеральных фаз: оливин+хромит (1225 °С) → клинопироксен (1205 °С) → плагиоклаз (1200 °С). Приведенным температурам не противоречат результаты экспериментов А. Хилла и П. Роудера, согласно которым выделение шпинелидов из базальтового расплава происходило в температурной области 1275—1170 °С.

Для ряда массивов, по которым имеются данные о составе закаленных эндоконтактовых пород, ликвидусные температуры родоначальных магм были оценены с помощью метода ПВ78. Они оказались заключенными в интервал 1264—1224 °С (табл. 10), совпадающий с $T_{\text{Лик}}$ экспериментально изученного оливинового толеита. Тем самым подтверждается предположение о соответствии химических особенностей пород из зон закалки расслоенных массивов и расплава, принимаемого за исходный. В табл. 10 также приведены ликвидусные температуры, рассчитанные тем же способом по средневзвешенным составам ассоциирующих пород в комплексах. Как видим, прекрасное совпадение выявлено по Мончетундровскому массиву. Несколько заниженная температура в случае слабо эродированной Скергаардской интрузии, вероятно, объясняется превалирующим развитием в современном срезе низкотемпературных образований. В еще большей мере это может относиться к интрузии Стиллуотер, которая к тому же недостаточно полно обнажена. Причина получения значительно более высокой температуры для Златогорского массива, по-видимому, обратного порядка: сильная эрозия привела к преобладанию на поверхности высокотемпературных образований, слагающих нижние горизонты этого расслоенного комплекса. Следует попутно отметить, что подобного рода сравнение ликвидусных температур дает критерий

для оценки правильности расчета средневзвешенного химического состава интрузивных массивов.

Л. Уэйджер и Г. Браун справедливо отмечают, что магма, продуцирующая ультрамафиты (дуниты+перидотиты+пироксениты) расслоенных комплексов, должна характеризоваться заметно более высокой температурой, чем $T_{лик}$ оливниновых толеитов. Присутствие закаленных краевых фаций в расслоенных массивах и установление направленной кристаллизации от стенок внутрь камеры при их формировании говорят о повышенных, по сравнению с приведенными ликвидусными, температурах расплавов, которые, таким образом, должны быть перегретыми. Поскольку действительная температура внедрявшихся толеитовых базальтов неизвестна, на повестку дня выдвигается задача как ее определения, так и выявления температурных интервалов кристаллизации ультрамафитовых кумулатов оливнинового, пироксен-оливнинового и пироксенового состава. В настоящий момент можно лишь утверждать, что образование пород, химически эквивалентных расплавам оливниновых толеитов, происходило при температурах 1300—1200 °С. Собственно ультраосновные парагенезисы термометрически охарактеризованы очень слабо. Так, на фазовой диаграмме модельной системы форстерит—анортит—кварц фигуративные точки составов некоторых расслоенных массивов, согласно данным Э. Г. Конникова и Л. А. Цоя, попадают в поле форстерита: Йоко-Довыренский (Прибайкалье) на изотерму 1555 °С, Рам — 1490 °С, Скергаард — 1465 °С, Бушвельд — 1360 °С. Упомянем также о вышеприведенных температурах сокристаллизации оливина и хромита (1375—1330 °С) из перидотитов Рамского интрузива.

Оценка барических условий становления расслоенных комплексов была проведена Е. В. Шарковым в 1984 г. Она основывалась главным образом на изменении фазовых соотношений в обобщенной базальтовой системе оливин — клинопироксен — плагиоклаз — кварц, происходящих с увеличением общего давления от 1 атм до 0,9 ГПа, и сопоставлении с наблюдаемыми в природе вариациями минеральных ассоциаций кумулуса. Дополнительно привлекались показания некоторых минералогических барометров (полиморфные превращения SiO_2 и $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$; устойчивость парагенезиса оливин+плагиоклаз). Оказалось, что расслоенные серии с разнообразным сочетанием пород формировались при разных давлениях: а) 0,1—0,15 ГПа для дунит-троктолит-габбрового типа (например, Скергаардский массив); б) 0,5—0,6 ГПа для дунит-троктолит-габбро-норитового типа (Златогорский массив); в) 0,7—0,8 ГПа для гарцбургит-бронзитит-норит-анортозитового типа (интрузии Мончетундры, Бушвельд, Стиллоутер). Если исходить из определяющей роли литостатической нагрузки, то консолидация выделенных типов массивов, являющихся представителями шпинелевой фации глубинности, происходила соответственно на глубинах 3—5, 15—20, 20—28 км.

Среди расслоенных интрузивов особый интерес вызывает комплекс Бени—Бушера (Марокко), в котором базит-ультрабазитовые

образования представлены гранатовыми и шпинелевыми перидотитами с прослоями гранатовых пироксенитов (клинопироксениты, вебстериты) и эклогитов. Характерной особенностью данного массива является присутствие, помимо граната (указатель высокобарических условий формирования), графитовых параморфоз по октаэдрическим кристаллам алмаза.

На основании минералого-петрографического изучения слагающих пород и экспериментальных данных, полученных по синтетическим системам при высоких давлениях, Ж. Корнпробст [37] предложил рассматривать интрузив Бени—Бушера в качестве продукта кристаллизации расплавов, образовавшихся за счет частичного плавления мантийных перидотитов в процессе их адиабатического перемещения вверх. При этом условия формирования пироксенитов из жидкостей, равновесных с лерцолитовым субстратом, оцениваются в 1400 °С по температуре и около 2,5 ГПа по давлению.

И. Д. Рябчиковым в 1985 г. предложена диаграмма, связывающая степень частичного плавления примитивного мантийного лерцолита и особенности химизма образующихся выплавов, прежде всего в отношении содержания MgO и величины отношений $Mg/Mg+Fe$. Несмотря на то, что средний состав перидотитов Бени—Бушера весьма близок к использованному И. Д. Рябчиковым примитивному мантийному лерцолиту, для гранатовых пироксенитов соответствующие изолинии (для MgO и $Mg/Mg+Fe$) на диаграмме либо не пересекаются, либо пересекаются при отрицательных значениях степени частичного плавления. Все это заставляет нас рассматривать модель Ж. Корнпробста как нереальную.

Иная гипотеза была выдвинута А. А. Маракушевым. Привлекая результаты экспериментального исследования расплавов соответствующего состава под давлением водно-водородных смесей, А. А. Маракушев и Н. И. Безмен [13] объясняют слоистое строение комплексов типа Бени—Бушера как результат докристаллизационной ликвации базит-гипербазитовых магматических жидкостей, возникающих при плавлении мантийного вещества. Ликвационное расщепление магмы, происходящее в глубинных очагах (около 150 км), приводило к последовательному внедрению химически дискретных порций расплавов, окончательная кристаллизация которых продолжалась и завершалась на значительно меньших глубинах в земной коре. Следствием этого явилось сочетание в породах одного массива высокобарических и относительно низкобарических парагенезисов соответственно с гранатом или шпинелем.

Рассмотрим возможность такого механизма, используя подход, примененный А. А. Маракушевым в 1978 г. для анализа петрохимических соотношений габбро (базальтов) и феррогаббро срединноокеанических хребтов. Сопоставив рассчитанные на 50 атомов кислорода петрохимические формулы пород, автор пришел к выводу, что формирование феррогаббро происходило при повышении содержаний SiO_2 , CaO и Al_2O_3 и одновременном возрастании абсо-

лютных содержаний MgO, FeO и TiO₂. Такой тренд химизма не согласуется с моделью кристаллизационной дифференциации (где магний и железо ведут себя противоположным образом), но может быть объяснен как результат изменения состава магмы при фильтрации через нее фтористых флюидов повышенной щелочности.

Мы рассчитали по методике А. А. Маракушева петрохимические формулы для четырех образцов пород массива Бени—Бушера из работы Ж. Корнпробста (образец F — перидотит, образец 26 — вебстерит, образцы 28 и Н — гранатовые пироксениты), подобрав их таким образом, чтобы они характеризовали весь диапазон вариаций химического состава:



Изменение химизма пород при переходе от перидотитов к гранатовым пироксенитам (F→H) представлено на рис. 49. Видно, что этот переход осуществляется на фоне неуклонного снижения содержания Mg при плавном возрастании Si, Ca, Al, Fe, что не противоречит механизму кристаллизационной дифференциации, но не согласуется с моделью магматического (ликвационного) расщепления.

Еще более наглядно реальность кристаллизационной дифференциации иллюстрируется диаграммами, где содержания каждого элемента соотносятся с содержаниями магния (рис. 50). На эти же диаграммы нанесены фигуративные точки составов главнейших породообразующих минералов, также взятые из работы Ж. Корнпробста. Анализ диаграммы показывает, что вариации химизма в ряду перидотит→гранатовый пироксенит вполне удовлетворительно объясняются отсадкой на первой стадии оливина, к которому затем присоединяется ортопироксен, и лишь на заключительных этапах становления комплекса существенную роль также начинает играть отсадка клинопироксена и граната. Наиболее отчетливо значение фракционирования оливина и ортопироксена видно на диаграмме Mg—Si (см. рис. 50). Это вполне естественно, так как абсолютные значения магния и кремния намного выше содержаний прочих элементов и соответственно меньше подвержены влиянию аналитических ошибок.

Еще одна точка зрения на формирование комплекса Бени Бушера высказана В. В. Слодкевичем [20]. Согласно его представ-

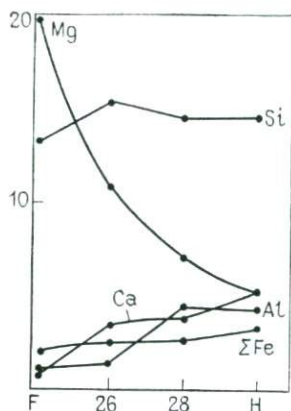
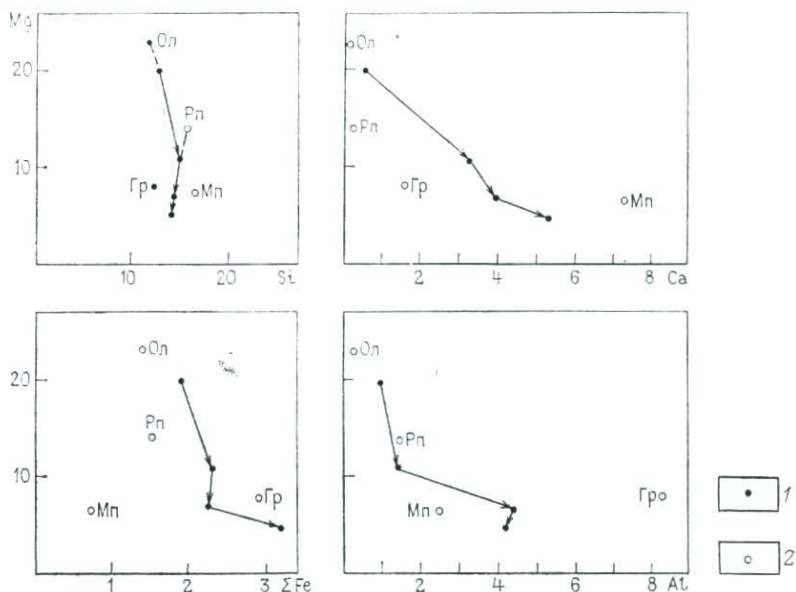


Рис. 49. Характер изменения содержаний некоторых элементов в породах массива Бени Бушера (по мере падения магнезиальности).

k — величина коэффициента в петрохимической формуле

Рис. 50. Эволюционные тренды химизма пород массива Бени Бушера (для некоторых элементов) в ходе кристаллизационной дифференциации и их минералогический контроль.

1 — фигуративные точки состава пород; 2 — фигуративные точки состава минералов.



лениям, в общем виде процесс становления рассматриваемого интрузива укладывается в схему, принятую для типичных расслоенных комплексов, и состоит из ряда этапов: 1) внедрение расплава и закалка эндоконтактовой фации; 2) развитие краевых групп пород; 3) образование собственно расслоенной серии в последовательности от дунитов к пироксенитам. При этом в ходе фракционной кристаллизации насыщенного углеродом расплава в замкнутой магматической камере возникают условия, благоприятствующие образованию алмаза.

Алмаз, строго говоря, параморфозы по нему графита, апоалмазная природа которого подтверждается кристаллографическими и минералогическими признаками, локализуется только в обогащенных гранатом прослоях клинопироксенитов, приуроченных к верхним горизонтам расслоенной серии и представляющих собой самые поздние по времени формирования ультрамафитовые кумулаты. В. В. Слудкевич считает, что помимо изначальной обогащенности исходного расплава углеродом и восстановительного характера среды, определяющими для возникновения алмаза были накопления существенно углеродной газовой фазы в апикальной части кристаллизующегося интрузива и замкнутость магматической камеры. Сочетание этих факторов в конечном счете привело к созданию условий (в первую очередь значительного давления), способствующих магматической кристаллизации алмаза и эклогитизации гранат-пироксеновых кумулатов массива Бени Бушера.

Рассмотрим, насколько изложенные выше представления подтверждаются оценками PT -параметров для расслоенной серии пород массива. Исходный материал и результаты расчетов приведены в табл. 11. Минимальные значения температуры и давления для условий формирования перидотитов, установленные по минералогическим термобарометрам, составляют 900—1000 °C и 1,9—2,2 ГПа. Косвенно проверить достоверность барических оценок можно с помощью диаграммы на рис. 1, используя данные Ж. Корнпробста по составам двух шпинелидов из перидотитов (обр. М5-186 и М6-128). Для соответствующих температур давления равняются 2,0 и 1,6 ГПа, т. е. практически совпадают с вышеприведенными. Особняком стоит очень большая величина температуры, определенная по распределению хрома между Ол и Мп (метод Ш81 *). Мы склонны объяснять это отклонение аналитическими ошибками в определении Сг, учитывая, что содержание данного элемента в минералах очень низкое и что анализ проводился традиционной «мокрой» химией.

Представленные двумя образцами вебстериты дают значительный разброс температур минеральных равновесий. Отчасти это может быть связано с тем, что цифровые значения T -параметра рассчитывались тремя различными методами. Вместе с тем в случае образца М5-103 с помощью методов ДБ66 и МГ78 получены достаточно сходимые данные, позволившие охарактеризовать величину минимального давления, которая оказалась равной 1,9 ГПа, т. е. аналогична таковой для перидотитов.

Температуры минеральных равновесий в парагенезисах гранатовых пироксенитов, определенные по методу ЭГ79 *, лежат в диапазоне 960—1150 °C. Согласно петрографическому описанию Ж. Корнпробста, приконтактовая с перидотитами зона клинопироксенитов на отдельных участках характеризуется дупироксеновой ассоциацией, однако анализы ромбических пироксенов из этих пород отсутствуют. Косвенным подтверждением наличия Рп в парагенезисе с Мп явилось бы совпадение температур, установленных с помощью методов ДБ66 и ЭГ79 *. Оценка температуры по мето-

Таблица 11

РТ-параметры формирования пород массива Бени—Бушера

№ п/п	Образец	Проанализированные минералы	Т, °С							Р, ГПа	
			ДБ66	МГ78	Т*	ЭГ79*	Ш81*	Т _{Лик}	Т _{Сол}	ПХН81	М80 (Мп)*
Перидотиты											
1	М5-102	Ол+Рп+ +Мп	900	902	901		1600	1683	1520	1,9	
2	М5-186	Рп+Мп+ +Шп	900		900					2,2	
3	М6-128	То же	980	1033	1006					2,0	
Вебстериты											
4	М6-129	Мп+Гр	700			1285					
5	М5-103	Рп+Мп	820	758	789					1,9	
Гранатовые пироксениты											
6	М5-106	Мп+Гр				1140		1320	1220		
7	М5-101	Мп+Гр				960					
8	М5-43	Мп+Гр				1100		1220	1130		
9	М5-367	Мп+Гр	1010			980		1200	1110		3,8
10	М6-79	Мп+Гр				1150		1220	1120		
11	В-11л	Мп+Гр				1040					
12	В-5с	Мп+Гр				1145					
13	В-11д	Мп+Гр				1030					

Примечание. 1—10 — по Ж. Корнпробсту [37]; 11—13 — по В. В. Слодкевичу, 1982 г.; 13 — включение в графитовой параморфозе по алмазу.

ду ДБ66 показала разброс значений от 800 до 1330 °С, причем только для образца М5-367 имело место хорошее совпадение (см. табл. 11), тогда как в остальных случаях разница превышала 140 °С. Предполагая двупироксеновый парагенезис в образце М5-367, мы определили равновесное давление, которое по своей величине, равной 3,8 ГПа, приближается к области термодинамической стабильности алмаза.

Что касается ликвидусных и солидусных температур, рассчитанных по валовому химическому составу пород и анализам минералов из этих пород, то здесь удовлетворительное в целом соответствие с данными минералогической термометрии отмечается для гранатовых пироксенитов. Обращает на себя внимание уменьшение разницы $T^{\text{лик}} - T^{\text{сол}}$ от перидотитов к пироксенитам. Этот факт находит объяснение в рамках модели кристаллизационной дифференциации: клинопироксениты имеют химический состав в наибольшей мере приближающийся к составу остаточного расплава, из которого они кристаллизовались. Несоответствие химизма перидотитов химическому составу расплава указывает на кумулятивную природу слагающих их минералов.

Таким образом, геолого-петрографические данные и результаты термобарометрических исследований позволяют считать, что гранатовые пироксениты, содержащие параморфозы графита по алмазу, возникли на заключительной стадии процесса кристаллизационной дифференциации. По-видимому, наиболее логично, вслед за В. В. Слодкевичем, принять следующее: формирование клинопироксенитов происходило в условиях возрастания давления в ходе кристаллизации в закрытой камере (автоклавный эффект) вплоть до значений, отвечающих полю устойчивости алмаза. Это подтверждается и единичным пока определением давления для образца М5-367. Необходимо, однако, подчеркнуть, что сделанные выводы носят предварительный характер из-за явно недостаточной изученности сосуществующих минералов, пригодных для получения данных о TP -параметрах образования пород массива Бени Бушера.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ваганов В. И. Методы определения температур кристаллизации клинопироксенов в основных и ультраосновных породах.— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и геофизики при поисках месторождений полезных ископаемых и инженерно-геологических изысканиях. М., 1974, с. 91—96.
2. Ваганов В. И., Кузнецов И. Е. Определение температур кристаллизации оливина ультраосновных и основных пород.— В кн.: Современные методики петрологических исследований. М., 1976, с. 142—156.
3. Ваганов В. И., Камышев Ю. И. Геотермобарометрия глубинных ультрабазитов.— В кн.: Состав и свойства глубинных пород земной коры и верхней мантии платформ. М., 1983, с. 222—250.
4. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М., Мир, 1983.
5. Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М., Недра, 1979.
6. Илупин И. П., Каминский Ф. В., Францессон Е. В. Геохимия кимберлитов. М., Недра, 1978.
7. Каминский Ф. В., Ваганов В. И. Петрологические предпосылки алмазности альпийских гипербазитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1976, № 6, с. 35—47.
8. Ланда Э. А. Условия образования ультрамафических вулканитов (по геохимическим данным).— В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск, 1983, с. 160—171.
9. Магματοгенная кристаллизация по данным изучения включений расплава. Новосибирск, Наука, 1975.
10. Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. М., Мир, 1979.
11. Маракушев А. А. Нодулы перидотитов в кимберлитах и базальтах как показатели глубинного строения литосферы. 27-й МГК. Петрология. Секция С.09. Доклады, т. 9. М., 1984, с. 153—161.
12. Маракушев А. А., Безмен Н. И., Бокша С. С., Чесноков В. И. К проблеме генезиса мономинеральных магм.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии, Вып. VII, М., 1978, с. 83—91.
13. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М., Наука, 1983.
14. Ньютон Р. С. Использование методов термодинамики в геотермометрии перидотитов.— В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М., 1979, т. 1, с. 103—117.
15. Перчук Л. Л. Усовершенствование двупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 3, с. 456—459.
16. Перчук Л. Л. Пироксеновый барометр и «пироксеновые геотермы».— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1196—1200.
17. Перчук Л. Л., Ваганов В. И. Температурный режим кристаллизации и дифференциации основных и ультраосновных магм.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии, вып. VII, М., 1978, с. 142—173.
18. Перчук Л. Л., Ваганов В. И. Природа кимберлитов Якутии.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1978, с. 27—48.
19. Сафронов А. Ф., Никишов К. Н. Палеогеотермы платформ и минералогия кимберлитов.— В кн.: Силикаты магматических и постмагматических образований Якутии. Якутск, 1983, с. 27—34.
20. Слодкевич В. В. Место и время появления алмаза в мафит-ультрамафитовых минеральных парагенезисах.— В кн.: Минералы углерода в эндогенных процессах. Тезисы докладов Всес. конференции Самородное элементообразование в эндогенных процессах, ч. III. Якутск, 1985, с. 9—13.
21. Соболев А. В., Слуцкий А. Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм.— Геология и геофизика, 1984, № 12, с. 97—110.

22. *Соболев Н. В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974.
23. *Соболев Н. В., Боткунов А. И., Лаврентьева Ю. Г., Усова Л. В.* Новые данные о составе минералов, ассоциирующих с алмазами кимберлитовой трубки «Мир». — Геология и геофизика, 1976, № 12, с. 3—15.
24. *Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Ефимова Э. С.* Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов. — Геология и геофизика, 1984, № 12, с. 63—80.
25. *Трофимов В. С.* Геология месторождений природных алмазов. М., Недра, 1980.
26. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970.
27. *Шарков Е. В.* Петрология расслоенных интрузий. Л., Наука, 1980.
28. *Carswell D. A., Gibb F. G. F.* Geothermometry of garnet lherzolite nodules with special reference to those from the kimberlites of Northern Lesotho. — Contrib. Mineral. Petrol., 1980, v. 74, p. 403—416.
29. *Davis B. T. C., Boyd F. R.* The join $Mg_2Si_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. — J. Geophys. Res., 1966, v. 71, p. 3567—3576.
30. *Finnerty A. A., Boyd F. R.* Pressure-dependent solubility of calcium in forsterite coexisting with diopside and enstatite. — Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., 1977—1978, Washington, D. C., 1978, p. 713—717.
31. *Finnerty A. A., Boyd F. R.* Evaluation of thermobarometers for garnet peridotites. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1984, v. 48, N 1, p. 15—27.
32. *Gasparik T., Newton R. C.* The reversed alumina contents of orthopyroxene in equilibrium with spinel and forsterite in the system MgO — Al_2O_3 — Si_2O_2 . — Contrib. Mineral. Petrol., 1984, v. 85, N 2, p. 186—196.
33. *Harley S. L.* An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. — Contrib. Mineral. Petrol., 1984, v. 86, N 4, p. 359—373.
34. *Harley S. L., Green D. H.* Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. — Nature, 1982, v. 300, N 2330, p. 697—701.
35. *Harte B., Gurney J. J., Harris J. W.* The formation of peridotite suite inclusions in diamonds. — Contrib. Mineral. Petrol., 1980, v. 72, N 2, p. 181—190.
36. *Eggler D. H., Wendlandt R. F.* Experimental studies on the relationship between kimberlite magmas and partial melting of peridotite. — In: „Kimberlites, Diatremes and Diamonds: their Geology, Petrology and Geochemistry“, edited by F. R. Boyd and H. O. A. Meyer, AGU, Washington, D. C., 1979, p. 330—338.
37. *Kornprobst J.* Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interue, Maroc): Etude des peridotites de haute temperature et de haute pression, et des pyroxenolites, a grenat ou sans grenat, qui leur sont associees. — Contrib. Mineral. Petrol., 1969, v. 23, N 4, p. 283—322.
38. *Lesotho kimberlites*, edited by P. H. Nixon, Lesotho National Development Corporation, Maseru, 1973.
39. *Kindsley D. H.* Pyroxene thermometry. — Amer. Mineral., 1983, v. 68, N 5—6, p. 477—493.
40. *MacGregor I. D.* The system MgO — Al_2O_3 — SiO_2 : solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. — Amer. Mineral., 1974, v. 59, p. 110—119.
41. *Mercier S. C. C.* Single — pyroxene thermobarometry. — Tectonophysics, 1980, v. 70, N 1—2, p. 1—37.
42. *Mori T.* Geothermometry of spinel lherzolites. — Contrib. Mineral. Petrol., 1977, v. 59, p. 261—279.
43. *Mori T., Green D. H.* Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites. — J. Geol., 1978, v. 86, p. 83—97.
44. *Ozawa K.* Evaluation of olivine-spinel geothermometry as an indicator of thermal history for peridotites. — Contrib. Mineral. Petrol., 1983, v. 82, N 1, p. 52—65.
45. *Perkins D. III, Holland T. J. B., Newton R. C.* The Al_2O_3 contents of enstatite in equilibrium with garnet in the system MgO — Al_2O_3 — SiO_2 at 15—40 kbar and 900—1600 °C. — Contrib. Mineral. Petrol., 1981, v. 78, p. 99—109.

46. *Stosch H. G.* Sc, Cr, Co and Ni partitioning between minerals from spinel peridotite xenoliths.—*Contrib. Mineral. Petrol.*, 1981, v. 78, p. 166—174.
47. *Wells P. R. A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems.—*Contrib. Mineral. Petrol.*, 1977, v. 62, p. 129—139.
48. *Wood B. J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene clinopyroxene relationships in simple and complex systems.—*Contrib. Mineral. Petrol.*, 1973, v. 42, p. 109—124.
49. *Wyllie P. J.* Magmas and volatile components.—*Amer. Mineral.*, 1979, v. 64, p. 469—500.
50. *Wyllie P. J.* The origin of kimberlite.—*J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, N B12, p. 6902—6910.

СОДЕРЖАНИЕ

Условные обозначения, принятые в книге	3
Предисловие	4
Методы определения температур и давлений формирования ультраосновных пород	8
Некоторые петрологические реперные реакции	8
Определение температуры минералообразования методом гомогенизации включений	11
Сосуществующие минералы как термобарометры	16
Парагенезисы фации гранатовых ультрабазитов	17
Парагенезисы фации шпинелевых ультрабазитов	38
Равновесия «минерал—расплав»	43
Некоторые проблемы приложения минералогических термобарометров к анализу природных образцов	50
Эмпирико-статистический анализ достоверности минералогических термобарометров	53
Методика	53
Ультрабазиты гранатовой фации	57
Ультрабазиты шпинелевой фации	66
Ультраосновные парагенезисы кимберлитов	69
Алмазсодержащие парагенезисы	69
Ультраосновные включения в кимберлитах	81
Петрогенезис кимберлитов	89
Комплексы ультрамафитов, щелочных пород и карбонатитовых образований	115
Генерация ультраосновных расплавов и проблема образования ультрабазитов	117
Термодинамические условия формирования ультрабазитов	120
Расслоенные комплексы	135
Список литературы	146

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Ваганов Валерий Иванович
Соколов Станислав Владимирович

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева*
Обложка художника *А. Е. Чучканова*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Технические редакторы *В. Ю. Любимова, О. А. Колотвина*
Корректор *Л. В. Сметанина*

ИБ № 6518

Сдано в набор 07.04.87. Подписано в печать 13.11.87. Т-22937.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1. Гарнитура Литературная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 9,5. Усл. кр.-отт. 9,63. Уч.-изд. л. 10,90. Тираж 940 экз.
Заказ 176/770—1. Цена 2 р. 20 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

ВНИМАНИЮ СПЕЦИАЛИСТОВ!

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ГОТОВИТ К ВЫПУСКУ В 1988 ГОДУ
НОВЫЕ КНИГИ**

**КУЛИКОВ Б. Ф., БУКАНОВ В. В.
СЛОВАРЬ КАМНЕЙ-САМОЦВЕТОВ.**

2-е изд., перераб. и доп.
18 л. 1 р. 50 к.

Словарь содержит около 2000 терминов, относящихся к цветному камню и встречающихся в русской (и переводной) специальной и популярной литературе. Для цветных камней дана минералогическая характеристика, указаны прочность и хрупкость, области применения. Приведены геммологические классификации цветных камней, которые помогут читателю лучше ориентироваться в мире камня. Второе издание (1-е изд.— 1982) существенно переработано и дополнено новыми данными по классификациям камней и новыми терминами, употребляемыми в мировой геммологической практике.

Может служить терминологическим справочником для специалистов, работающих с цветным камнем, и в основном предназначен для широкого круга коллекционеров и любителей природного камня.

План 1988 г. № 51.

**МАРАКУШЕВ А. А.
ПЕТРОГЕНЕЗИС.
20 л. 2 р. 70 к.**

Обобщаются данные по петрографическому и экспериментальному изучению изверженных и метаморфических пород. Предлагаются новые модели происхождения главнейших их типов, отражающие также рудогенерирующую способность магматических и метаморфических систем. Дается термодинамическое обоснование стадийности в развитии метасоматических (постмагматических) процессов с учетом критических явлений, свойственных гидротермальным растворам. Доказывается важная роль жидкостной несмесимости ликвации в магматизме, представляющей эффективный механизм рудной концентрации в магматических системах.

Для научных работников — петрографов и петрологов, изучающих процессы образования рудных месторождений.

План 1988 г. № 44.

РЫКА В., МАЛИШЕВСКАЯ А.
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ:

Пер. с польского. 56 л. 4 р. 30 к.

Словарь включает 5300 основных устоявшихся понятий и терминов из области петрографии магматических, осадочных и метаморфических пород, методов их изучения. Приведены также понятия из смежных с петрографией дисциплин: седиментологии, геохимии, минералогии. Изложены сведения о минералогическом составе горных пород, их структурах и текстурах, физических и химических свойствах, формах нахождения в природе, месте тех или иных пород в классификации, рассмотрены процессы преобразования горных пород, современные петрографические теории и гипотезы.

Для петрографов, минералогов и геологов; может быть полезен для студентов геологических специальностей вузов и университетов, а также для учащихся геологоразведочных техникумов.

План 1988 г. № 52.

ХЬЮДЖЕС Ч.
ПЕТРОЛОГИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД.

Пер. с англ. 35 л. 5 р. 70 к.

Рассматриваются минералогия, петрография, химические составы изверженных горных пород, формы их залегания. Характеризуется связь тектоники и магматизма, описаны процессы дифференциации магмы. Сопоставляются изверженные породы океанических и континентальных областей, а также зон Беньюффа. Уделяется внимание генезису магм, формированию главнейших типов горных пород и их изменению, излагается принцип выделения серий магматических пород, даются их характеристики.

Для научных работников, занимающихся вопросами петрографии, петрологии и минералогии магматических горных пород; может быть полезна студентам и преподавателям геологических специальностей вузов и университетов.

План 1988 г. № 46.

Интересующие Вас книги можно приобрести или заказать в магазинах книготорга, распространяющих научно-техническую литературу, и в магазинах — опорных пунктах издательства «Недра», адреса которых приведены в аннотированном плане, а также через отдел «Книга — почтой» (г. Ленинград, магазин № 17).

Адреса центральных магазинов:

№ 115 — 117334, Москва, Ленинский проспект, 40. Дом научно-технической книги;

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

2р. 20к.

4964

НЕДРА