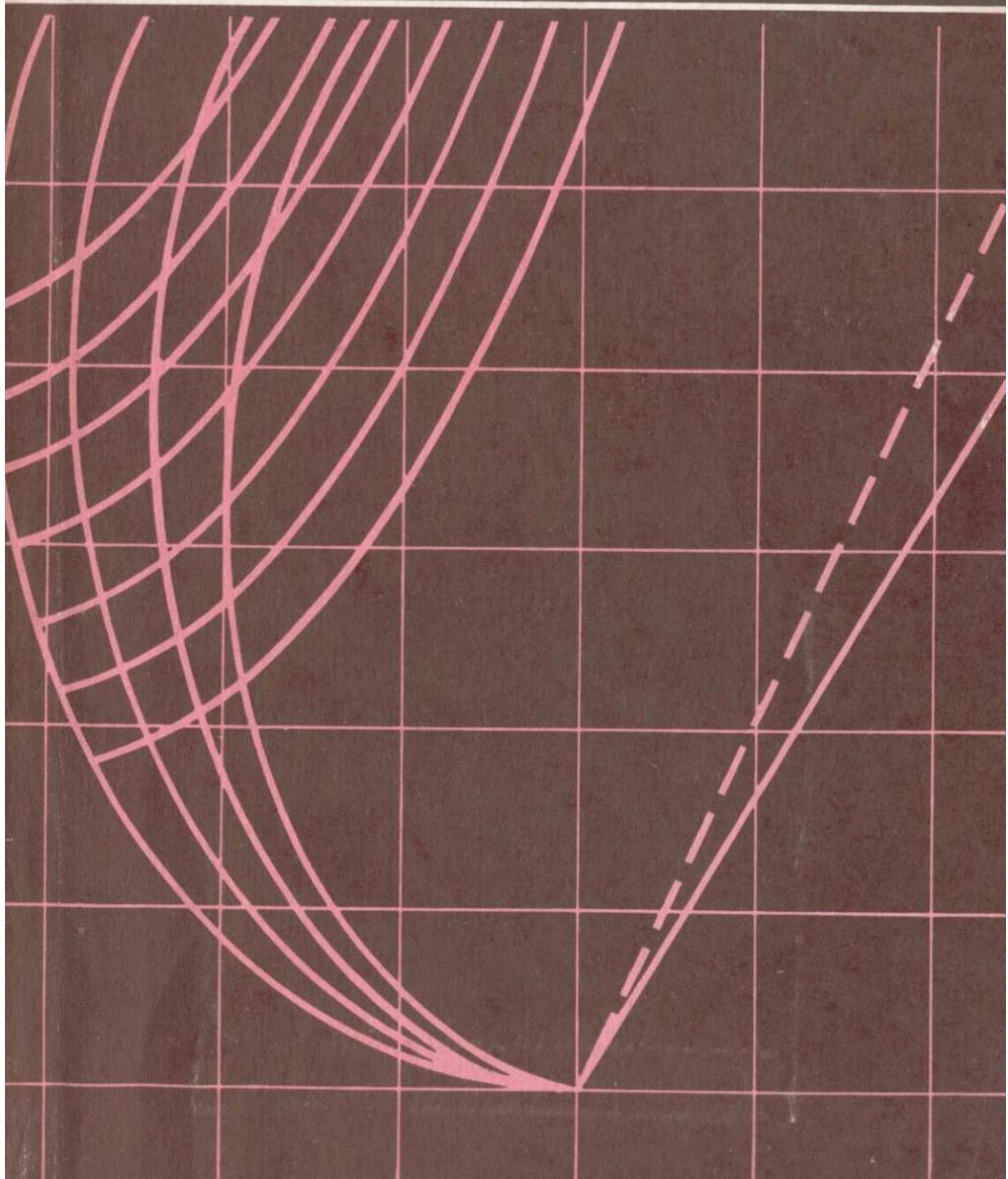


Б. МАЙСЕН, А. БЕТТЧЕР

ПЛАВЛЕНИЕ
ВОДОСОДЕРЖАЩЕЙ
МАНТИИ





B. O. MYSEN, A. L. BOETTCHER

MELTING OF A HYDROUS MANTLE

Journal of Petrology

Vol. 16, No 3, October 1975; vol. 17, No 1, February 1976

Oxford University Press, England

Б. МАЙСЕН, А. БЕТТЧЕР

ПЛАВЛЕНИЕ
ВОДОСОДЕРЖАЩЕЙ
МАНТИИ

Перевод с английского
канд. геол.-мин. наук М. А. Богомолова
и канд. геол.-мин. наук Р. А. Ишбулатова

Под редакцией и с предисловием
чл.-корр. АН СССР В. А. Жарикова

2874

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
МОСКВА 1979



Первое крупное обобщение экспериментальных исследований плавления горных пород при высоких давлениях и температурах в присутствии летучих компонентов, в первую очередь воды. На современном уровне развития геологической науки такие исследования представляют основу для построения петрологических моделей образования магматических расплавов в условиях верхней мантии.

Большой фактический материал, важные петрогенетические выводы, описание деталей техники эксперимента представляют большой интерес для широкого круга геологов, особенно специалистов в области физико-химической петрологии, минералогов-экспериментаторов, геофизиков и геохимиков.

Редакция литературы по геологии

1904020000

M 20805—142
041(1)—79 142—79

© Oxford University Press, 1975, 1976

© Перевод на русский язык, "Мир", 1979

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Предлагаемая читателю книга составлена из трех больших статей (названия которых соответствуют названиям трех глав книги), опубликованных в 1975–1976 гг. на страницах "Journal of Petrology". Эти публикации были основаны на исследованиях, выполненных известным петрологом-экспериментатором профессором Алланом Беттчери (Пенсильванский университет, США) и молодым доктором Бьерном Майсеном (Геофизическая лаборатория института Карнеги в Вашингтоне).

Тема настоящих исследований – физико-химические условия плавления и кристаллизации перидотитов, состав которых может отвечать мантийным, – чрезвычайно актуальна. Особый интерес петрологов к этой работе объясняется тем, что изучением охвачен сравнительно широкий спектр составов перидотитов и диапазон давлений от 10 до 30 кбар. Эксперименты проводились в присутствии H_2O , CO_2 при различных их соотношениях и контролируемом режиме водорода. Особенность работы состоит в подробном и тщательном изучении состава фаз, в том числе расплава, и их изменения в зависимости от температуры, давления, общего состава породы и относительного содержания воды во флюиде. Многие из данных, опубликованных в этой работе, получены впервые и очень существенны для понимания образования магм в мантийных условиях. Хотя ряд результатов и утверждений авторов, некоторые аспекты методики эксперимента и интерпретации полученных данных вызывают сомнения и даже возражения, мы сочли неуместным делать какие-либо примечания. Обратим только внимание читателя на дискуссию, которая в настоящее время ведется в печати (см. "Contributions to Mineralogy and Petrology", 1976, **55**, 217–239). Дискуссия затронула многие важные проблемы петрологии, которые являются предметом настоящих исследований: растворимость CO_2 в расплавах при высоких давлениях, формы ее нахождения в расплавах и методы определения растворимости, зависимость растворимости CO_2 от температуры (по Майсену и Беттчери, $dX_{CO_2}/dT > 0$;

по Брею и Грину, $dX_{\text{CO}_2}/dT < 0$), влияние H_2O на растворимость CO_2 и CO_2 на H_2O , фазовый состав на солидусе и в гиперсолидусе и соответственно состав расплава, появляющегося при частичном плавлении мантийного материала в присутствии H_2O и CO_2 , и некоторые другие. Ряд дискуссионных положений обсуждается и в тексте предлагаемой работы. Неоднозначность полученных результатов и интерпретаций в подобных экспериментах вполне объяснима чрезвычайными методическими трудностями как в проведении экспериментов при столь высоких температурах и давлениях, так и в анализе их продуктов. Однако нет сомнения в том, что совершенствование методики экспериментов приведет в будущем к единообразным результатам, и к однозначной интерпретации.

Вместе с тем нельзя не подчеркнуть важности и значимости этих исследований, необходимости подробного и тщательного ознакомления с ними широких геологических кругов, поскольку экспериментальная петрология выступает в настоящее время в качестве главного источника фактических данных и идей, освещдающих процессы, происходящие в мантии Земли.

В. Жариков

Глава I

ФАЗОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ В ПРИРОДНЫХ ПЕРИДОТИТАХ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ ПРИ КОНТРОЛИРУЕМЫХ АКТИВНОСТЯХ ВОДЫ, УГЛЕКИСЛОТЫ И ВОДОРОДА

ВВЕДЕНИЕ

Включения перидотитов и эклогитов в щелочных базальтах и кимберлитах часто рассматриваются как свидетельство того, что верхняя мантия сложена породами этих двух типов. Рингвуд [124] высказал предположение о перидотитовой верхней мантии с "карманами" эклогитов. Геофизические данные, представленные Прессом [120], Хэйлсом, Хелси и Нэйшем [59] и Зверевым [146], указывают на существование промежуточного слоя эклогитового состава между подстилающей перидотитовой мантией и перекрывающей габброидной корой. Однако Форсайт и Пресс [44], обобщив имеющиеся геофизические и петрологические данные, пришли к заключению, что первоначальная гипотеза Рингвуда [124], по всей вероятности, правильна. Мы принимаем, что перидотиты преобладают в верхней мантии, и поэтому основную часть настоящего исследования посвятили выяснению фазовых соотношений в породах перидотитового (лерцолитового) состава. Фазовые соотношения и химические составы гранатовых пироксенитов при условиях температуры и давления, отвечающих верхней мантии, рассматриваются в главе III настоящей книги.

Мак-Грегор [96] высказал предположение, что небольшие вариации химического состава существенно влияют на фазовые соотношения в перидотитах, а недавние геохимические исследования перидотитов мантийного происхождения указывают на их значительную химическую неоднородность [79, 75, 22]. Соответственно для наших экспериментов были выбраны лерцолиты, охватывающие широкую область химических составов.

Геологические данные, касающиеся присутствия H_2O и CO_2 в мантии, были пересмотрены Беттчером, Майсеном и Модрески [11]. Учитывая эти данные и тот факт, что фазовые соотношения вероятных минералов мантии – ортопироксена [89, 36], амфиболя [63, 66] и флогопита [142, 101, 102] – зависят от $f_{\text{H}_2\text{O}}$, можно полагать оправданным распространение известных фазовых соотношений природных перидотитов на условия с контролируемой $f_{\text{H}_2\text{O}}$.

Методика эксперимента

Все эксперименты в Пенсильванском государственном университете [12] и в Геофизической лаборатории [18] были выполнены на аппарате типа цилиндр–поршень с использованием печей диаметром 1/2", 3/4" и 1". В эксперименты вводилась поправка на трение – 12% для печей диаметром 1/2" и 6% для печей диаметром 3/4" и 1" [12, 76]. Печи больших диаметров использовались в тех экспериментах с водно-углекислотным флюидом, которые требовали поддержания величины $f_{\text{H}_2\text{O}}$ с помощью магнетит-гематитового (MH) буфера [139], для того чтобы избежать осаждения углерода (для детального ознакомления с техникой контроля $f_{\text{H}_2\text{O}}$, f_{CO_2} и f_{H_2} в твердофазовых аппаратах высокого давления см. работу Беттчера и др. [10]). В подобных экспериментах f_{H_2} контролируется буфером, тогда как f_{O_2} зависит от $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$ в шихте, поэтому в этой статье мы используем величину f_{H_2} , а не f_{O_2} . Хилл и Беттчер [63], а также Эггер [36] показали, что CO_2 растворяется в силикатных расплавах, но при давлениях по крайней мере ниже 30 кбар CO_2 менее растворима, чем вода [65]. Эти соотношения создают неопределенность в оценке мольной доли H_2O во флюиде $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$, но эта неопределенность сводится к минимуму введением больших количеств флюида по отношению к образцу (~ 20 вес. % H_2O) и проведением экспериментов с водно-углекислотным флюидом вблизи солидуса. Неопределенность величины $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$ в большинстве наших экспериментов, по-видимому, менее 5%.

В качестве материала для ампул применялся сплав состава $\text{Ag}_{50}\text{Pd}_{50}$. В экспериментах с буферами применялась внешняя платиновая ампула. Температура контролировалась платино-платино-родиевыми термопарами без поправки на давление.

Идентификация продуктов опыта производилась оптическими и рентгеновскими методами. Солидус определялся оптически по первому появлению закаленной жидкости (стекла), которая обычно легко отличалась от закаленной флюидной фазы по более высокому показателю преломления ($n_{\text{стекла}} = 1,55 - 1,57$; $n_{\text{флюида}} = 1,47$).

Все границы фазовых полей проверялись подходом "снизу и сверху": навеска в течение 48 или менее часов выдерживалась по одну сторону предполагаемой границы фазового поля и затем перемещалась на другую сторону изменением температуры или давления. Интервал неопределенности температур солидусов составляет $\pm 15 - 20$ °C, тогда как другие границы имеют неопределенность около ± 10 °C и $\pm 1,5 - 2$ кбар.

Химические анализы продуктов опытов были сделаны на электронном микрозонде в Геофизической лаборатории [42]. Аналитические методы описаны в следующей главе.

Исходные материалы

В качестве исходных материалов были использованы четыре образца природных лерцолитов (табл. 1). Они были выбраны с таким расчетом, чтобы охватить наиболее широкий диапазон значений $Mg/(Mg + Fe_2O_3)$, $Ca/(Ca + Na + K)$, Al_2O_3 и щелочей. Все образцы были измельчены до -200 меш в ацетоне (класса "чистый для анализа") и

Таблица 1

Состав исходных материалов

	(A)	(B)	(C)	(D)
SiO ₂	45,7	43,7	45,10	44,82
TiO ₂	0,05	0,20	0,13	0,52
Al ₂ O ₃	1,6	4,0	3,92	8,21
Fe ₂ O ₃	0,77	0,89	1,00	2,07
FeO	5,21	8,09	7,29	7,91
MgO	42,8	37,4	38,81	26,53
CaO	0,70	3,50	2,66	8,12
Na ₂ O	0,09	0,38	0,27	0,89
K ₂ O	0,04	0,01	0,02	0,03
H ₂ O ⁺	1,28	0,14	0,07	0,11
H ₂ O ⁻	0,28	0,10	0,12	0,15
P ₂ O ₅	0,01	<0,01	0,01	0,04
MnO	0,092	0,123	0,14	0,19
CO ₂	—	—	0,01	0,01
C	—	—	0,00	0,00
F	—	—	0,01	0,01
S	—	—	0,02	0,04
Cr ₂ O ₃	0,41	0,40	0,31	0,20
NiO	0,26	0,24	0,25	0,20
Предварительная сумма	99,29	99,17	100,14	100,05
Поправка	—	—	0,01	0,02
Сумма	99,29	99,17	100,13	100,03
MgO/(MgO + FeO + 0,9 Fe ₂ O ₃)	0,93	0,88	0,89	0,83
CaO/Al ₂ O ₃	0,44	0,88	0,68	0,99

Продолжение табл. 1

Нормативные количества по CIPW

	(A)	(B)	(C)	(D)
Ортооклаз	0,24	0,06	0,12	0,18
Альбит	0,76	3,22	2,28	7,53
Анортит	3,42	9,18	9,43	18,32
(Клинопироксен)	(0,00)	(6,41)	(2,93)	(17,20)
Геденбергит	0,00	0,64	0,27	2,06
Диопсид	0,00	6,77	2,66	15,14
(Гиперстен)	(32,71)	(13,36)	(22,16)	(7,12)
Ферросилит	1,96	1,34	1,99	0,85
Энстатит	30,75	12,02	20,17	6,27
(Оlivин)	(58,55)	(64,20)	(60,57)	(44,81)
Фаялит	3,51	6,42	5,45	5,38
Форстерит	55,04	57,78	55,12	39,44
Корунд	0,16	0,00	0,00	0,00
Магнетит	1,12	1,29	1,45	3,00
Ильменит	0,09	0,38	0,25	0,99
Апатит	0,02	0,00	0,02	0,02

(A) – га-р(1). Перидотит (гранатовый перцолит), Весселтон-Майн, Южная Африка. Предоставлен Д. Преториусом. Аналитик Н. Сур, Пенсильванский государственный университет.

(B) – 61B-138b. 1 Перидотит (шпинелевый перцолит), Гавайи [137]. Аналитик Н. Сур, Пенсильванский государственный университет.

(C) – 66PAL-3. Перидотит (шпинелевый перцолит), Гавайи. Предоставлен Е. Джексоном [75].

(D) – 66SAJ-1. Перидотит (гранатовый перцолит), Гавайи. Предоставлен Е. Джексоном [75].

хранились в экскаторе. Дубликат породы В был также измельчен приблизительно до 1 мкм, для того чтобы убедиться в том, что размер зерен – 200 меш достаточен для достижения химического равновесия. Мы не наблюдали отличий в продуктах опытов, проведенных с исходным материалом различной крупности зерен.

ОПИСАНИЕ ФАЗ

Оливин

Оливин в интервале составов Fo_{85} – Fo_{96} имеет бледно-зеленый цвет и наблюдается в виде крупных (30–100 мкм), часто идиоморфных

короткопризматических кристаллов. При более высоких температурах кристаллы становятся вытянутыми и напоминают ортопироксен, от которого, однако, оливин легко отличается по более высокому двупреломлению.

Ортопироксен

Ортопироксен представлен вытянутыми идиоморфными не плеохроирующими кристаллами бледно-зеленого цвета размером 10–100 мкм. Обычно они имеют наиболее низкое среди других кристаллических фаз двупреломление. По составу ортопироксен изменяется от En_{85} до En_{96} с примесью Al_2O_3 (0,5–6 вес. %) и CaO (обычно менее 0,5 вес. %).

Клинопироксен

Клинопироксен обыкновенно присутствует в виде коротко-столбчатых, как правило, сдвойниковых и часто ограненных бледно-зеленых кристаллов. Размер их изменяется от 100 мкм вблизи перidotитового солидуса до 10 мкм и мельче вблизи верхнего предела устойчивости по температуре. Угол погасания, равный 35–45°, в сочетании со средним двупреломлением и характерными кристаллическими формами позволяет легко диагностировать клинопироксен. Состав варьирует в пределах $\text{Wo}_{40-45}\text{Di}_{45-50}\text{Hd}_{5-10}$. Содержание Na_2O – 2 вес. % или меньше, а Al_2O_3 – ниже 5 вес. %.

Амфибол

Амфибол является гиперсолидусной фазой во всех составах, хотя в составе *A* его очень мало. В составе *D* амфибол составляет почти 50% навески вблизи солидуса. Он образует вытянутые, часто игольчатые идиоморфные кристаллы, которые в длину редко превышают 30 мкм, а в ширину – 10 мкм. цвет амфибала зеленый, темнее, чем у оливина и клинопироксена, иногда заметен слабый плеохроизм. Угол погасания 15–25°. По составу он относится к паргаситовой и чермакитовой роговой обманке [93].

Гранат

Гранат обычно бледно-зеленый и отличается по высокому рельефу и изотропности. Его зерна часто идиоморфны и имеют размер 20–50 мкм в поперечнике, но вблизи нижнего предела устойчивости

по давлению они часто значительно мельче. Гранат по составу преимущественно пироп-альмандин-гроссуляровый ($Mg_{62-73}Fe_{13-22}Ca_{10-20}$) и содержит лишь следы Cr.

Шпинель

Шпинель обычно ксеноморфна и окрашена в буровато-красный цвет, что обычно отличает ее от граната. Она содержит около 90% плеонаст-герцинитовой молекулы и до 10% Cr_2O_3 .

Слюдя

Слюдя обнаруживается в составах F, G и H (т.е. в составе C с добавками 3, 6 и 10% синтетического флогопита). Этот минерал обычно наблюдается в виде крупных (40–100 мкм) бесцветных шестиугольных листочек. По крайней мере часть слюды, по-видимому, первична, хотя оценить это трудно.

Закалочные минералы

Закалочные минералы редки. Тем не менее мы наблюдали закалочный амфибол в опытах с богатыми щелочами исходными составами (образцы D, F, C и H). Майсеном и Кусиро [109] был опубликован специальный обзор по закалочным фазам в этих составах. Им удалось уверенно определить закалочный амфибол в породе D. Мы также допускаем возможность присутствия некоторых количеств закалочной слюды в образцах F, G и H.

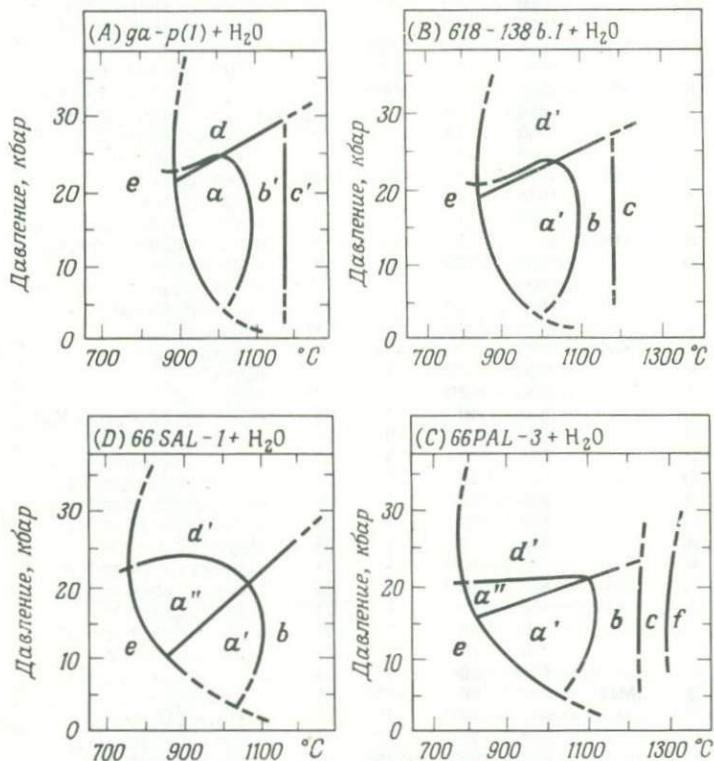
Стекло

Закаленный расплав и закаленный флюид наблюдаются в виде стекла. Закаленный расплав обычно выглядит как бледно-зеленые обломки неправильной формы с показателем преломления от $\sim 1,57$ (низкотемпературное стекло) до $\sim 1,55$ (высокотемпературное стекло). Часто наблюдаются многочисленные пузырьки (< 1 мкм) закаленного флюида, вероятно выделившиеся во время закалки. Они обычно кажутся розовато-голубыми, имеют сферическую форму и $n < 1,47$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Перидотит + H_2O

Фазовые соотношения для четырех лерцолитовых составов в присутствии чистого водяного пара ($X_{H_2O}^V \approx 1$) показаны на фиг. 1. Подробности экспериментов представлены в табл. 2. Общий характер строения диаграмм одинаков для всех пород, но положение границ зависит от валового химического состава. С увеличением в исходном материале отношения $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ повышается температура солидуса. В отличие от этого уменьшение отношения CaO/Al_2O_3 при постоянном $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ при давлениях выше 10 кбар снижает температуру солидуса. Разница температур солидуса между двумя



Фиг. 1. Проекция на плоскость давление–температура фазовых соотношений при плавлении пород A, B, C и D в присутствии избытка H_2O .

f — паронасыщенный ликвидус; e — субсолидус.

a = ol, opx, cpx, amph, liq, V; a' = ol, opx, cpx, amph, sp, liq, V; a'' = ol, opx, cpx, amph, sp, ga, liq, V; b = ol, opx, cpx, sp, liq, V; b' = ol, opx, cpx, liq, V; c = ol, opx, sp, liq, V; c' = ol, opx, liq, V; d = ol, opx, cpx, ga, liq, V; d' = ol, opx, cpx, ga, sp, liq, V.

Таблица 2

Данные опытов

№ опыта	Исходн. матер.	Буфер	T, °C	P, кбар	V X _{H₂O}	Время, ч.	Фазы	Вес. % H ₂ O
304	D	—	880	7·5	1	34	ol,opx,cpx,amph,sp,V	18·5
140	B	—	900	7·5	1	24	ol,opx,cpx,amph,sp,V	23·5
161	B	—	920	7·5	1	24	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	20·5
302	D	—	920	7·5	1	35½	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	22·5
66	A	—	940	7·5	1	24	ol,opx,cpx,amph,V	20·6
295	D	—	950	7·5	1	18	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	20·6
350	C	—	950	7·5	1	20½	ol,opx,cpx,sp,amph,V	18·1
143	B	—	960	7·5	1	24	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	13·3
76	A	—	970	7·5	1	13	ol,opx,cpx,amph,V	19·1
344	C	—	970	7·5	1	23½	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl(?)	16·7
70	A	—	990	7·5	1	21	ol,opx,cpx,amph,V,gl	19·3
355	C	—	990	7·5	1	25	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	20·1
121	B	—	1000	7·5	1	17	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	21·3
258	B	MH	1010	7·5	0·499	5	ol,opx,cpx,amph,sp,V	20·3
206	A	—	1035	7·5	1	11	ol,opx,cpx,amph,V,gl	25·2
264	B	MH	1040	7·5	0·495	4	ol,opx,cpx,amph(?)sp,V,gl	19·6
338	C	—	1050	7·5	1	8½	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	22·5
284	D	—	1060	7·5	1	8	ol,opx,cpx,amph,sp(?)V,gl	23·5
151	B	—	1060	7·5	1	13	ol,opx,cpx,sp,V,gl	17·3
261	B	MH	1070	7·5	0·242	3½	ol,opx,cpx,sp,V	10·7
205	A	—	1075	7·5	1	8	ol,opx,cpx,V,gl	13·5
341	C	—	1080	7·5	1	8	ol,opx,cpx,amph(?)sp,V,gl	16·2
262	B	MH	1100	7·5	0·252	3½	ol,opx,cpx,amph(?)sp,V,gl	11·6
288	D	—	1100	7·5	1	8½	ol,opx,cpx,sp(?)V,gl	15·9
342	C	—	1100	7·5	1	8½	ol,opx,cpx,amph(?)sp,V,gl	24·8
349	C	—	1100	7·5	1	13½	ol,opx,cpx,sp,V,gl	16·5
75	A	—	1130	7·5	1	8½	ol,opx,cpx,V,gl	20·8
514	B	MH	1150	7·5	0·4	3	ol,opx,cpx,sp,V,gl	25·6
122	B	—	1180	7·5	1	5½	ol,opx,V,gl	19·9
63	A	—	1200	7·5	1	3½	ol,opx,V,gl	20·8
283	D	—	840	10	1	23	ol,opx,cpx,amph,sp,ga,V,gl	23·3
101	B	—	850	10	1	24	ol,opx,cpx,sp,amph,V	20·8
451	B	—	850	10	1	25	ol,opx,cpx,amph,sp,V	36·9
281	D	—	860	10	1	25	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	16·1
96	B	—	870	10	1	23	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	17·7
242	C	—	870	10	1	24	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	18·7
38	A	—	880	10	1	24	ol,opx,cpx,amph,V	15·7
138	B	—	890	10	1	24	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	22·1
320	D	—	890	10	1	36	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	17·8
37	A	—	900	10	1	21	ol,opx,cpx,amph,V	20·6
340	C	—	900	10	1	26½	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	24·8
53	A	—	920	10	1	20	ol,opx,cpx,amph,V	18·8
347	C	—	920	10	1	24	ol,opx,cpx,amph,sp,V	22·5
468	B	MH	930	10	0·752	15	ol,opx,cpx,amph,sp,V	23·1
55	A	—	940	10	1	14	ol,opx,cpx,amph,V,gl	14·4
357	C	—	940	10	1	54	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	18·6
459	B	MH	950	10	0·750	10	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	20·9
292	D	—	950	10	1	19	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	22·5
68	A	—	960	10	1	20	ol,opx,cpx,amph,V,gl	23·2
423	B	MH	980	10	0·740	6½	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	21·9
221	B	MH	990	10	0·499	5	ol,opx,cpx,amph,sp,V	24·3
420	B	MH	1000	10	0·754	4½	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	21·4
457	B	MH	1000	10	0·743	6	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	21·8

Продолжение табл.

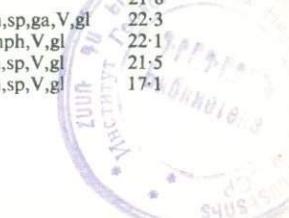
97	B	—	1000	10	1	19	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	20·5
223	B	MH	1030	10	0·505	6	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	18·8
83	A	—	1030	10	1	12	ol,opx,cpx,amph,V,gl	19·6
93	B	—	1030	10	1	14	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	19·9
131	B	MH	1050	10	0·503	3	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	18·1
117	B	MH	1050	10	0·505	4	ol,opx,cpx,sp,amph,V,gl	17·5
251	B	MH	1050	10	0·248	4½	ol,opx,cpx,sp,V	21·7
91	B	—	1050	10	1	8½	ol,opx,cpx,sp,amph,V,gl	20·7
522	F	—	1050	10	1	11	ol,opx,cpx,amph,mica,sp,V,gl	8·4
525	H	—	1050	10	1	11	ol,opx,cpx,amph,mica,sp,V,gl	8·7
266	B	MH	1070	10	0·496	3½	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	23·1
250	B	MH	1070	10	0·251	4	ol,opx,cpx,sp,V,gl	14·5
100	B	—	1070	10	1	6	ol,opx,cpx,sp,V,gl	19·8
171	A	—	1070	10	1	10	ol,opx,cpx,amph,V,gl	19·5
175	A	—	1080	10	1	6½	ol,opx,cpx,V,gl	17·6
173	A	—	1080	10	1	11	ol,opx,cpx,amph,V,gl	18·7
225	D	—	1080	10	1	11½	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	13·6
227	C	—	1080	10	1	11½	ol,opx,cpx,sp,V,gl	21·3
135	B	MH	1100	10	0·254	3	ol,opx,cpx,sp,V,gl(tr)	19
465	B	MH	1100	10	0·533	3	ol,opx,cpx,sp,V,gl	30·2
474	B	MH	1100	10	0·395	3½	ol,opx,cpx,sp,V,gl	22·6
487	B	MH	1100	10	1	3½	ol,opx,cpx,sp,V,gl	17·7
463	B	MH	1100	10	0·597	3½	ol,opx,cpx,sp,V,gl	38·2
113	B	MH	1100	10	0·47	4	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	16
228	D	—	1100	10	1	6½	ol,opx,cpx,sp,V,gl	20·6
243	C	—	1100	10	1	6½	ol,opx,cpx,V,gl	18·3
50	A	—	1110	10	1	13	ol,opx,cpx,V,gl	19·5
293	D	—	1130	10	1	3	ol,opx,cpx,sp(?)V,gl	12·2
77	A	—	1130	10	1	11½	ol,opx,cpx,V,gl	17·4
516	B	MH	1150	10	0·4	3	ol,opx,cpx,sp,V,gl	21·9
137	B	—	1150	10	1	5½	ol,opx,cpx,sp,V,gl	22·7
36	A	—	1150	10	1	12	ol,opx,cpx,V,gl	18·3
307	D	—	1160	10	1	9	ol,opx,cpx,sp,V,gl	19·5
67	A	—	1170	10	1	13½	ol,opx,cpx,V,gl	16·5
102	B	—	1170	10	1	15½	ol,opx,sp,V,gl	19·5
58	A	—	1180	10	1	6	ol,opx,V,gl	20
98	B	—	1190	10	1	7	ol,opx,sp,V,gl	20·5
309	D	—	1200	10	1	2½	ol,opx,cpx,sp(?)V,gl	20·5
51	A	—	1200	10	1	3	ol,opx,V,gl	20·2
57	A	—	1220	10	1	3	ol,opx,V,gl	16·7
449	C	—	1220	10	1	3½	ol,opx,gl,V	37·6
372	D	—	900	12·5	1	70	ol,opx,cpx,amph,sp,ga,V,gl	21·7
167	B	MH	1020	13	0·494	2	ol,opx,cpx,amph,sp,V	12·4
438	F	—	700	15	1	46	ol,opx,cpx,amph,ga(?)sp(?)mica(?)V	29·1
441	G	—	700	15	1	46	ol,opx,cpx,sp,amph,mica,V	31
444	H	—	700	15	1	46	ol,opx,cpx,amph,sp,mica,V	21·9
496	F	—	700	15	1	64	ol,opx,cpx,sp,mica,amph,V	10·2
498	G	—	700	15	1	64	ol,opx,cpx,amph,mica,sp,V	10·2
500	H	—	700	15	1	64	ol,opx,cpx,amph,sp,mica,V	10·6
183	D	—	800	15	1	24	ol,opx,cpx,amph,ga,sp,V	20·2
201	C	—	800	15	1	24	ol,opx,cpx,amph,sp,V	19·3
126	B	—	800/870	15	1	41	ol,opx,cpx,sp,V,gl	21·6
373	D	—	810/850	15	1	41	ol,opx,cpx,amph,sp(ga),V,gl	18·5
334	C	—	820	15	1	8	ol,opx,cpx,amph,sp,V,gl	19·3
280	D	—	820	15	1	40	ol,opx,cpx,amph,sp,ga,V,gl	18·6

Продолжение табл. 2

№ опыта	Исходн. матер.	Буфер	$T, ^\circ\text{C}$	$P, \text{kбар}$	$X_{\text{H}_2\text{O}}$	Время, ч	Фазы	Вес, % H_2O
330	C	—	840	15	1	42	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	21·5
92	B	—	850	15	1	24½	ol, opx, cpx, sp, amph, V	18·5
335	C	—	860	15	1	28	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	21·2
233	D	—	870	15	1	22	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, V, gl	19·6
87	B	—	870	15	1	24	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	17·7
247	C	—	870	15	1	24	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	18·1
40	A	—	900	15	1	24	ol, opx, cpx, amph, V	20·1
186	D	—	900	15	1	24	ol, opx, cpx, sp, ga, V, gl	20·7
200	C	—	900	15	1	24	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	19·5
458	B	MH	910	16	0·702	12	ol, opx, cpx, amph, sp, V	19·8
32	A	—	915	15	1	24	ol, opx, cpx, amph, V, gl	18·6
467	B	MH	930	15	0·845	14½	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl(?)	20·3
29	A	—	930	15	1	24	ol, opx, cpx, amph, V, gl	19·4
489	J	—	930	15	1	31	opx, cpx, sp, amph, V, gl	24·4
486	I	—	930	15	1	51	opx, cpx, sp, amph, V, gl	26·9
88	B	—	940	15	1	17	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	16·8
215	B	MH	950	15	0·498	4	ol, opx, cpx, amph, sp, V	15·3
421	B	MH	950	15	0·751	6½	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	23·8
278	D	—	950	15	1	13½	ol, opx, cpx, amph, ga, sp, V, gl	16·9
27	A	—	950	15	1	21	ol, opx, cpx, amph, V, gl	17·5
481	I	—	950	15	1	30½	opx, cpx, sp, V, gl	32·6
213	B	MH	970	15	0·525	4	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl(?)	17
485	I	—	970	15	1	43½	gl, V	26·6
456	B	MH	980	15	0·583	7	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	21·7
306	D	—	980	15	1	19½	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	20·3
216	B	MH	990	15	0·505	4	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	21·3
484	I	—	990	15	1	24	gl, V	26·1
422	B	MH	1000	15	0·758	6	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl(?)	23·7
28	A	—	1000	15	1	21	ol, opx, cpx, amph, V, gl	22
497	F	—	1000	15	1	24	ol, opx, cpx, sp, mica, amph, V, gl	9·2
499	G	—	1000	15	1	24	ol, opx, cpx, amph, sp, mica, V, gl	12·4
501	H	—	1000	15	1	24	ol, opx, cpx, amph, sp, mica, V, gl	11·2
503	B	—	1000	15	1	28	ol, opx, cpx, amph, sp, gl, V	21·7
507	F	—	1000	15	1	28	ol, opx, cpx, amph, gl, V	15·8
511	C	—	1000	15	1	28	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	14·8
184	D	—	1010	15	1	3	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	22·6
198	C	—	1010	15	1	3	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	17·8
212	B	MH	1010	15	0·503	3	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	21·4
218	B	MH	1010	15	0·502	4	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	16·5
252	B	MH	1020	15	0·223	6	ol, opx, cpx, amph, sp, V	16·5
445	H	—	1025	15	1	23½	ol, opx, cpx, amph, mica, sp, V, gl	28·9
439	F	—	1025	15	1	26	ol, opx, cpx, amph, gl, V, mica(?)	25·1
442	G	—	1025	15	1	27	ol, opx, cpx, amph, mica(?)V, gl	46·8
263	B	MH	1040	15	0·251	4	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	17·8
111	B	MH	1050	15	0·497	4	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	9·5
419	B	MH	1050	15	0·754	4	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	18·4
249	B	MH	1050	15	0·250	4½	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	18·1
528	B	MH	1050	15	0·4	5·7	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	9·3
491	B	MH	1050	15	1	6	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	23·9
492	B	IW	1050	15	1	6	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	24·6
493	B	MW	1050	15	1	6	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	27·5
494	B	NNO	1050	15	1	6	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	27·8
502	B	—	1050	15	1	19	ol, opx, cpx, amph, sp, gl, V	21·6
523	F	—	1050	15	1	9	ol, opx, cpx, amph, mica, sp, V, gl	8·8
526	H	—	1050	15	1	9	ol, opx, cpx, mica, amph, sp, V, gl	8·9

Продолжение табл.

86	B	—	1050	15	1	13	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	16·9
30	A	—	1050	15	1	14	ol, opx, cpx, amph, V, gl	17·7
506	F	—	1050	15	1	19	ol, opx, cpx, amph, gl, V	12
510	C	—	1050	15	1	19	ol, opx, cpx, amph, sp, gl, V	18·9
314	D	—	1060	15	1	22	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	20·4
112	B	MH	1070	15	0·498	4	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	9·5
529	B	MH	1080	15	0·4	4	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	8·7
169	A	—	1080	15	1	13½	ol, opx, cpx, gl, V	18·8
136	B	—	1080	15	1	15	ol, opx, cpx, sp, V, gl	20·7
333	C	—	1080	15	1	16	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	23·4
460	B	MH	1100	15	0·401	3	ol, opx, cpx, sp, V, gl	18·8
461	B	MH	1100	15	1	3	ol, opx, cpx, sp, V, gl	25·6
455	B	MH	1100	15	0·745	3½	ol, opx, cpx, sp, V, gl	21·9
110	B	MH	1100	15	0·501	4	ol, opx, cpx, sp, V, gl	11
472	B	MH	1100	15	0·400	4	ol, opx, cpx, sp, V, gl	25·6
505	B	—	1100	15	1	8	ol, opx, cpx, sp, gl, V	22·1
509	F	—	1100	15	1	8	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	12·8
513	C	—	1100	15	1	8	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	14·7
182	D	—	1100	15	1	8½	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	21·7
197	C	—	1100	15	1	8½	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	22·5
25	A	—	1100	15	1	11	ol, opx, cpx, V, gl	19·2
471	B	MH	1100	15	0·504	15	ol, opx, cpx, sp(?), V, gl	22·9
95	B	—	1110	15	1	8	ol, opx, cpx, (sp), V, gl	19·7
331	C	—	1120	15	1	13	ol, opx, cpx, sp, V, gl	20·4
45	A	—	1130	15	1	7	ol, opx, cpx, V, gl	20·1
299	D	—	1130	15	1	7	ol, opx, cpx, sp(?), V, gl	18·7
504	B	—	1150	15	1	2	ol, opx, cpx, (sp), gl, V	16·3
508	F	—	1150	15	1	2	ol, opx, cpx, sp, V, gl	18·2
512	C	—	1150	15	1	2	ol, opx, cpx, sp, V, gl	15·1
446	H	—	1150	15	1	3	ol, opx, cpx, mica(?), V, gl	23·6
517	B	MH	1150	15	0·4	3	ol, opx, cpx, sp, V, gl	21·3
518	B	MH	1150	15	1	3	ol, opx, cpx, sp, V, gl	15
519	B	MH	1150	15	0·75	3	ol, opx, cpx, sp, V, gl	20·1
520	B	MH	1150	15	0·6	3	ol, opx, cpx, sp, V, gl	13·9
521	B	MH	1150	15	0·2	3	ol, opx, cpx, sp, V, gl	9·9
453	H	—	1150	15	1	6½	ol, opx, cpx, sp(?), mica, V, gl	21·1
440	F	—	1150	15	1	7	ol, opx, cpx, sp, mica(?), V, gl	29·6
443	G	—	1150	15	1	9	ol, opx, cpx, sp(?), mica(?), V, gl	22
24	A	—	1150	15	1	13	ol, opx, cpx, V, gl	19·3
89	B	—	1180	15	1	4	ol, opx, cpx, sp, V, gl	19·9
60	A	—	1180	15	1	5	ol, opx, V, gl	20·1
230	D	—	1180	15	1	6½	ol, opx, cpx, sp, V, gl	19·5
245	C	—	1180	15	1	6½	ol, opx, cpx, sp, V, gl	20·3
301	D	—	1180	15	1	7	ol, opx, cpx, V, gl	18·8
378	C	—	1200	15	1	2½	ol, opx, cpx, sp, V, gl	19·6
103	B	—	1200	15	1	3	ol, opx, sp, V, gl	20·1
52	A	—	1200	15	1	3½	ol, opx, V, gl	16·1
379	C	—	1220	15	1	2½	ol, sp, V, gl	28·5
85	A	—	1250	15	1	3	ol, opx, V, gl	19·4
356	C	—	840	16	1	35	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, V, gl	21·2
54	A	—	1180	16·2	1	6	ol, opx, cpx, V, gl	17·2
56	A	—	1220	16·2	1	4	ol, opx, V, gl	21·8
305	D	—	950	17·5	1	23	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, V, gl	22·3
370	D	—	990	17·5/15	1	59½	ol, opx, cpx, sp, amph, V, gl	22·1
368	C	—	990	17·5/15	1	73	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	21·5
188	D	—	1080	17	1	6½	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	17·1



Продолжение табл. 2

№ опыта	Исходн. матер.	Буфер	$\circ T_C$	$P_{\text{бар}}$	$X_{H_2O}^V$	Время, ч.	фазы	Вес, % H_2O
204	C	—	1080	17	1	6½	ol,opx,px,amph,sp,V,gl	17·5
279	D	—	1100	17	1	8½	ol,opx,px,sp,V,gl	19·3
447	C	—	1180	17·5	1	6	ol,opx,px,sp(?)V,gl	14·6
358	C	—	900	18	1	44½	ol,opx,px,amph,sp,ga,V,gl	24·3
141	B	—	1080	18	1	8	ol,opx,px,sp,amph,V,gl	19·7
362	C	—	820	18·5	1	36	ol,opx,px,amph,ga,sp,V,gl	21·1
365	C	—	1060	18·5	1	8	ol,opx,px,amph,sp(?)V,gl	26·9
352	C	—	950	19	1	24½	ol,opx,px,sp,ga,amph,V,gl	21·1
158	B	—	1050	19·5	1	10	ol,opx,px,amph,sp,V,gl	23·5
153	B	—	1100	19·5	1	7	ol,opx,px,sp,V,gl	21·4
319	D	—	730	20	1	40	ol,opx,px,ga,amph,V	22·4
326	D	—	750	20	1	51	ol,opx,px,sp,ga,amph,V,gl(?)	16·3
324	D	—	770	20	1	36	ol,opx,px,ga,amph,V,gl	20·2
339	C	—	780	20	1	35½	ol,opx,px,amph,ga,sp,V,gl	14·5
337	C	—	800	20	1	38½	ol,opx,px,ga,sp,amph(?)V,gl	20·7
282	D	—	810	20	1	24	ol,opx,px,amph,ga,sp,V	19
128	B	—	830	20	1	24	ol,opx,px,amph,ga,sp,V	19·8
286	D	—	840	20	1	23	ol,opx,px,amph,sp(?)V,gl	19·6
105	B	—	850	20	1	24	ol,opx,px,amph,sp,V,gl(tr)	20·7
43	A	—	880	20	1	24	ol,opx,px,ga,V(amph)	22·1
478	B	MH	890	20	1	14	ol,opx,px,amph,sp,ga,V	17·2
202	C	—	900	20	1	4	ol,opx,px,amph(?)sp,ga,V,gl	20·7
12	A	—	900	20	1	22	ol,opx,px,amph,V,gl	15·2
475	B	MH	910	20	0·753	13½	ol,opx,px,amph,sp,V,gl	22·9
31	A	—	915	20	1	29½	ol,opx,px,amph,V,gl	18·6
144	B	—	920	20	1	24	ol,opx,px,amph(?)ga(?)sp,V,gl	20·1
466	B	MH	930	20	0·821	13	ol,opx,px,amph,sp,V,gl	25
26	A	—	930	20	1	31	ol,opx,px,amph,V,gl	19·6
222	B	MH	940	20	0·500	6	ol,opx,px,amph(?)sp,ga,V	14·3
287	D	—	950	20	1	21½	ol,opx,px,amph(?)sp,V,gl(?)	22·8
296	D	—	950	20	1	23	ol,opx,px,amph,sp,ga,V,gl	21·5
20	A	—	950	20	1	48	ol,opx,px,amph,V,gl	18·5
217	B	—	960	20	0·504	4½	ol,opx,px,amph,sp,ga,V,gl	13·4
16	A	—	975	20	1	48	ol,opx,px,amph,V,gl	17
219	B	MH	980	20	0·508	4	ol,opx,px,amph,sp,V,gl	12·6
332	C	—	980	20	1	26½	ol,opx,px,amph,sp,ga,V,gl	20·5
127	B	—	1000	20	1	7	ol,opx,px,amph,ga(?)sp,V,gl	20·7
22	A	—	1000	20	1	24	ol,opx,px,amph,V,gl	24·2
268	B	MH	1010	20	0·248	6½	ol,opx,px,amph,sp,V,gl	18
7	A	—	1025	20	1	12	ol,opx,px,amph,V,gl	16·3
267	B	MH	1030	20	0·248	5	ol,opx,px,amph,sp,V,gl(?)	11·9
232	D	—	1030	20	1	10	ol,opx,px,sp,ga,amph(?)V,gl	22·8
248	C	—	1030	20	1	10	ol,opx,px,ga,sp(?)V,gl	22·8
46	A	—	1040	20	1	15½	ol,opx,px,amph,V,gl	15·7
269	B	MH	1050	20	0·248	4	ol,opx,px,amph,sp,V,gl	22·3
4	A	—	1050	20	1	6	ol,opx,px,amph,V,gl	12·5
480	B	MH	1050	20	0·752	6	ol,opx,px,sp,amph,V,gl	18·7
9	A	—	1050	20	1	8½	ol,opx,px,amph,V,gl	12·5
524	F	—	1050	20	1	10½	ol,opx,px,amph,mica,sp,V,gl	8·6
527	H	—	1050	20	1	10½	ol,opx,px,amph,mica,sp,V,gl	8·8
277	D	—	1060	20	1	8½	ol,opx,px,amph,sp,V,gl	35·5
203	C	—	1060	20	1	12½	ol,opx,px,sp,V,gl	21
5	A	—	1075	20	1	5	ol,opx,px,amph,V,gl	11·5
185	D	—	1080	20	1	9½	ol,opx,px,amph,sp,V,gl	19·2
199	C	—	1080	20	1	9½	ol,opx,px,sp,V,gl	21·5

Продолжение табл.

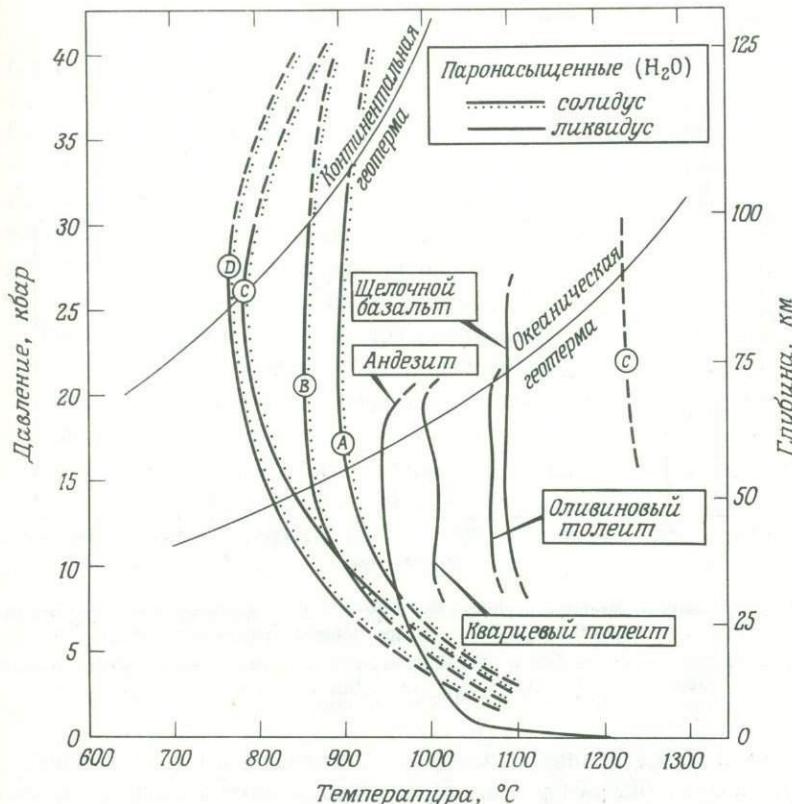
490	B	MH	1100	20	1	2	ol,opx,px,sp,V,gl	21
473	B	MH	1100	20	0·400	3	ol,opx,px,sp,V,gl	16·1
462	B	MH	1100	20	0·640	3½	ol,opx,px,sp,V,gl	18·7
464	B	MH	1100	20	0·529	3½	ol,opx,px,sp,V,gl	25·2
118	B	MH	1100	20	0·496	4	ol,opx,px,sp,V,gl	13·2
6	A	—	1100	20	1	10	ol,opx,px,V,gl	14·
515	B	MH	1150	20	0·4	3	ol,opx,px,sp,V,gl	22·4
19	A	—	1150	20	1	11½	ol,opx,px,V,gl	19·3
78	A	—	1170	20	1	11½	ol,opx,px,V,gl	16·2
104	B	—	1180	20	1	5	ol,opx,px,sp,V,gl	21·3
13	A	—	1200	20	1	30	ol,opx,px,ga,V,gl	24
23	A	—	1200	20	1	12	ol,opx,V,gl	21·2
448	C	—	1210	20	1	4	ol,opx,sp,V,gl	30·3
11	A	—	800	21	1	48	ol,opx,px,amph,V	18
310	D	—	1000	21	1	8	ol,opx,px,ga,V,gl	24
377	C	—	1010	21	1	30	ol,opx,px,sp,ga,V,gl	27·5
142	B	—	1080	21	1	11½	ol,opx,px,sp,V,gl	20·6
321	D	—	840	21·5	1	32	ol,opx,px,ga,amph,V,gl	13·7
207	A	—	900	21·5	1	8	ol,opx,px,ga,V,gl	20·3
179	B	—	1000	21·5	1	13	ol,opx,px,ga,V,gl	49·5
231	D	—	1060	21·5	1	6	ol,opx,px,sp,ga,amph(?)V,gl	18
246	C	—	1060	21·5	1	6	ol,opx,px,sp,ga,V,gl	15·1
160	B	—	950	22	1	15	ol,opx,px,ga,sp,V,gl	19
308	D	—	950	22	1	24	ol,opx,px,amph,ga,V,gl	22·6
180	B	—	950/1050	22	1	23	ol,opx,px,sp,amph	
257	B	MH	960	22	0·500	9	ol,opx,px,sp(?)ga,V,gl	14·8
154	B	—	1050	22	1	9	ol,opx,px,sp,amph,V,gl	20·1
429	C	—	775/800	22·5	1	66	ol,opx,px,ga,sp(?)V,gl	22·3
376	C	—	850	22·5	1	24	ol,opx,px,sp,ga,V,gl	24
375	C	—	900	22·5	1	23½	ol,opx,px,sp,V,gl	24
82	A	—	940	22·5	1	13½	ol,opx,px,ga,V(amph)	20·9
318	D	—	1000	22·5	1	15½	ol,opx,px,amph,ga,V,gl	20·3
336	C	—	1150	22·5	1	6	ol,opx,px,sp,V,gl	24·6
315	D	—	840	23	1	36	ol,opx,px,ga,V,gl	18·1
174	A	—	900/1040	23	1	37	ol,opx,px,amph,ga,V,gl	13·4
159	B	—	1000	23	1	12½	ol,opx,px,ga,sp,V,gl	23·1
274	B	MH	1040	23	0·252	5	ol,opx,px,ga(?)sp(?)V,gl	20·6
170	A	—	1040	23	1	14	ol,opx,px,amph,V,gl	19·9
178	B	—	1070	23	1	10	ol,opx,px,sp,V,gl	21
172	A	—	1070	23	1	12	opx,px,ol,V,gl	17·1
325	D	—	950	23·5	1	31	ol,opx,px,amph,ga,V,gl	25·4
327	D	—	750	25	1	38	ol,opx,px,ga,rt(?)mica(?)V	24·6
359	C	—	760	25	1	43	ol,opx,px,amph,sp,ga,V	16·8
322	D	—	770	25	1	32	ol,opx,px,ga,V,gl(?)	21·1
353	C	—	780	25	1	95	ol,opx,px,sp,ga,V,gl	17·9
348	C	—	790	25	1	40½	ol,opx,px,ga,V,gl	23·2
297	D	—	810	25	1	24	ol,opx,px,ga,mic(?)V,gl	23·9
343	C	—	810	25	1	31½	ol,opx,px,amph,sp,ga,V	24·6
176	B	—	830	25	1	24	ol,opx,px,ga,mica(?)V	22·6
289	D	—	830	25	1	24	ol,opx,px,amph,ga,sp(?)rt(?)V	
152	B	—	850	25	1	20	V,gl	17·1
298	D	—	850	25	1	42½	ol,opx,px,ga,V,gl	19·5
129	B	—	860	25	1	24	ol,opx,px,ga,(sp?)V,gl(?)	21·4
35	A	—	870	25	1	24	ol,opx,px,ga,V,gl	18·4
479	B	—	890	25	0·747	14	ol,opx,px,amph(?)ga,sp,V	16·7

№ опыта	Исходн. матер.	Буфер	$T, ^\circ\text{C}$	$P, \text{kбар}$	$X_{\text{H}_2\text{O}}^V$	Время, ч.	Фазы	Вес, % H_2O
42	A	—	890	25	1	25	ol, opx, cpx, ga, V, gl	15·8
34	A	—	900	25	1	24	ol, opx, cpx, ga, V, gl	18·7
476	B	MН	910	25	0·752	12	ol, opx, cpx, ga, sp(?) V, gl(?)	23·5
254	B	MН	930	25	0·500	7	ol, opx, cpx, sp, ga, V	17·9
469	B	MН	930	25	0·743	25	ol, opx, cpx, sp, V, gl	29·6
224	B	MН	950	25	0·508	6	ol, opx, cpx, ga, V, gl	18·8
120	B	—	950	25	1	16½	ol, opx, cpx, ga, V, gl	20·4
294	D	—	950	25	1	24	ol, opx, cpx, ga, sp(?) V, gl	19·8
369	C	—	950	25/23	1	70½	ol, opx, cpx, ga, (sp), V, gl	16·8
41	A	—	960	25	1	8	ol, opx, cpx, ga, V, gl	19·3
47	A	—	980	25	1	24	ol, opx, cpx, ga, V, gl	21
272	B	MН	990	25	0·252	7½	ol, opx, cpx, ga, sp, V	11·8
371	D	—	990/1040	17·5	1	64	ol, opx, cpx, amph, sp, V, gl	16·1
39	A	—	1000	25	1	11	ol, opx, cpx, ga, V, gl	20·5
271	B	MН	1010	25	0·249	7	ol, opx, cpx, sp, ga, V, gl(?)	15·9
62	A	—	1020	25	1	25	ol, opx, cpx, ga, V, gl	21·7
273	B	MН	1030	25	0·251	5½	ol, opx, cpx, ga, sp, V, gl	21·3
71	A	—	1040	25	1	12	ol, opx, cpx, V, gl	20·6
187	D	—	1100	25	1	8½	ol, opx, cpx, sp, V, gl	23·6
130	B	—	1100	25	1	10½	ol, opx, cpx, sp, ga, V, gl	19·1
145	B	—	1120	25	1	9½	ol, opx, cpx, sp, V, gl	20·2
33	A	—	1150	25	1	14	ol, opx, cpx, V, gl	18·3
303	D	—	1160	25	1	35½	ol, opx, cpx, ga, sp(?) V, gl	22·3
74	A	—	1170	25	1	8	ol, opx, cpx, V, gl	21·1
90	B	—	1170	25	1	8	ol, opx, cpx, sp, V, gl	19·6
79	A	—	1190	25	1	5	ol, opx, V, gl	19·2
94	B	—	1200	25	1	3	ol, opx, sp, V, gl	18·2
329	D	—	740	30	1	48	ol, opx, cpx, amph(?) rt(?) mica(?) V	23·6
323	D	—	770	30	1	63	ol, opx, cpx, ga, V, gl(?)	15·8
360	C	—	780	30	1	31	ol, opx, cpx, sp, g, amph, V	15·3
351	C	—	800	30	1	33	ol, opx, cpx, sp(?) ga, V, gl(?)	20·9
317	D	—	800	30	1	35	ol, opx, cpx, ga, V, gl	22·5
361	C	—	820	30	1	31½	ol, opx, cpx, sp, ga, V, gl	20·3
312	D	—	840	30	1	25½	ol, opx, cpx, ga, V, gl	24·3
162	B	—	840	30	1	36	ol, opx, cpx, ga, V	22·1
155	B	—	860	30	1	24	ol, opx, cpx, ga, V, gl(?)	17
44	A	—	880	30	1	24	ol, opx, cpx, ga, V, (amph)	20
139	B	—	880	30	1	24	ol, opx, cpx, ga, sp, V, gl	20·8
477	B	MН	900	30	0·754	13	ol, opx, cpx, ga, sp(?) carbonate, V, gl	23·5
61	A	—	900	30	1	30	ol, opx, cpx, amph, ga, V	20·2
470	B	MН	930	30	0·725	30	ol, opx, cpx, sp, ga, V, gl	26·6
265	B	MН	940	30	0·506	5½	ol, opx, cpx, sp, ga, V	21·8
114	B	—	950	30	1	16	ol, opx, cpx, sp, ga, V, gl	22·8
255	B	MН	960	30	0·497	6	ol, opx, cpx, sp, ga, V, gl	20·4
275	B	MН	1040	30	0·248	4½	ol, opx, cpx, ga, V, gl	22·8

Обозначения:

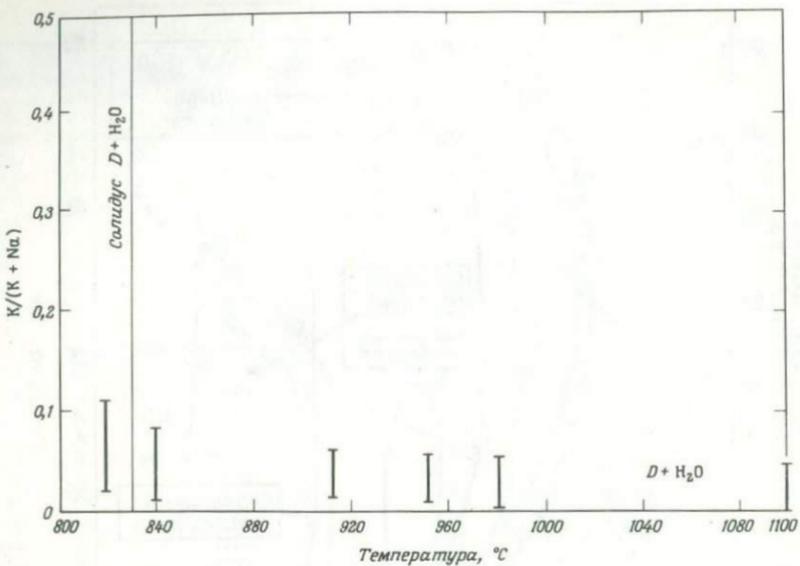
amph — амфибол; cpx — клинопироксен; ga — гранат; gl — стекло (закаленный расплав); mica — сплюда; ol — оливин; opx — ортопироксен; rt — рутил; sp — шпинель; V — закаленный флюид.

Объяснение символов A, B, C, D, F, G, H, I и J см. в табл. 1 и 3.



Фиг. 2. Перидотитовые солидусы ($X_{\text{H}_2\text{O}}^V \sim 1,0$) пород A, B, C и D. Показаны также ликвидусы базальта и андезита [2, 35].

крайними случаями (породы A и D, фиг. 2) составляет 120–200 °C в зависимости от давления. Температуры этих солидусов оказались значительно ниже (50–200 °C), чем полученные в аналогичных условиях Кусиро, Сионо, Акимото [87] и Грином [52, 55]. Даже солидус породы A с наиболее простым химическим составом (табл. 1) на 50–75 °C ниже опубликованных ранее данных. Кусиро (личное сообщение, 1973) признал возможность неудачи в достижении равновесия в его коротких по продолжительности опытах (менее 1 ч: ср. с табл. 2), что может объяснить расхождение данных Кусиро, Сионо и Акимото и наших. Положение солидуса, идентичное с ранее опубликованными данными [52], было определено Грином [56] на основе предположения о прерывистом изменении отношения K/(K + Na) в составе амфиболя при пе-



Фиг. 3. Изменение величины отношения $K/(K + Na)$ амфиболя при пересечении солидуса образца $D + H_2O$ при общем давлении 15 кбар.

Среднеквадратичные ошибки и общий доверительный интервал соответственно равны: $\sigma_{K_2O} = 0,05$; $\sigma_{Na_2O} = 0,05$; $I = 1\sigma_{K/(K - Na)}$.

рессечении перidotитового солидуса. Представленные в настоящей работе данные (например, фиг. 3) не обнаруживают в пределах аналитической погрешности ни прерывистости, ни изломов в наклоне кривой.

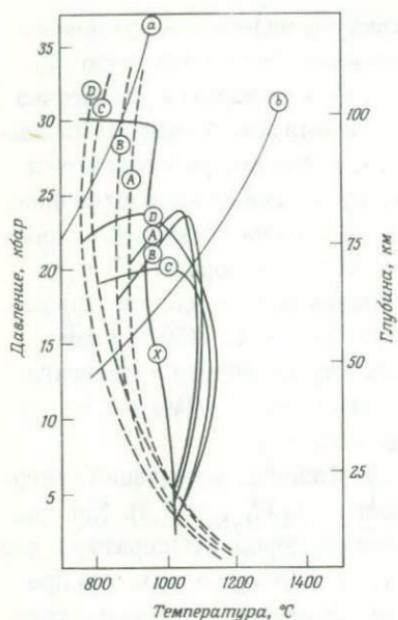
Все солидусы водосодержащих перidotитов ($X_{H_2O}^V = 1,0$) обнаруживают температурные минимумы. Эти минимумы последовательно располагаются в области все более высоких давлений при повышении значений $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ в исходном материале (табл. 1, фиг. 2); они, вероятно, связаны с разложением амфиболя [2] и глиноземистого пироксена (и, возможно, шпинели в породах B , C и D) с образованием более плотной гранатсодержащей ассоциации. При более низких давлениях гранат появляется в породах с пониженной величиной $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ вследствие более низкого содержания в нем пиропа. Например, точки с координатами 22 кбар, 950°C и 15 кбар, 950°C располагаются непосредственно над наименьшими значениями давлений, необходимых для образования граната в породах B [$Mg/(Mg + \Sigma Fe) = 0,88$] и D [$Mg/(Mg + \Sigma Fe) = 0,83$] соответственно (фиг. 1). Те же отношения для гранатов равны 0,84 и 0,77.

На диаграмме нанесены также ликвидусы андезита и различных базальтовых пород в присутствии практически чистой воды (фиг. 2). Примечательно, что ликвидус андезит + H_2O размещается достаточно близко к перидотитовым солидусам, в то время как ликвидусы базальтов, и особенно базальтов с нормативным оливином, располагаются на 150–200°C выше перидотитового солидуса даже для наиболее простого перидотитового состава (порода A). Положение ликвидуса определено нами для одного перидотитового состава – породы C + H_2O (фиг. 2) – для других составов этого сделать не удалось, так как серебряно-палладиевые ампулы при температуре около 1150°C плавились. Однако вследствие значительной диффузии железа в материал ампулы при этих высоких температурах отношение $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ в породе C, возможно, выше, чем указано в табл. 1.

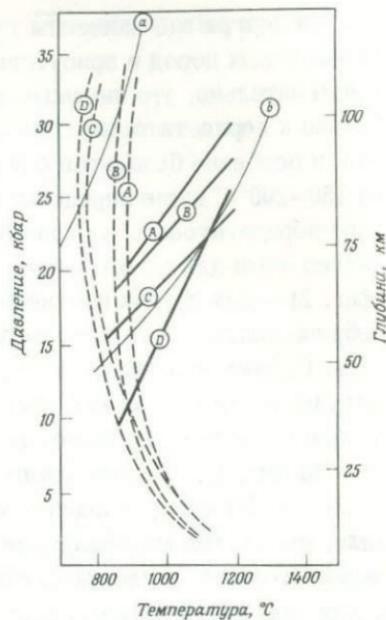
На фиг. 1 показаны девять различных фазовых ассоциаций гиперсолидуса для четырех перидотитовых составов ($X_{H_2O}^V = 1,0$). Как правило, модальные минералы для всех составов пород, температур и давлений находятся в следующих соотношениях: ol > opx > cpx, а в пределах поля устойчивости граната ga > sp. В породе A шпинель отсутствует, но ее отсутствие не влияет на относительные количества других модальных минералов. Наблюдается соотношение модальных минералов cpx > amph, за исключением участка вблизи солидуса породы D + H_2O , где ol > amph > opx > cpx > ga > sp (при высоких давлениях) или ol > amph > opx > cpx > sp (при низких давлениях).

Особый интерес представляет широкий температурный интервал устойчивости амфибола в гиперсолидусе (фиг. 4). Кусиро, Сионо и Акимото [87] не упоминали об амфиболе в гиперсолидусе, но они могли легко пропустить его, поскольку амфибол обычно присутствует в малых количествах и в мелких зернах, похожих на ортопироксен. Грин [55] сообщал о наличии амфибола в гиперсолидусе пиролита с 6% H_2O в интервале давлений от несколько меньших 30 кбар до меньших 10 кбар.

Общее совпадение верхнего передела устойчивости по давлению амфибола и нижнего – граната позволяет сделать предположение о реакционных соотношениях этих двух минералов, высказанное впервые Ламбертом и Уилли [90]. Таким образом, исходя из взаимосвязи величины отношения $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ в исходном материале и поля стабильности граната, мы приходим к заключению, что устойчивость амфибила по давлению, вероятно, повышается с увеличением отношения $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ в исходном материале (фиг. 4). Однако, как отмечали



Фиг. 4А. Стабильность амфибола, образцы *A*, *B*, *C* и *D* ($X_{\text{H}_2\text{O}} \approx 1,0$). Кривая *X* — верхний предел устойчивости амфибола в пиролите $+6\%$ H_2O [55]. *a* — материковая геотерма [24]; *b* — океаническая геотерма [126].



Фиг. 4Б. Граница появления граната, образцы *A*, *B*, *C* и *D* ($X_{\text{H}_2\text{O}} \approx 1,0$). Пунктиром показаны солидусы пород *A*, *B*, *C* и *D*.

Беттчер, Майсен и Модрески [11], в перидотитах общие соотношения между валовым химическим составом и стабильностью амфибола сложны, и в отличие от базальтовых составов [2] четких соотношений еще не установлено. Следует заметить далее, что количество расплава, сосуществующего с $\text{ol} + \text{opx} + \text{cpx} + \text{amph} + \text{v} + \text{sp} + \text{ga}$, на протяжении всего интервала температурной устойчивости амфибола лишь очень медленно увеличивается (до 20%), а затем при температуре около 1200°C быстро возрастает до 50% и более, относительное количество ортопироксена может возрастать при температурах ниже 1100°C ; для оливина эта тенденция выражена четко.

Перидотит $\text{C} + \text{флогопит} + \text{H}_2\text{O}$

Для изучения фазовых соотношений богатого калием перидотита была выбрана порода *C* с добавкой приблизительно 3, 6 и 10% синтетического флогопита. Пересчитанные химические составы породы *C*

Таблица 3

Дополнительный исходный материал (с присадками)

	(I)	(J)	(F)	(G)	(H)
SiO ₂	62,4	59,97	45,04	44,98	44,88
TiO ₂	0,8	0,72	0,13	0,12	0,12
Al ₂ O ₃	20,1	18,08	4,14	4,43	4,81
Fe ₂ O ₃	—	—	0,97	0,94	0,89
FeO	1,9 ¹	1,72 ²	7,09	6,85	6,51
MnO	0,2	—	0,14	0,13	0,13
MgO	2,1	7,29	38,54	38,20	37,75
CaO	10,4	9,40	2,59	2,50	2,38
Na ₂ O	2,7	2,26	0,26	0,25	0,24
K ₂ O	0,2	0,18	0,32	0,71	1,23
NiO	—	—	0,24	0,23	0,22
Cr ₂ O ₃	—	—	0,30	0,29	0,28
P ₂ O ₅	—	—	0,01	0,01	0,01
F	—	—	0,01	0,01	0,01
S	—	—	0,02	0,02	0,02
CO ₂	—	—	0,01	0,01	0,01
H ₂ O ⁺	—	—	0,19	0,34	0,54
H ₂ O ⁻	—	—	0,12	0,11	0,11
Сумма	100,6	99,62	100,12	100,13	100,14
MgO/(MgO + FeO + 0,9 Fe ₂ O ₃)	0,66	0,88	0,896	0,898	0,902

Нормативный состав по CIPW

Кварц	21,20	15,21	—	—	—
Ортоклаз	1,18	1,06	1,89	4,20	7,27
Альбит	22,85	19,12	2,20	2,12	2,03
Анортит	42,14	38,66	9,18	8,87	8,41
(Клинопироксен)	(7,65)	(6,27)	(2,89)	(2,79)	(2,67)
Диопсид	2,07	0,44	0,26	0,25	0,21
Геденбергит	5,58	5,83	2,63	2,54	2,46
(Гиперстен)	(4,07)	(18,43)	(19,36)	(16,03)	(11,48)
Энстатит	1,10	1,29	1,74	1,44	0,92
Ферросилит	2,97	17,14	17,62	14,59	10,56
(Оlivин)	(—)	(—)	(62,04)	(63,52)	(65,55)
Фаялит	—	—	5,58	5,72	5,24
Форстерит	—	—	56,46	57,80	60,31
Магнетит	—	—	1,14	1,36	1,29
Ильменит	1,52	1,37	0,25	0,23	0,23

¹ Все железо в виде FeO.² FeO = FeO¹ + MnO.(I) — синтетическая смесь, имитирующая состав расплава образца B + H₂O при 940°C и 15 кбар.(J) — I + 9,4 вес.% форстерита (Fo₁₀₀)

(F) — C + 2,68 вес.% флогопита.

(G) — C + 6,10 вес.% флогопита.

(H) — C + 10,68 вес.% флогопита.

с добавками флогопита (образцы F, G и H) приведены в табл. 3. Со всеми этими составами было проведено по одному опыту в условиях субсолидуса; в центральной части поля устойчивости амфибола исследовался состав $C + H_2O$, а при температуре, превышающей верхний температурный предел устойчивости амфибола, — состав $C + H_2O$. Кроме того было сделано изотермическое сечение при $1050^{\circ}C$ от 10 до 20 кбар.

В опытах со смешанным исходным материалом флогопит $Mg/(Mg + \Sigma Fe) \approx 0,96$ оказался устойчивым при всех исследованных $P-T$ условиях (см. табл. 2). Наблюдались следующие фазовые ассоциации: $ol + opx + cpx + amph + phl + sp + v$, $ol + opx + cpx + amph + phl + sp + v + liq$ и $ol + opx + cpx + phl + v + liq$ с преобладанием модального флогопита над амфиболом, а амфибала над клинопироксеном. Существует, однако, значительная неопределенность в отношении количества закалочного флогопита в продуктах опыта, что делает эти наблюдения неточными.

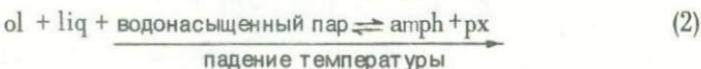
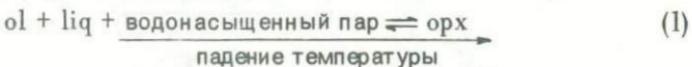
Отсюда следуют два важных вывода. Во-первых, К-содержащие фазы, $phl + amph + liq$, существуют в широком интервале температур и давлений. Во-вторых, флогопит оказывается стабильным до температур, превышающих верхний температурный предел устойчивости амфибала, что подтверждает предположение Модрески и Беттчера [102] о том, что флогопит является устойчивым водным минералом верхней мантии.



При отсутствии реакционных соотношений между минералами и расплавом минеральные составы остатка от частичного плавления и ликвидуса такого расплава при одних и тех же температуре и давлении должны быть идентичны. Температура образования этого расплава и температура его ликвидуса при том же давлении должны быть близки независимо от того, существуют или нет реакционные соотношения. Для имитации расплава, образованного путем частичного плавления породы $B + H_2O$ при $940^{\circ}C$ и 15 кбар, с целью определения температуры его ликвидуса, а также проверки наличия реакционных соотношений между материнским перidotитом и выплавкой в присутствии избытка воды был приготовлен синтетический андезит. Другая смесь была приготовлена добавлением к этому андезиту 9,4 вес.% синтетического форстерита. Обе эти смеси были растерты и затем

в течение 24 ч перекристаллизовывались на воздухе при 1000°C. Такая процедура повторялась пять раз с дроблением между циклами прокаливания до 5 мкм. Составы смесей показаны в табл. 3. Минеральный состав обеих смесей (*I* и *F*) соответствовал орх + срх + plag + qz. Предварительные данные по плавлению этих смесей были опубликованы ранее [109].

С составом *I* были проведены опыты по изобарическому сечению при 15 кбар. Ликвидус водонасыщенного андезита близок к температуре первого появления расплава (940 и 950°C соответственно) и содержит фазы орх + срх + сп (табл. 2). К этой ассоциации между 950 и 930°C присоединяется амфибол. С добавлением 9,4 вес.% форстерита к исходному материалу содержание амфибала при 930°C значительно увеличивается, что свидетельствует о реакционных соотношениях между оливином и амфиболовым. Майсен и Кусиро [109], использовав эти данные, сделали предположение о том, что в процессе кристаллизации такого андезита происходят реакции



Они установили, что, хотя андезитовые расплавы могут образовываться путем частичного плавления богатых оливином пород, оливин не является обязательной фазой ликвидуса продуктов плавления.

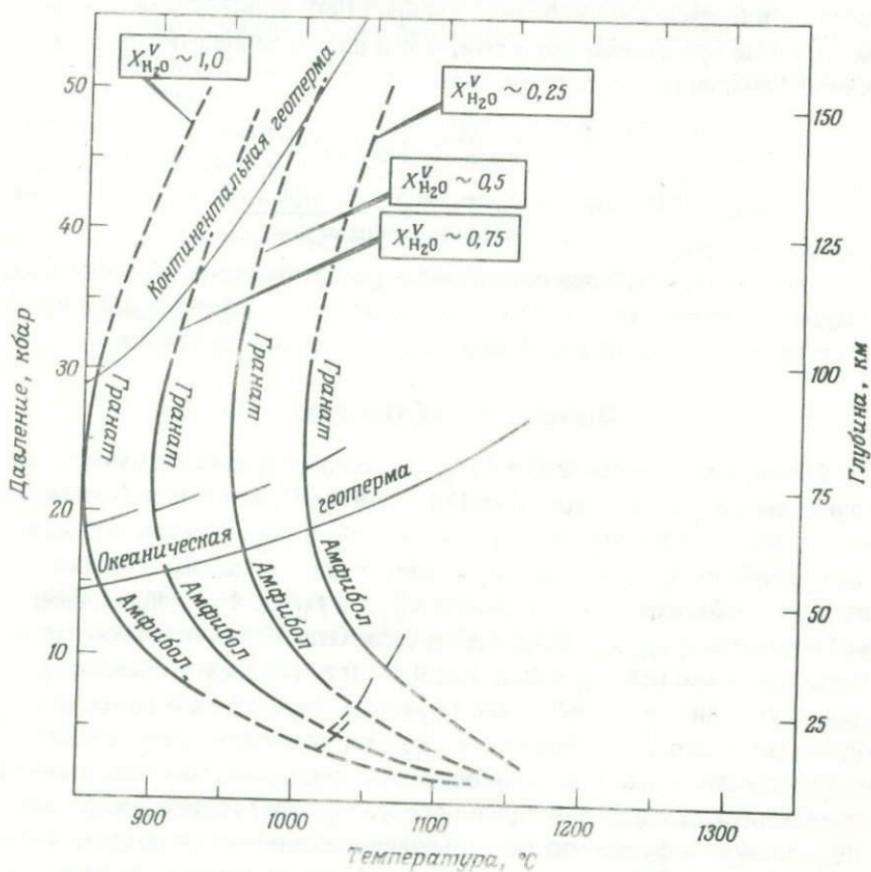
Перидотит + H₂O + CO₂

Флюид, содержащий H₂O + CO₂, лишь недавно начал применяться в экспериментальной петрологии [38, 63, 67, 68], и внимание исследователей было сосредоточено на базальтовых и андезитовых породах.

В наших экспериментах CO₂ использовалась главным образом в качестве разбавителя для снижения X_{H₂O}^V и f_{H₂O}. Были проведены эксперименты с X_{H₂O}^V = 0,75; 0,50 и 0,25. Отдельные опыты осуществлялись также с X_{H₂O}^V = 0,2; 0,4; 0,6 и 0,8. Во всех экспериментах с водно-углекислотным флюидом f_{H₂} контролировалась с помощью магнетит-гематитового буфера. В этой части исследования использовался исключительно исходный состав *B*. Большинство аспектов экспериментальной техники и методов расчета f_{H₂O} и f_{H₂} описаны ранее [10]. Данные по фугитивности воды экстраполированы в область температур выше 1000°C через двадцатиградусный интервал по методу,

описанному Холлоузем, Эггером и Девисом [69]. Экстраполяция в область давлений выше 10 000 бар (через каждые 2000 бар) выполнена по данным Шарпа [129] путем графического сглаживания функций G_{H_2O} , вычисленных по Шарпу. Для получения данных о более дробных интервалах (менее 20°C по температуре и менее 2000 бар по давлению) использовалась линейная интерполяция с интервалом неопределенности меньше 1%.

Результаты экспериментов представлены в табл. 2. Вследствие различной растворимости H_2O и CO_2 в силикатных расплавах эти эксперименты тяготеют к околосолидусным температурам, а сведения по гиперсолидусным фазовым соотношениям ограничены. Солидусы перidotита для всех значений $X_{H_2O}^V$ показаны на фиг. 5. С уменьшением



Фиг. 5. Солидусы перidotита в зависимости от $X_{H_2O}^V$ (образец B + $H_2O + CO_2$).

$X_{\text{H}_2\text{O}}^V$ солидусы смещаются к более высоким температурам. В интервале давлений 15–30 кбар величина этого смещения составляет около 20°C на каждые 0,1 $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$. Хилл и Беттчер [63] исследовали влияние понижения фугитивности воды ($X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 1,0$ и 0,5) на солидус базальта при таких же давлениях и обнаружили, что влияние уменьшения $f_{\text{H}_2\text{O}}$ на температуру базальтового солидуса при постоянном общем давлении выше 15 кбар сильно падает, что объяснялось растворением двуокиси углерода в расплаве. Наши данные, однако, не показывают такого эффекта, хотя расплавы по химизму, по-видимому, близки к использовавшимся в опытах Хилла и Беттчера [см. 106]. Кроме того, по сообщению Эгглера [36], содержание CO_2 в диопсидовом расплаве с повышением давления увеличивается медленно и непрерывно. Данные Хилла и Беттчера [63] заставляли бы предполагать резкое увеличение растворимости CO_2 при давлениях около 15 кбар. Хилл и Беттчер не контролировали f_{H_2} , а при том низком ее уровне, который существовал в их опытах, вероятно, происходило осаждение углерода из CO_2 -содержащего флюида [15], что увеличивало активность воды. Следовательно, температура солидуса системы базальт – $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ понижалась больше, чем ожидалось, исходя из той величины $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$, которая предполагалась в экспериментах.

Фазовый состав продуктов опытов с породой $B + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ близок к таковому для $B + \text{H}_2\text{O}$ при данных температуре и давлении и отличается лишь в трех отношениях. Во-первых, шпинелевая фаза в этих опытах представлена магнетитом с примесью Cr, Al и Mg. Было проведено несколько опытов с $B + \text{H}_2\text{O}$, при этом f_{H_2} контролировалась с помощью магнетит-гематитового буфера. И здесь шпинелевая фаза была представлена магнетитом. Величина f_{H_2} в экспериментах подобного типа, буферируемая только деталями нагревательных устройств, близка к той, которая обеспечивается никель-бунзенитовым (NNO) буфером [2]. Таким образом, эта особенность минерального состава, по-видимому, связана с низким уровнем f_{H_2} в экспериментах с контролируемой $f_{\text{H}_2\text{O}}$, а не с понижением $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$ или присутствием CO_2 . Это согласуется с теорией Ирвина [73] о том, что с увеличением f_{O_2} содержание Al и Cr в шпинелях ультрамафических пород снижается и шпинелевая фаза превращается в магнетит. Во-вторых, при общих давлениях свыше 20 кбар наблюдается карбонатная фаза (возможно, закалочная) с высоким двупреломлением. Нижняя граница первого появления этой фазы по давлению с уменьшением $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$ снижается. При 30 кбар навеска настолько загрязняется этим

минералом, что оптическое исследование ее становится бессмысленным. В-третьих, количество модального ортопироксена при всех температурах и давлениях в условиях маловодного флюида ($X_{\text{H}_2\text{O}}^V$ менее 0,5) значительно выше, чем в условиях с более богатым водой флюидом. В общем наблюдается соотношение $\text{ol} > \text{opx} > \text{cpx} > \text{amph} > \text{sp}$

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Перidotитовые солидусы

Наши данные (фиг. 1 и 2) показывают, что сходные по минеральному составу, но отличающиеся по химизму перidotиты начинают плавиться при различных температурах. Разница между самой высокой и самой низкой температурами для четырех перidotитовых солидусов в присутствии воды превышает температурный интервал между солидусами базальта и гранита при $P_{\text{общ}} > 10$ кбар (для перidotита + H_2O – 120–200°C, а между солидусами базальта + H_2O и гранита + H_2O – около 50°C [13, 91, 92]). При плавлении базальта и гранита первыми начинают плавиться калишпат и кварц, тогда как солидусы перidotита определяются главным образом плавлением оливина и пироксенов [98]. В противоположность солидусам состава плагиоклаз + $\text{H}_2\text{O} \pm$ кварц, которые при давлениях, превышающих верхний предел устойчивости плагиоклаза, становятся нечувствительными к отношению $\text{An}/(\text{An} + \text{Ab})$ [14, 8], температуры солидусов оливина и пироксенов зависят от величины отношения $\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma \text{Fe})$ при атмосферном давлении [15, 16], а, возможно, также и при высоких давлениях. Увеличение магнезиальности может также повышать температуры солидусов амфиболя и граната. Следовательно, небольшое уменьшение величины $\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma \text{Fe})$ вызывает значительное снижение температуры начала плавления перidotита. Понижение температур солидуса при уменьшении отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ может быть связано с поведением амфиболя и (или) граната при плавлении, хотя наши данные не дают достаточного материала для обсуждения влияния этого фактора.

Хотя абсолютная величина $f_{\text{H}_2\text{O}}$ достаточно неопределенна (так как CO_2 и H_2O неодинаково растворимы в силикатных расплавах и смесь $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ не идеальна), можно утверждать, что с уменьшением $f_{\text{H}_2\text{O}}$ при постоянном общем давлении температуры солидусов перidotитов повышаются (фиг. 5). Подобные наблюдения были также сделаны в системах оливиновый толеит – $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ [63, 67], андезит – $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ [35, 38], сиенит – $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ [99], альбит – $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$

[100] и в системе $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ [36], хотя одна система от другой отличается различной величиной $dT/dX_{\text{H}_2\text{O}}^V$.

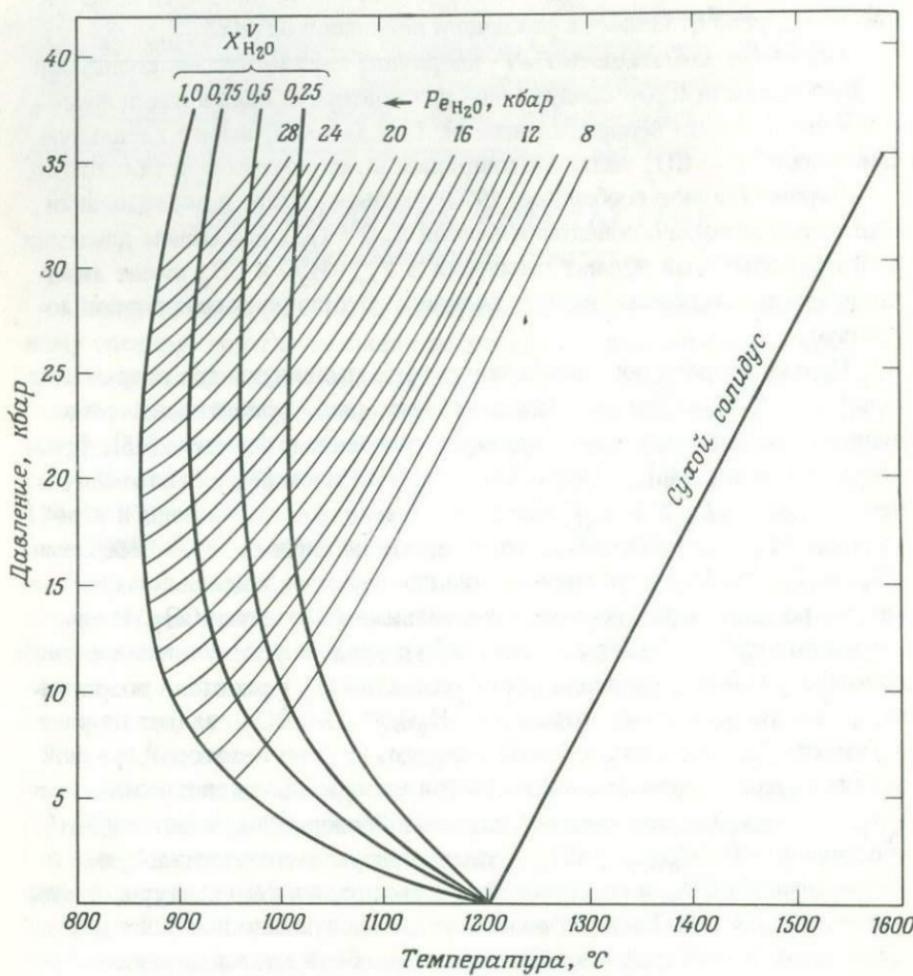
Обсуждая зависимость $P-T$ -координат перидотитовых солидусов от фугтивности H_2O , следует еще раз повторить сделанные допущения и присущие им неопределенности: 1) H_2O и CO_2 имеют идеальную смесимость и 2) CO_2 является инертным компонентом в этой системе.

Бернем (личное сообщение, 1973) указывает, что в исследовании термодинамического поведения смесей $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ при общем давлении до 8 кбар объемный эффект смешения $\Delta \bar{V}_{\text{mix}}$ H_2O и CO_2 имеет лишь незначительную положительную величину. Это подкрепляет первое допущение.

Против второго допущения могут быть выдвинуты два возражения. В системе $\text{H}-\text{C}-\text{O}$ при высоких давлениях могут существовать реакционные соотношения. Однако данные, полученные Френчем [45], Френчем и Эйтстором [46], а также Холлоузем и Ризом [71] показывают, что в условиях P , T и $f_{\text{H}_2\text{O}}$ наших экспериментов смесь воды и углекислоты близка к бинарной. В то же время недавними экспериментами [36, 70, 77, 39, 110] установлено, что при высоких давлениях в силикатных расплавах растворимы значительные количества CO_2 . В последующих главах будет показано, что с увеличением давления флюида, температуры и a_{O_2} расплава растворимость CO_2 в расплаве возрастает; кроме того, величина отношения $\text{H}_2\text{O}/(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2)$ влияет на растворимость CO_2 в расплаве таким образом, что при некоторой средней величине этого отношения наблюдается максимальная растворимость CO_2 . Сопоставляя эти данные с данными Эгглера [36], можно видеть, что значения $\text{H}_2\text{O}/(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2)$, характеризующие максимальную растворимость CO_2 , уменьшаются при увеличении температуры, а возможно, и давления. Таким образом, второе допущение не полностью приемлемо. Возможные последствия этого обсуждаются ниже.

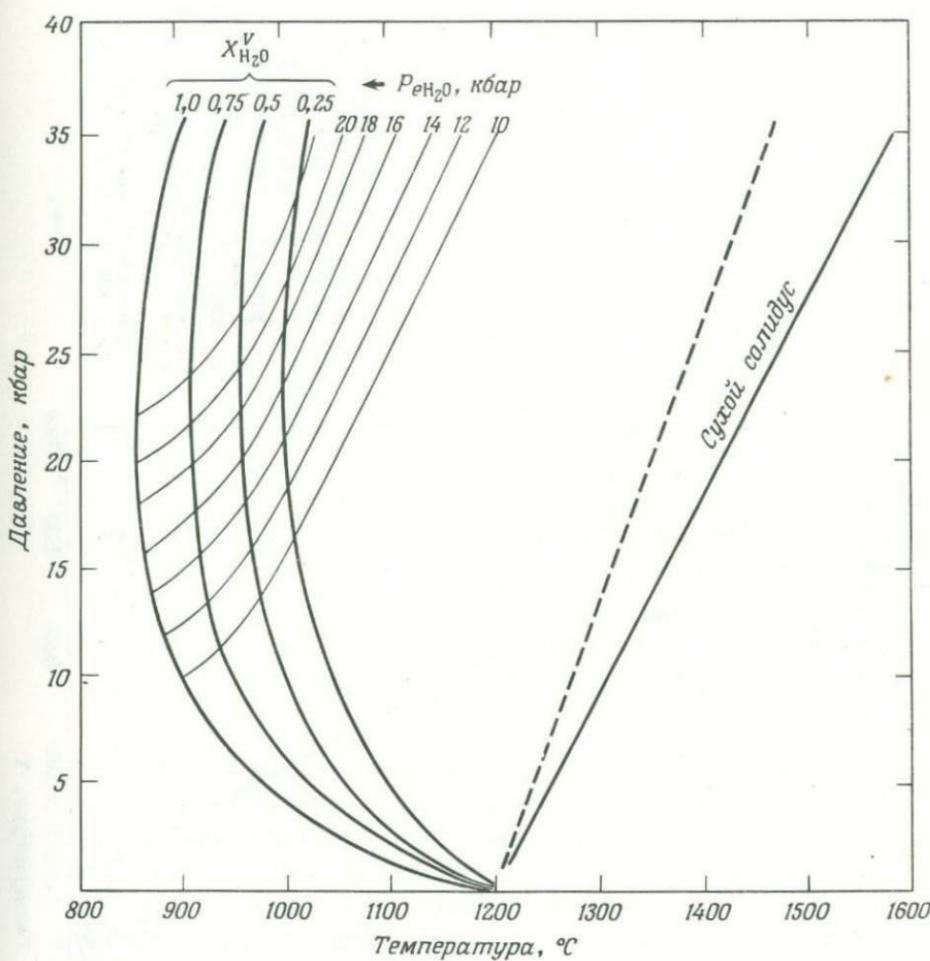
Перидотитовые солидусы при $X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 1,0; 0,75; 0,5$ и $0,25$ (фиг. 5) дают нам возможность построить изолинии P_e H_2O для любых давлений, по которым имеются термодинамические данные для воды, при условии, что обсуждавшееся выше допущение относительно идеальности смешанного флюида реализуется и если CO_2 в расплаве растворяется незначительно. Методика такого построения детально описана Миллхолленом [99].

С помощью изолиний P_e H_2O могут быть графически найдены солидусы для любых значений $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$ [99]. Однако при $X_{\text{H}_2\text{O}}^V < 0,4$ расплав, появляющийся в результате частичного плавления, становится



Ф и г. 6 А. Проекция изолиний $P_e \text{H}_2\text{O}$ на плоскость давление—температура для значений $X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 0,50; 0,75; 1,00$ и линии сухого солидуса [87] при $P_{\text{общ}} = 40$ кбар.

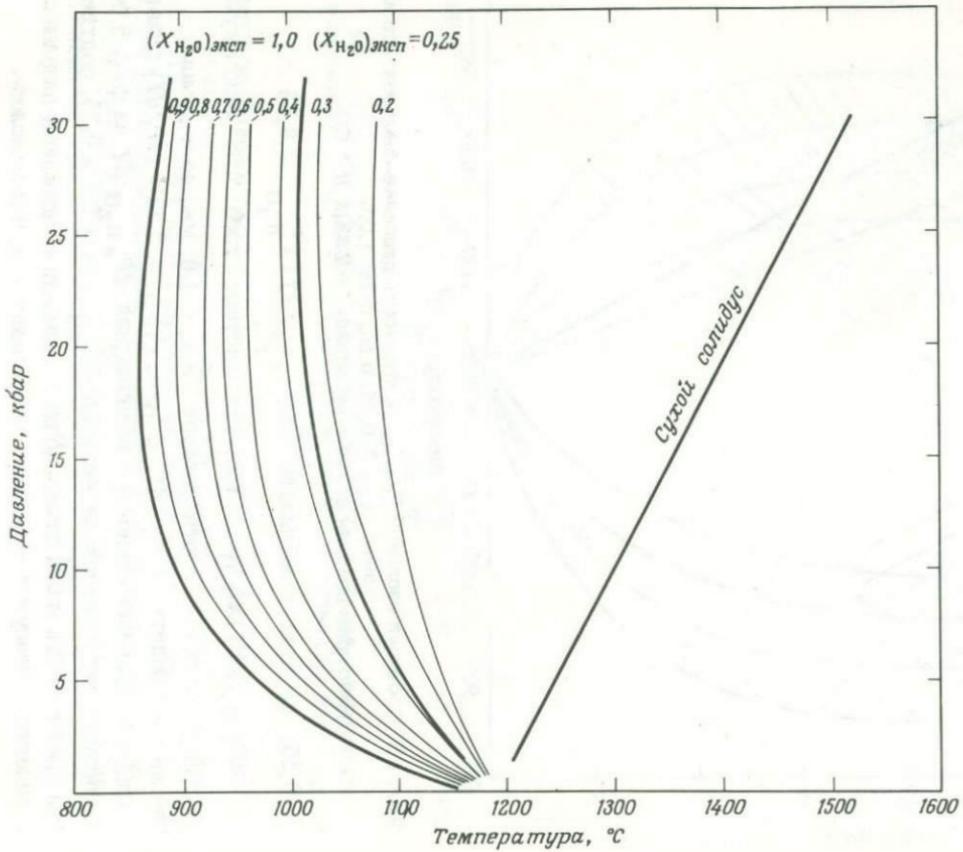
значительно более основным, чем при больших значениях $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$. Так, наши данные дают основание полагать, что растворимость CO_2 в интервале $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$ от 0,5 до 0,4 увеличивается более чем вдвое. Кроме того, эти данные показывают, что максимум растворимости CO_2 располагается около $X_{\text{CO}_2}^V = 0,75$ ($X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 0,25$). Эти соображения позволяют предполагать, что изолинии $P_e \text{H}_2\text{O}$, проходящие через $X_{\text{H}_2\text{O}}^V =$



Фиг. 6Б. Проекция изолиний $P_e \text{H}_2\text{O}$ на плоскость давление—температура из точек $X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 0,25; 0,50; 0,75; 1,00$.

Пунктиром показан возможный солидус образца $\text{B} + \text{CO}_2$.

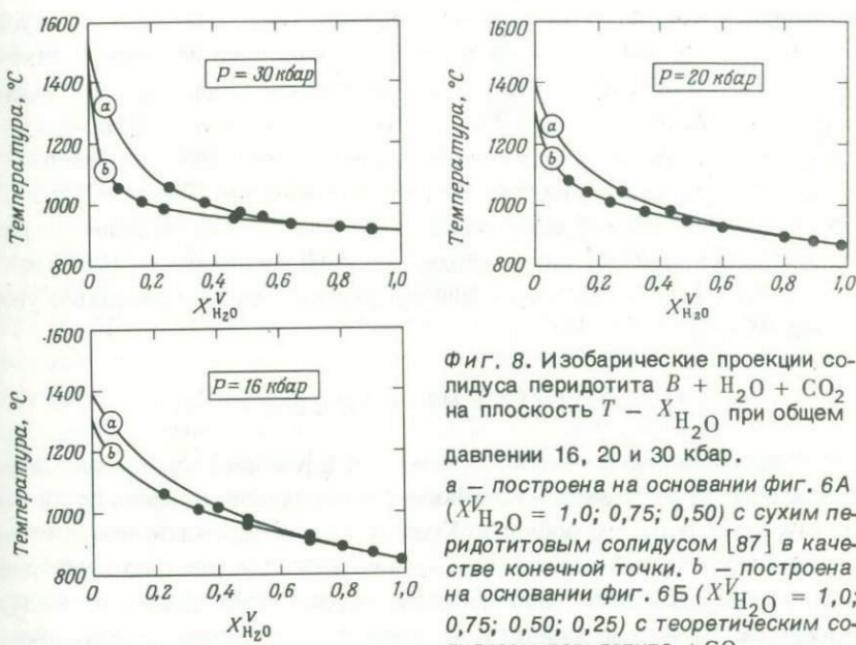
$= 0,25$, должны показывать $(dP_e \text{H}_2\text{O}/dT)X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 0,25 >>$
 $>> (dP_e \text{H}_2\text{O}/dT)X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 0,5$. Вследствие того что максимум растворимости CO_2 соответствует $X_{\text{CO}_2}^V < 1,0$, мы, по-видимому, должны наблюдать также $(dP_e \text{H}_2\text{O}/dT)X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 0,25 > (dP/dT)$ сухого солидуса. Примечательно, что производная $dP_e \text{H}_2\text{O}/dT$ на фиг. 6 резко возрастает в интервале значений $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$ между 0,5 и 0,25, подтверждая приложимость наших данных по растворимости к частичному плавлению перidotита в присутствии флюида, содержащего воду и углекислоту.



Фиг. 7. Солидусы перидотита, построенные по данным фиг. 6А с теоретической величиной $X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 0,9$;

0,8; 0,7; 0,6; 0,5; 0,4; 0,3 и 0,2.

Экстраполяции теоретических кривых от 16 кбар до 0 кбар выполнены графически. $(X_{\text{H}_2\text{O}})^{\text{exp}} = 1,0$ — экспериментально определенный солидус для $\text{B} + \text{H}_2\text{O}$. $(X_{\text{H}_2\text{O}})^{\text{exp}} = 0,25$ — экспериментально определенный солидус для $\text{B} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ при $X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 0,25$.



Фиг. 8. Изобарические проекции солидуса перидотита $B + H_2O + CO_2$ на плоскость $T - X_{H_2O}^V$ при общем давлении 16, 20 и 30 кбар.

a — построена на основании фиг. 6А ($X_{H_2O}^V = 1,0; 0,75; 0,50$) с сухим перидотитовым солидусом [87] в качестве конечной точки. *b* — построена на основании фиг. 6Б ($X_{H_2O}^V = 1,0; 0,75; 0,50; 0,25$) с теоретическим солидусом перидотита + CO_2 в качестве конечной точки.

На фиг. 7 представлены перидотитовые солидусы, вычисленные с использованием сухого солидуса в качестве предельного случая [87] и без учета данных для $X_{H_2O}^V = 0,25$. На фиг. 8 показаны использованные для этого построения изобарические сечения $T - X_{H_2O}^V$ (*a*), совмещенные с сечениями $T - X_{H_2O}^V$ для системы перидотит — CO_2 в качестве предельного случая (*b*). Положение солидуса для системы перидотит — CO_2 было получено простым допущением его параллельности изолинии $P_e H_2O$ при $X_{H_2O}^V = 0,25$.

Расчетная кривая $X_{H_2O}^V = 0,4$ близко совпадает с экспериментальной кривой $X_{H_2O}^V = 0,25$ (фиг. 7). Это расхождение связано с неидеальным поведением флюидной смеси $H_2O + CO_2$ и (или) с растворимостью CO_2 в силикатных расплавах. Наши данные недостаточны для обсуждения термодинамического поведения флюида $H_2O + CO_2$, но, по личному сообщению Бернема (1974), при давлении ниже 10 кбар отклонения от идеальности незначительные. Однако с понижением $X_{H_2O}^V$ (увеличением $X_{CO_2}^V$) растворимость CO_2 в силикатных расплавах возрастает и, вероятно, достигает максимума при $X_{H_2O}^V = 0,25 - 0,2$. В то же время растворимость воды падает. В результате с понижени-

ем мольной доли воды происходит смещение перidotитового солидуса в сторону более низких температур до тех пор, пока не будет достигнут максимум при $X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 0,25$. На фиг. 7 видно значительное увеличение этого смещения (40%) в интервале $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$ от 0,5 до 0,25, что согласуется с теорией, хотя имеющиеся данные не позволяют утверждать, является ли это действительным максимумом. Таким образом, могут существовать ограничения в использовании CO_2 в качестве разбавителя воды при экспериментальных исследованиях водных силикатных систем и соответствующие трудности могут возрастать с увеличением a_{CO_2} .

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ

Возникновение в южной Африке [134] и Канаде [121] высокомагнезиальных недосыщенных кремнеземом расплавов, близких по химизму к перidotитам, побудило Грина [53] предположить, что источником энергии, необходимой для полного расплавления сухих ультраосновных пород (свыше 1600°C), были метеоритные удары большого масштаба. Хотя наши данные и не представляют убедительных доказательств, они позволяют предполагать, что ультраосновные расплавы могли образоваться в присутствии воды при геологически более приемлемых температурах ($\sim 1300^\circ\text{C}$; см. фиг. 2). Если принять теорию Руби [128] о дегазации Земли, сопровождавшейся образованием гидросферы и атмосферы, в докембрии мантия, по-видимому, была богата водой. Кроме того, геотермы располагались, вероятно, на меньших глубинах, чем в настоящее время. Возможность образования ультраосновных расплавов была, таким образом, больше. Примечательно, что все проявления перidotитовых лав приурочены к докембрийским регионам.

Появление граната в различных перidotитовых составах (фиг. 4Б) растянуто в пределах значительного интервала давлений (~ 10 кбар). Наклон границы поля устойчивости граната почти параллелен океанической геотерме Рингвуда, Мак-Грегора и Бойда (1964). Поэтому следует предполагать значительную горизонтальную минералогическую неоднородность, а следовательно, и горизонтальные вариации плотности для верхней мантии, поскольку гранатовый перidotит обладает большей плотностью, чем шпинелевый.

Из фиг. 4Б следует также, что для породы состава D упоминавшаяся уже океаническая геотерма приведет к образованию слоя богатых

железом шпинелевых перидотитов 35-километровой мощности, граничащего с более плотным гранатовым перидотитом как со стороны меньших (<75 км), так и со стороны больших (>110 км) глубин, если кривую появления граната линейно экстраполировать до 1300°С. Это приведет к гравитационной неустойчивости, и следует учитывать эту возможность. Поэтому мы склонны считать эти соотношения искусственными, имеющими причиной незнание точного положения океанической геотермы.

Зона пониженных скоростей (астеносфера) в мантии часто рассматривается как зона начала плавления. Глубина ее в различных районах сильно варьирует, а местами она совсем отсутствует [132, 5, 34]. По традиции для объяснения образования этого слоя привлекают либо плавление сухого перидотита, либо разложение водных минералов (амфиболя или флогопита), в результате чего освобождается вода, вызывающая частичное плавление, либо плавление в присутствии воды. Однако все три модели не в состоянии объяснить различную глубину залегания астеносферы. Но в мантии присутствует многофункциональный флюид [57, 11], который мог контролировать a_{H_2O} . Этот факт дает готовое объяснение различной глубинности астеносферы, поскольку температуры перидотитовых солидусов сильно зависят от a_{H_2O} (фиг. 5). Эти температуры зависят также от составов перидотитов, особенно от отношений $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ и CaO/Al_2O_3 (фиг. 2), что создает дополнительные вариации в глубинности первоначального плавления в мантии.

Амфибол находится в равновесии с расплавом ниже 20–25 кбар, и даже в этом случае присутствует до 10% флогопита. Отсутствие амфиболя и присутствие флогопита в кимберлитах должно указывать на минимальную глубину образования кимберлитов около 75 км. Более того, большинство гипотез образования кимберлитов предусматривает плавление перидотита [27]. Таким образом, пересечение геотерм с солидусами (фиг. 4 и 5) вносит дополнительные корректизы в минимальную глубину образования кимберлитов. Например, в условиях $X_{H_2O}^V \sim 0,25-0,50$ плавление перидотита, близкого по составу к B, начиналось бы на глубинах 100–175 км. Вариации химического состава перидотита, несомненно, расширят интервал глубин. Это интервал пересекает кривую равновесия алмаз – графит и согласуется с минимальными предлагаемыми глубинами образования кимберлитов.

Представляется, таким образом, что эксперименты по плавлению перидотитов различного исходного состава в условиях контролируемой $X_{H_2O}^V$ ответили на некоторые важные петрологические вопросы, оставшиеся не решенными в предыдущих экспериментальных исследованиях.

Глава II

ГЕОХИМИЯ КРИСТАЛЛОВ И РАСПЛАВОВ, ОБРАЗУЮЩИХСЯ ПРИ АНАТЕКСИСЕ МАНТИЙНОГО ПЕРИДОТИТА ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ КОНТРОЛИРУЕМЫХ АКТИВНОСТЕЙ ВОДЫ, ВОДОРОДА И ДВУОКИСИ УГЛЕРОДА

ВВЕДЕНИЕ

В этой главе приведено детальное описание результатов экспериментального исследования составов твердых и жидких фаз, образующихся при частичном плавлении мантийных перидотитов в присутствии воды ($X_{\text{H}_2\text{O}}^V \approx 1$) и флюида, состоящего из H_2O и CO_2 ($X_{\text{H}_2\text{O}}^V < 1$) в условиях контролируемой летучести водорода. В этих экспериментах летучесть водорода контролируется буфером, тогда как летучесть кислорода зависит от $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$ в навеске. Поэтому авторы предпочтдают употреблять $f_{\text{H}_2\text{O}}$ вместо обычного f_{O_2} . По геохимическим, геофизическим и петрологическим данным породы верхней мантии, вероятнее всего, представлены перидотитами, охватывающими широкий спектр составов [22], что побудило авторов к настоящим исследованиям. Влияние состава исходного материала на условия плавления было уже рассмотрено [75], тогда как влияние его на продукты плавления оставалось неисследованным. Кроме того, существуют свидетельства присутствия H_2O и CO_2 в мантии [11]. Летучие компоненты могут растворяться в силикатных и карбонатных расплавах, входить в состав минералов (амфиболы, флогопит, титанклиновит, карбонаты) или находиться растворенными в обособленной паровой фазе. Во всех случаях активность H_2O менее единицы.

Существует в целом единство мнений относительно общего состава верхней мантии, однако, с тех пор как Йодер и Тилли опубликовали ставшую классической работу о происхождении базальтовых магм [145], наметились расхождения во взглядах исследователей различных научных школ относительно состава анатектических расплавов, образованных из родоначальных перидотитовых пород. Приведенный ниже краткий обзор исследований в этой области поможет выяснить, в чем существо этих разногласий.

До того как было показано присутствие воды в верхней мантии [117, 113, 13, 89 и др.], Грином и Рингвудом [56] была предложена обобщенная модель, основанная на экспериментах по плавлению

сухого перидотита (пиролита). Эти схематизированные представления вызвали критику со стороны О'Хары, Йодера, Кусиро [116, 114, 81], причем даже ставилась под сомнение возможность образования первичных магм толеитового состава [116, 114], что являлось основополагающим моментом гипотезы Грина и Рингвуда. Главные возражения красноречиво изложены в работе О'Хары [114], где он утверждает, что магмы, поднимаясь сквозь верхнюю мантию, должны непрерывно приспособливаться к состоянию равновесия с окружающими породами. В результате изливающаяся магма будет существенно отличаться по составу от первоначального частичного расплава.

Чрезвычайно важным для дискуссии о происхождении магм в условиях верхней мантии был факт, установленный Кусиро, Йодером и Нисикава [89]: энстатит в присутствии избытка воды плавится инконгруэнтно (энстатит = оливин + расплав) до давлений выше 35 кбар. Это особенно важно в настоящем контексте, потому что в соответствии с моделью Грина и Рингвуда при сухом плавлении перидотита образование кварцнормативных расплавов возможно только при давлениях до 5 кбар, ибо при более высоких давлениях ортопироксен в безводных условиях плавится конгруэнтно. Кусиро ([81, 82] и последующие работы, например превосходная дискуссия о плавлении перидотитовых составов в присутствии воды [83]) показал, что в водных условиях поле кристаллизации ортопироксена резко сокращается относительно поля кристаллизации оливина. Однако несколько ранее выхода в свет статьи Кусиро [81] Грином и Рингвудом [58], Балтитьюром и Грином [20] были опубликованы результаты экспериментов по плавлению перидотитовых составов в присутствии неопределенного количества воды (опыты проводились в открытых ампулах). Эти данные были использованы для объяснения образования андезитовых и нефелинитовых пород за счет фракционирования базальтовых расплавов в верхней мантии в присутствии воды. Грин [50, 51] приводит доводы в пользу того, что при небольших количествах воды создаются наиболее благоприятные условия для осаждения кристаллов ортопироксена вблизи ликвидуса оливинового толеита. Соответственно фракционирование водосодержащих толеитовых расплавов будет приводить к образованию обогащенных щелочами и недосыщенных кремнеземом магм.

Кусиро [81, 82], опираясь на новые данные по плавлению ортопироксена в условиях избытка воды и по фазовым отношениям в таких системах, как $\text{Fo-Di-SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, доказывает, что в описанных Грином [50] условиях более вероятно обогащение, а не обеднение кремне-

земом. Впоследствии Грин и др. [21, 54], проведя опыты в герметических (заваренных) ампулах с добавками небольших количеств воды, утверждали, что их первоначальные данные были правильными. Грин утверждает также [51], что опыты с небольшими содержаниями воды (0,1–0,2 вес.% от общей навески) наиболее достоверно отражают условия в верхней мантии, и поэтому последующие эксперименты исследователи из Австралийского национального университета (Грин, Рингвуд и сотр.) проводят при различных фиксированных соотношениях воды и шихты. Напротив, все эксперименты Кусиро и его соавторов [81–83] были выполнены с избытком воды, необходимой для образования насыщенного силикатного расплава. Хотя эти различия в методике проведения опытов никогда не обсуждались участниками полемики, представляется целесообразным сделать несколько замечаний. В тех случаях, когда плавление происходит в присутствии малых количеств воды, расплав, образующийся на солидусе, всегда насыщен водой. В этом смысле эксперименты, проводимые в Австралийском национальном университете (Грин и др.) и в Геофизической лаборатории Карнеги (Кусиро и др.), подобны. Однако, когда плавление достигает такой степени, что присутствующей воды недостаточно для образования насыщенного расплава, применяемая австралийскими исследователями методика приводит к неопределенностям, которые затрудняют приложение полученных результатов к природным условиям. Во-первых, как указывают Беттчер, Майсен и Аллен [10], возможны трудности с установлением равновесия при экспериментах в этих условиях. Во-вторых, не известны коэффициенты активности воды в недосыщенной водой жидкости. Даже если бы были известны термодинамические свойства воды, растворенной в расплаве, активность воды в расплаве зависела бы от ее доли в расплаве, а она в свою очередь зависит от соотношения расплава и твердых фаз при фиксированном содержании воды в исходной навеске. Кроме того, доля расплава при одних и тех же параметрах (P , T , весовое содержание воды в общей навеске) будет различаться при расплавлении перidotитов разного состава. Активность воды в частичных расплавах различных перidotитов поэтому будет различаться. Методика Кусиро [81, 82] с использованием избытка воды сверх количества, необходимого для насыщения силикатных расплавов, представляется нереалистичной, поскольку потребует больших количеств воды (несколько процентов). Однако активность воды при этом всегда известна, и этот метод полезен для получения граничных условий.

В настоящее время вполне достаточно доказательств, что в верхней мантии присутствует более чем один летучий компонент [11]. В этих условиях введение фиксированных количеств воды приводит к еще большей путанице в интерпретации результатов экспериментов. При рассмотрении соотношений, возникающих в процессе плавления таких, возможно, важных минералов мантии, как флогопит [144, 143, 101, 102] и амфибол [66, 3], зависящих от a_{H_2O} , необходим способ экспериментального контроля ее значений. Холлоуэй, Бернем и Миллхолен [68] предложили методику введения в состав шихты заданных количеств CO_2 и в ряде публикаций, посвященных базальтовым системам, продемонстрировали ее применимость. Однако Эггер недавно показал [37], что a_{CO_2} может в равной степени оказывать влияние и на фазовые соотношения мантийных пород, поскольку, как им установлено, высокие a_{CO_2} способствуют образованию щелочных ультраосновных расплавов (ларнитнормативных) при частичном плавлении модельных мантийных перidotитовых составов.

Наконец, в течение последних лет внимание исследователей привлек еще один параметр – активность кислорода [127, 2, 106]. Так, например, Беттчер показал [9], что летучестью кислорода (f_{O_2}) определяется стабильность оливина вблизи базальтового ликвидуса. Майсен и Беттчер [106] и Майсен [104] установили, что увеличение f_{O_2} от значений f_{O_2} магнетит-вюститового (MW) буфера до значений f_{O_2} магнетит-гематитового буфера повышает отношение $Mg/(Mg + \sum Fe)$ в частичном расплаве примерно на 40% (см. также ниже). Возражения против этого, выдвигаемые, например, Грином и Рингвудом [56] и Грином [52, 54, 55], основываются на предположении, что аналитически определенное отношение $Mg/(Mg + \sum Fe)$ в жидкости не такое, какое можно ожидать в равновесии с оливином примерно Fo_{90} (который соответствует $Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 0,75$ для расплава), и что жидкости должны изменить свой состав во время закалки за счет образования закалочных минералов. Тем самым подвергается сомнению микрозондовый анализ как способ определения состава частичных расплавов. Сходные аргументы приведены Кауторном и др. [23]. Эти исследователи, однако, использовали распределение $Mg - \sum Fe$, а Майсен и Кусиро [109] показали, что аналитически определенные отношения $Mg/(Mg + \sum Fe)$, приведенные, например, Николсом и Рингвудом, соответствуют ожидаемым, если f_{O_2} близка к f_{O_2} магнетит-гематитового буфера. Австралийские исследователи получили аналитические результаты, подобные результатам других экспериментаторов, но,

основываясь главным образом на изучении распределения Mg – Σ Fe, они решили игнорировать свои данные.

Убедительные аргументы в пользу надежности аналитических данных привел Кусиро [86], который определил состав расплава в инвариантной точке амфибол + ортопироксен + оливин + жидкость как с помощью микрозонда, так и химико-графическим способом (по диаграмме состояния – *Перев.*). Он установил, что состав расплава соответствует андезитам и оба метода дали неразличимые результаты.

Из сказанного яствует, что исследователи, принимающие участие в дискуссии о фазовых отношениях в мантийных перидотитах, получают данные, в общем согласующиеся между собой; однако существуют различия в их интерпретации. Поэтому мы надеемся, что, если мы примем во внимание все возможные параметры, которые могут влиять на фазовые отношения, мы сможем создать единую и исчерпывающую картину фазовых отношений и геохимии перидотитов в условиях верхней мантии.

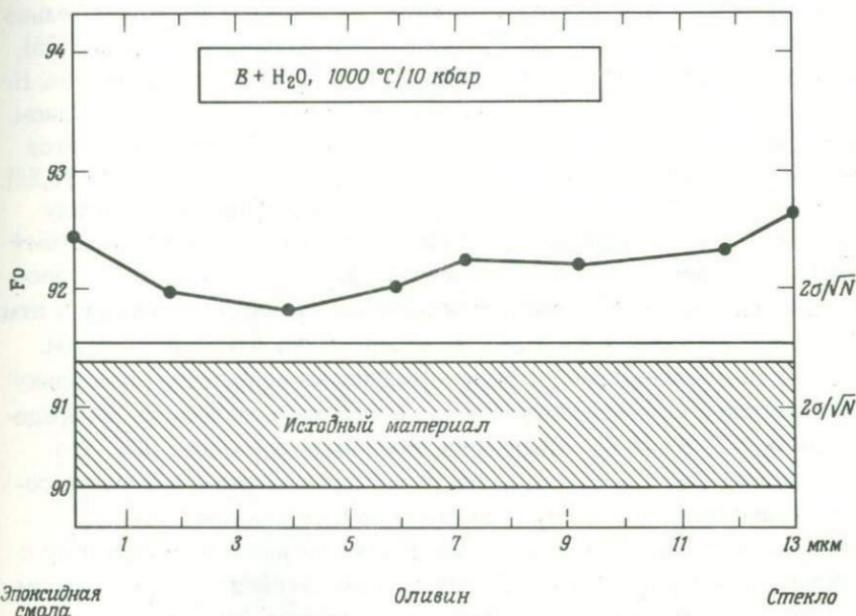
Исходные материалы и методика эксперимента

Выбор и описание исходных материалов приведены в предыдущей главе. Там же обсуждаются детали методики экспериментов при высоких давлениях.

Все приведенные ниже химические анализы получены с помощью электронной микрозондовой системы Геофизической лаборатории [42]. При анализе кристаллических материалов напряжение ускорения составляло 15 кВ, ток поглощения электронов 0,04 мкА, диаметр зонда 1–2 мкм. При исследовании водосодержащих стекол для уменьшения потерь при улетучивании анализ проводился при меньшем токе ($<0,02$ мкА) при несфокусированном электронном луче (> 10 мкм).

Вопросам анализа водосодержащих стекол посвящена подготовленная авторами специальная статья, поэтому здесь мы отметим только, что проблема улетучивания щелочей осталась нерешенной и содержание натрия в закаленных жидкостях (стеклах) оценивалось исходя из состава сосуществующих кристаллических фаз и полуколичественного модального состава продуктов экспериментов. В таблицах приводятся как аналитические, так и расчетные данные.

Грин [55] указывал на возможные сложности при проведении экспериментов с пиролитом + H_2O , которые связаны с осаждением из расплава закалочных минералов. По его данным, если они правильны,



Фиг. 9. Изменение состава зерна оливина в сечении после опыта без поправок на краевой эффект (порода $B + H_2O$).
Продолжительность опыта 16 ч. σ / \sqrt{N} — стандартная ошибка от среднего значения.

закалочные фазы могут составлять более 75%. Грин особенно подчеркивал, что во время закалки зерна оливина ($Fo > 90$) обрастают обогащенной железом каемкой ($Fo \sim 84$) шириной 0,5 мкм. В точках, расположенных ближе 1 мкм от края исследуемого зерна, количественный микрозондовый анализ дает весьма неопределенные результаты, однако это Грином не учитывается. Пытаясь продублировать его результаты, мы определили возможности нашей микрозондовой системы, и, по нашим оценкам, ошибки при анализе содержаний Fe и Mg в точках, находящихся на расстоянии 1 мкм от края зерен, составляют примерно 20%. На фиг. 9 приведены результаты анализов без соответствующих поправок.

В наших экспериментах с перидотитами закалочные минералы встречаются в виде перистых, сноповидных образований и характеризуются неравномерным погасанием. Закалочные фазы наблюдались в некоторых изученных нами составах, обогащенных щелочами, и это

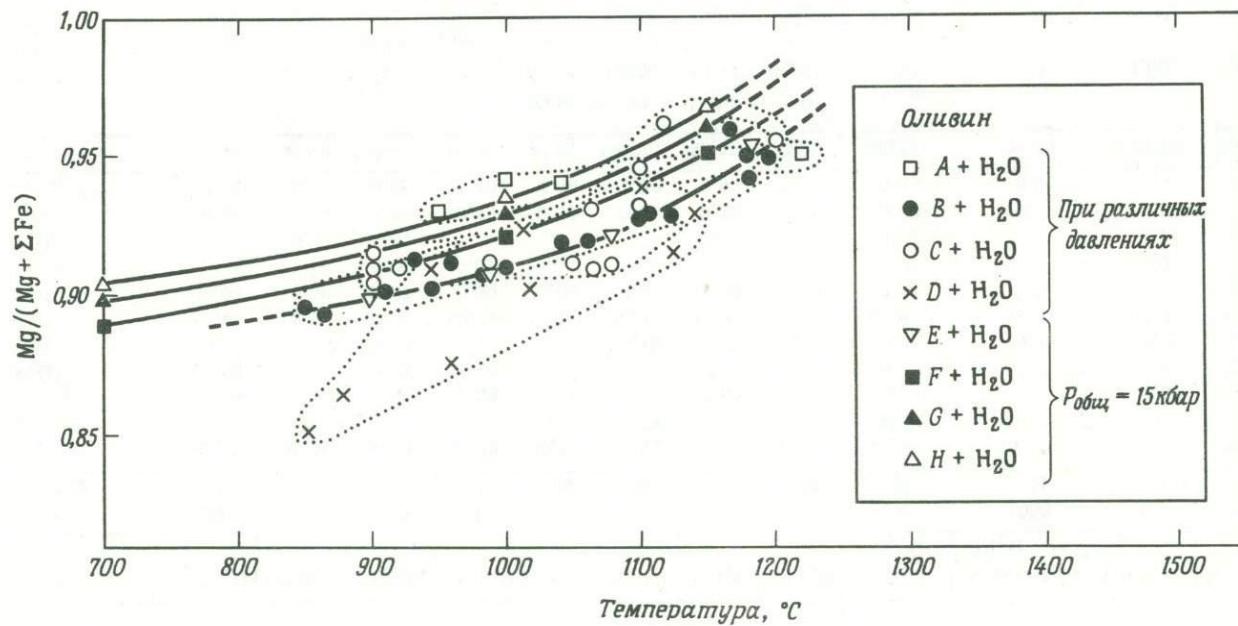
позволило Майсену [104] предположить, что присутствие относительно больших количеств щелочей в пиролите, использованном Грином [55], может объяснить образование закалочного амфибола в его опытах. Необычное соотношение между $Mg/(Mg + Fe)$ в расплаве и содержанием форстерита в существующем с ним оливине [127] также считается доказательством обильного выделения закалочных минералов [112, 55]. Грин полагал [55], что, поскольку распределение $Mg - \Sigma Fe$ между оливином и закалочной жидкостью в его экспериментах с пиролитом + $+H_2O$, проведенных без применения буфера (f_{H_2}), отличается от распределения $Mg - Fe^{2+}$ между этими фазами при общем давлении 1 атм [127], его закаленные жидкости не отвечают равновесным стеклам. Однако такие данные могут быть истолкованы по-разному, поскольку не известна и не контролируется f_{H_2} и не ясна зависимость распределения $Mg - \Sigma Fe$ от f_{H_2} . Например, нами было показано [106], что стекла с $Mg/(Mg + \Sigma Fe) \approx 0,5$ могут сосуществовать с оливином, содержащим $Fo > 90\%$, при f_{H_2} значительно более высоких, чем f_{H_2} магнетит-гематитового буфера. По нашему мнению, совпадающему с заключением Кусиро и др. [88], трудностей, вызванных образованием закалочных фаз, можно избежать за счет тщательного проведения экспериментов.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Фазовые соотношения в системах перидотит + $H_2O + CO_2$ приведены в предыдущей главе. Ниже показано, что изменения давления, температуры, общего состава породы, f_{H_2O} и f_{H_2} приводят к закономерному изменению состава кристаллических и жидких фаз.

Оливин

Оливин – наиболее распространенный минерал перидотитовых включений. В проведенных экспериментах оливины представлены почти чистыми форстерит-фаялитами $Fo - Fa$ (табл. 4), и поэтому отношение $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ для их составов идентично содержанию форстерита. С повышением температуры оливин обогащается форстеритовым компонентом, поскольку более низкотемпературная богатая Fe фракция растворяется в расплаве (фиг. 10). С повышением давления содержание Fo несколько снижается ($\sim 0,2\% / \text{кбар}$, табл. 4). Примечателен небольшой разброс точек на изобарических диаграммах, отражающих температурную зависимость содержания форстеритового



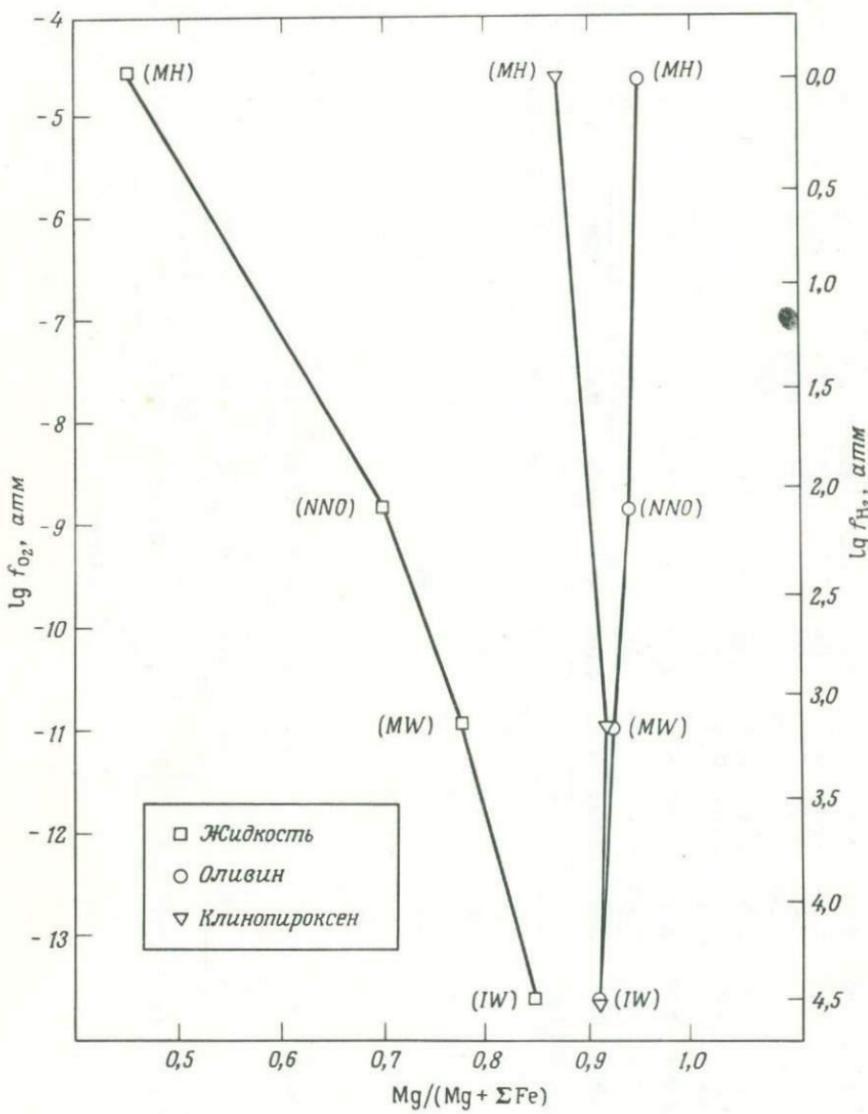
Фиг. 10. Изменение содержания форстерита в оливине в зависимости от температуры ($P = 7,5\text{--}30$ кбар).

Таблица 4

Состав оливинов

Порода	<i>A+H₂O</i>	<i>A+H₂O</i>	<i>B+H₂O</i>	<i>B+H₂O</i>	<i>B+H₂O</i>	<i>B+H₂O</i>	<i>C+H₂O</i>	<i>C+H₂O</i>	<i>B+H₂O</i> (<i>f_{H₂}</i> (MH))	<i>B+H₂O+CO₂</i> (<i>X_{H₂O}</i> = 0,5)	<i>D+H₂O</i>	<i>D+H₂O</i>	<i>D+H₂O</i>
<i>T, °C</i>	950	1040	940	1180	1180	950	900	900	1050	1050	950	950	1100
<i>P, кбар</i>	15	10	15	15	20	30	15	20	15	15	7,5	22	15
SiO ₂	40,9	40,26	40,94	41,12	40,94	40,92	41,37	40,22	41,0	40,5	40,1	38,75	41,36
TiO ₂	—	—	—	—	—	0,01	—	—	0,06	0,02	—	0,02	0,09
Al ₂ O ₃	0,06	—	0,06	0,03	0,02	0,01	0,02	—	0,05	—	0,09	—	0,23
FeO ¹⁾	6,29	5,5	7,77	4,60	6,45	10,46	8,97	9,2	5,23	9,7	12,41	13,86	6,11
MnO	0,09	0,09	0,09	0,12	0,13	0,16	0,06	0,12	0,18	0,16	0,20	0,17	0,27
MgO	51,4	52,5	51,31	53,19	51,67	48,71	48,4	49,9	51,6	48,0	45,5	45,3	52,07
CaO	0,04	0,08	0,07	0,09	0,09	0,10	0,08	0,11	0,14	0,06	0,11	0,11	0,16
Na ₂ O	—	—	0,05	0,05	—	—	—	—	0,27	—	0,01	—	—
K ₂ O	—	0,01	0,01	—	—	—	—	—	0,07	—	0,01	0,01	—
NiO	0,40	0,18	0,19	0,14	0,13	0,39	0,39	0,25	0,20	0,33	0,30	0,44	0,06
Cr ₂ O ₃	0,04	0,08	0,06	0,10	0,08	0,02	0,03	0,03	0,05	0,03	0,01	0,02	0,39
Сумма	99,22	98,70	100,55	99,44	99,51	100,78	99,32	99,83	98,85	98,80	98,74	98,68	100,74
Химическая формула (<i>O</i> = 4)													
Si	0,992	0,983	0,987	0,990	0,995	0,999	1,017	0,987	1,000	1,006	1,008	0,986	0,990
Al ^{IV}	0,001	—	0,001	—	—	0,002	—	—	—	—	—	—	0,006
Al ^{VI}	—	—	—	—	—	0,001	—	—	0,002	—	0,002	—	—
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—	—	—	—
Fe	0,140	0,112	0,157	0,110	0,130	0,213	0,184	0,188	0,107	0,200	0,260	0,295	0,122
Mn	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,003	0,001	0,002	—	0,003	0,003	0,003	0,003
Mg	1,861	1,912	1,853	1,894	1,872	1,774	1,772	1,823	1,875	1,775	1,703	1,717	1,859
Ca	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,003	0,001	0,002	0,003	0,003
Na	—	—	0,002	0,005	—	—	—	—	0,006	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—	—	—	—
Ni	0,011	0,004	0,004	0,004	0,002	0,008	0,007	0,004	0,004	0,006	0,006	0,009	0,004
Cr	0,001	0,001	—	0,001	0,001	—	—	—	—	—	—	—	0,012
$\Sigma X\}$	2,015	2,031	2,019	2,016	2,009	2,001	1,965	2,019	1,999	1,985	1,976	2,027	2,004
ΣY	0,993	0,983	0,988	0,990	0,995	1,000	1,107	0,987	1,000	1,006	1,008	0,986	0,996
$Mg/(Mg + \Sigma Fe)$	0,93	0,94	0,92	0,95	0,94	0,90	0,91	0,91	0,95	0,90	0,87	0,85	0,94

¹⁾ Все железо в виде FeO.



Фиг. 11. Зависимость отношения $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ от f_{H_2} для существующих оливина, клинопироксена и закаленного расплава при $1050^{\circ}C$, 15 кбар и начальном $X_{H_2O}^V = 1$.

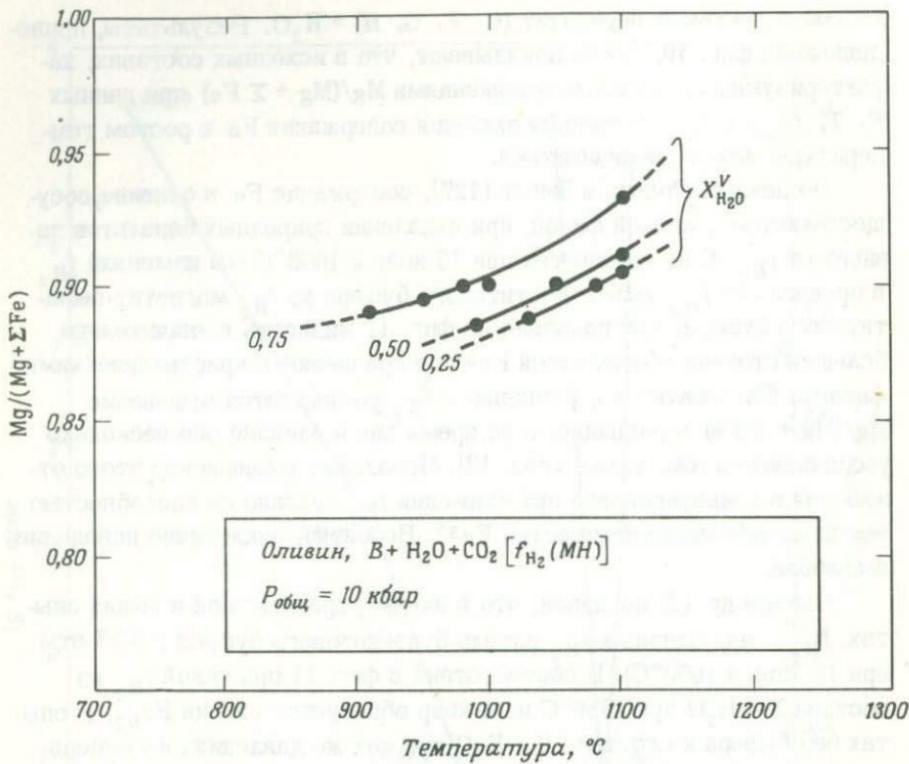
MH — магнетит-гематитовый буфер; *NNO* — никель-бунзенитовый буфер;
MW — магнетит-вüstитовый буфер; *IW* — железо-вüstитовый буфер.

миала в системах перидотит (*C, F, G, H*) + H_2O . Результаты, приведенные на фиг. 10, также показывают, что в исходных составах, характеризующихся низкими отношениями $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ при данных *P, T, f_{H₂}O* и *f_{H₂}*, степень повышения содержания *Fo* с ростом температуры может увеличиваться.

По данным Родера и Эмсли [127], содержание *Fo* в оливине, существующем с жидкой фазой, при плавлении природных базальтов зависит от *f_{H₂}*. В наших опытах при 15 кбар и 1050°C мы изменяли *f_{H₂}* в пределах от *f_{H₂}* железовеститового буфера до *f_{H₂}* магнетит-гематитового буфера. Как показано на фиг. 11 жидкость в значительно большей степени обогащается Fe^{3+} по сравнению с кристаллическими фазами. Следовательно, с падением *f_{H₂}* уменьшается отношение $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ в расплаве, в то время как в оливине оно несколько увеличивается (см. также табл. 12). Небольшое уменьшение этого отношения в клинопироксене при снижении *f_{H₂}* связано со способностью вмещать небольшие количества Fe^{3+} . Вероятно, аналогично поведение амфибола.

Аллен и др. [2] показали, что в ячейке, примененной в наших опытах, *f_{H₂}* очень близка к *f_{H₂}* никель-бунзенитового буфера ($10^{2.2}$ атм при 15 кбар и 1050°C). В соответствии с фиг. 11 при такой *f_{H₂}* из состава *B + H₂O* при 1050°C и 15 кбар образуется оливин *Fo₉₂*. В опытах без буфера из состава *B + H₂O* при тех же давлениях и температурах также кристаллизуется оливин *Fo₉₂*, что подтверждает заключение Аллена и др. [2]. Уменьшение мольной доли воды ($X_{H_2O}^V$) во флюиде при данных температуре и давлении уменьшает содержание *Fo* в оливине (фиг. 12), однако прямо сравнивать данные фиг. 10 и 12 нельзя, так как $f_{H_2} = f_{H_2}(MH)$ всегда, когда $X_{H_2O}^V < 1$.

Одновременно с ростом содержания *Fo* в оливине увеличивается концентрация *Ni* (фиг. 13). Положительная корреляция между этими параметрами отмечалась ранее Форбсом и Банно [43] для оливинов из альпинотипных перидотитов. Существует мнение (например, [115, 141]), что альпинотипные перидотиты представляют собой перидотиты верхней мантии, потерявшие низкотемпературную легкоплавкую фракцию. Из фиг. 13 видно, что увеличение степени выплавления приводит к соотношениям, наблюдавшимся Форбсом и Банно [43], т.е. подтверждается заключение, что альпинотипные перидотиты могут быть перидотитами верхней мантии, потерявшими легкоплавкие фракции. В то же время большинство составов оливинов из перидотитовых

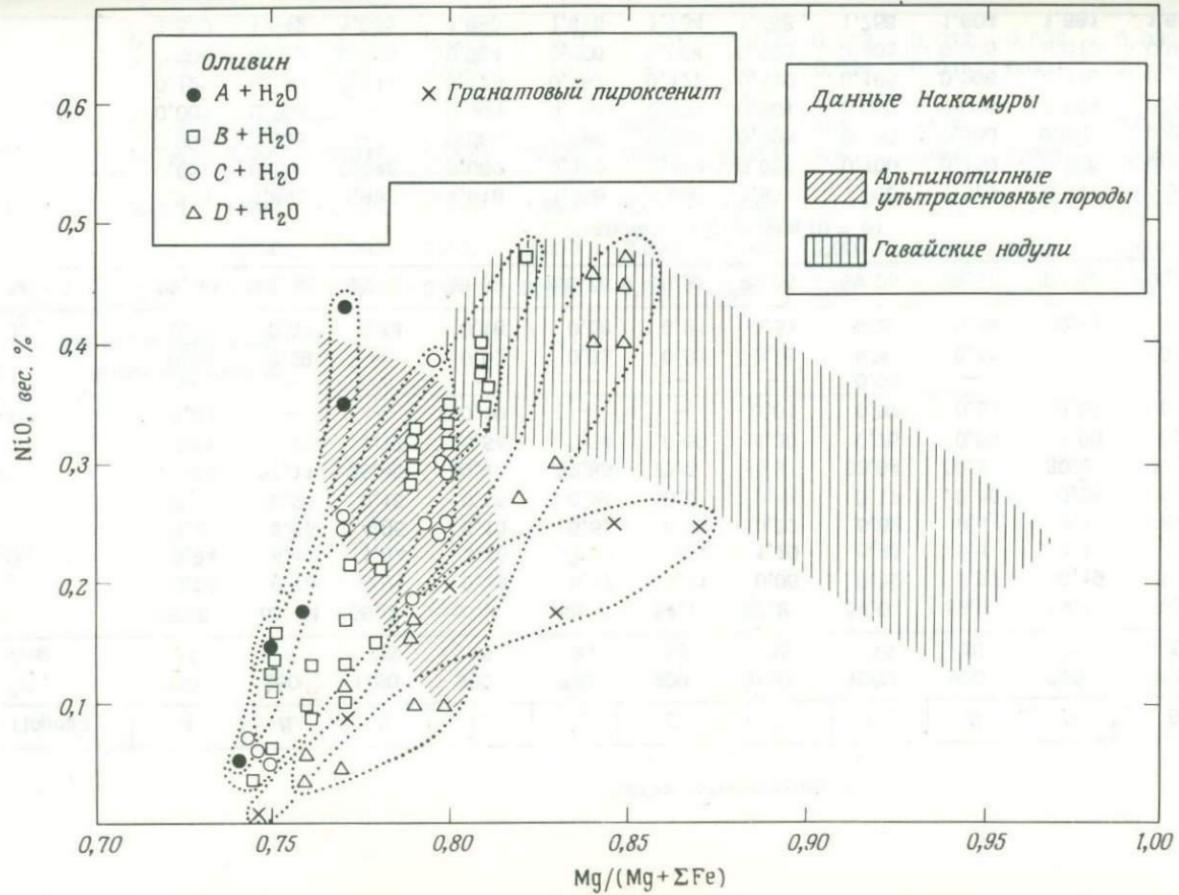


Фиг. 12. Зависимость содержания форстерита в оливине от температуры;
 $B + H_2O + CO_2 (X_{H_2O}^V = 0,75; 0,50; 0,25)$.

нодулей Гавайских островов ложатся вне поля оливиновых составов, полученных в экспериментах (фиг. 13), что указывает на то, что эти нодули не относятся к перидотитам, испытавшим частичное плавление по крайней мере в условиях, аналогичных условиям проведения экспериментов.

Ортопироксен

Ортопироксен – второй по распространенности минерал большинства перидотитов. Ортопироксены в продуктах проведенных опытов более чем на 90% сложены En, Fs, Wo и характеризуются составами в пределах $En_{87-94}Fs_{12-6}Wo_{1-2}$ (фиг. 14). Полные анализы их приведены в табл. 5.



Фиг. 13. Содержание форстерита и NiO в оливине в сопоставлении с различными природными образованиями.

Таблица 5

Состав ортопироксенов

Порода	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>B</i>	<i>C</i>	<i>C</i>	<i>C</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>D</i>	<i>D</i>	<i>D</i>	<i>D</i>
<i>T</i> , °C	950	960	1120	900	780	990	1120	1000	950	900	950	1010
<i>P</i> , кбар	15	7,5	25	15	30	15	15	15	10	15	7,5	15
SiO ₂	57,0	55,24	56,2	55,4	55,4	54,1	57,2	54,6	53,0	54,4	53,8	55,4
TiO ₂	0,05	0,18	0,01	0,13	0,17	0,11	0,06	0,12	0,27	0,19	0,32	0,16
Al ₂ O ₃	0,94	5,17	1,04	4,10	4,76	4,01	1,20	3,83	5,1	4,1	4,53	4,64
FeO ¹⁾	4,21	6,65	4,05	6,10	6,52	6,10	3,80	5,63	9,0	9,5	8,7	5,94
MnO	0,15	0,20	0,15	0,15	0,21	0,17	0,14	0,17	0,19	0,36	0,24	0,16
MgO	35,54	32,11	35,46	32,9	32,85	33,2	34,8	33,84	30,5	30,2	31,2	32,3
CaO	0,61	0,73	1,17	0,54	0,54	0,60	1,30	0,76	0,83	1,00	0,82	0,47
Na ₂ O	0,04	—	—	0,10	—	—	0,01	0,07	0,21	0,04	0,13	0,10
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—	0,02	—
NiO	0,06	0,29	—	0,02	0,03	0,03	0,03	н.а.	0,11	—	0,13	0,11
Cr ₂ O ₃	0,30	0,31	0,64	0,18	0,28	0,21	0,51	н.а.	0,16	0,13	0,14	0,32
Сумма	98,90	100,88	98,72	99,62	100,76	98,53	99,05	99,05	99,37	99,92	100,03	99,60

Химическая формула (*O* = 6)

Si	1,971	1,895	1,953	1,918	1,898	1,896	1,971	1,900	1,870	0,912	1,884	1,913
Al ^{IV}	0,029	0,105	0,042	0,082	0,102	0,104	0,029	0,100	0,130	0,088	0,116	0,087
Al ^{VII}	0,009	0,103	—	0,085	0,090	0,063	0,025	0,056	0,080	0,079	0,062	0,102
Ti	0,001	0,004	—	0,003	0,004	0,002	0,001	0,003	0,006	0,004	0,008	0,004
Fe	0,122	0,190	0,117	0,175	0,187	0,177	0,110	0,163	0,266	0,279	0,252	0,172
Mn	0,004	0,005	0,004	0,004	0,006	0,004	0,003	0,002	0,005	0,010	0,006	0,001
Mg	1,833	1,642	1,836	1,696	1,678	1,734	1,788	1,756	1,604	1,581	1,628	1,665

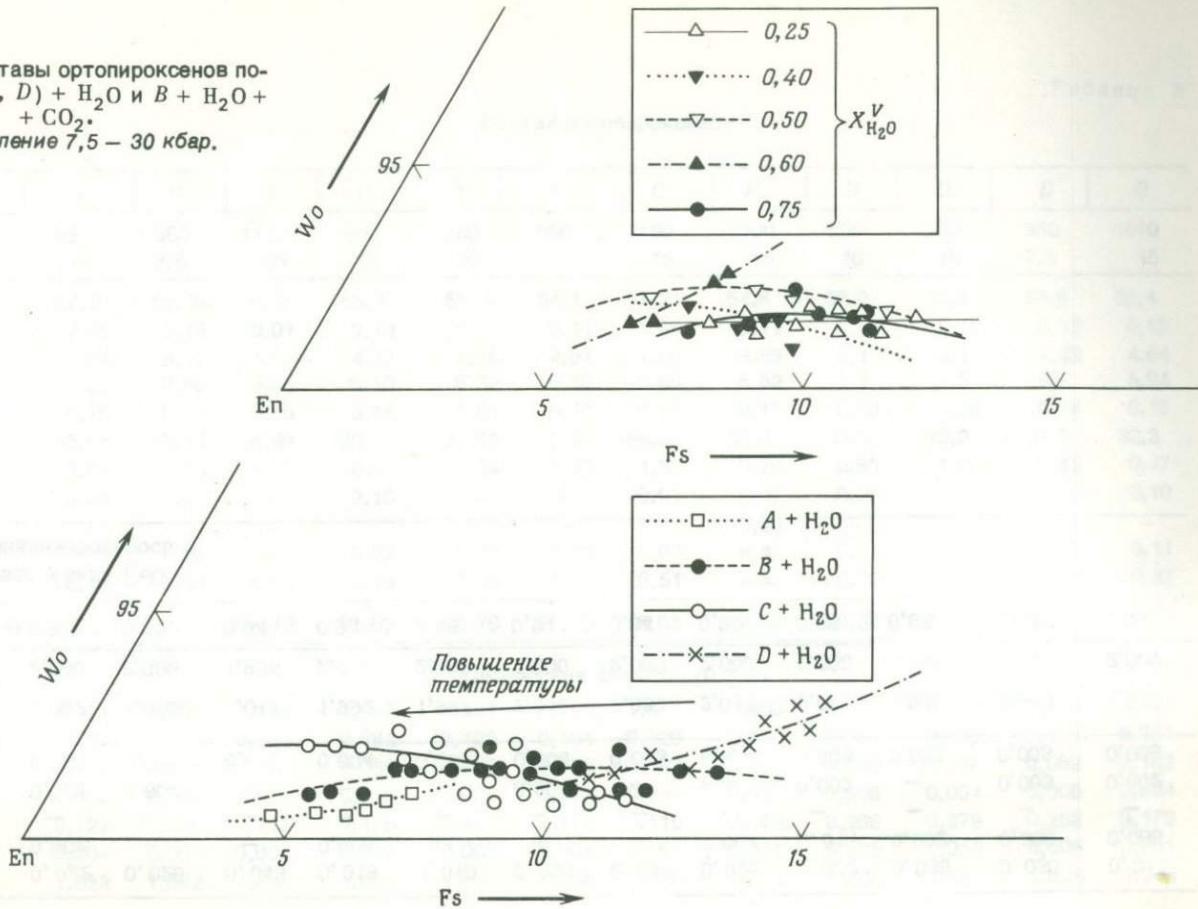
Ca	0,022	0,026	0,043	0,019	0,019	0,023	0,047	0,028	0,032	0,039	0,030	0,017
Na	0,002	—	—	0,006	—	—	—	0,004	0,014	0,002	0,008	0,006
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	0,001	0,007	—	—	—	0,001	—	н.а.	0,002	—	0,003	0,002
Cr	0,008	0,009	0,017	0,004	0,007	0,006	0,013	н.а.	0,003	0,003	0,003	0,008
$\Sigma X \}$	2,002	1,986	2,017	1,992	1,991	2,010	1,987	2,012	2,012	1,997	2,000	1,977
ΣY	2,000	2,000	1,995	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
ΣZ	2,000	2,000	1,995	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Mg/(Mg + Σ Fe)	0,94	0,90	0,94	0,91	0,90	0,91	0,94	0,92	0,86	0,85	0,87	0,91

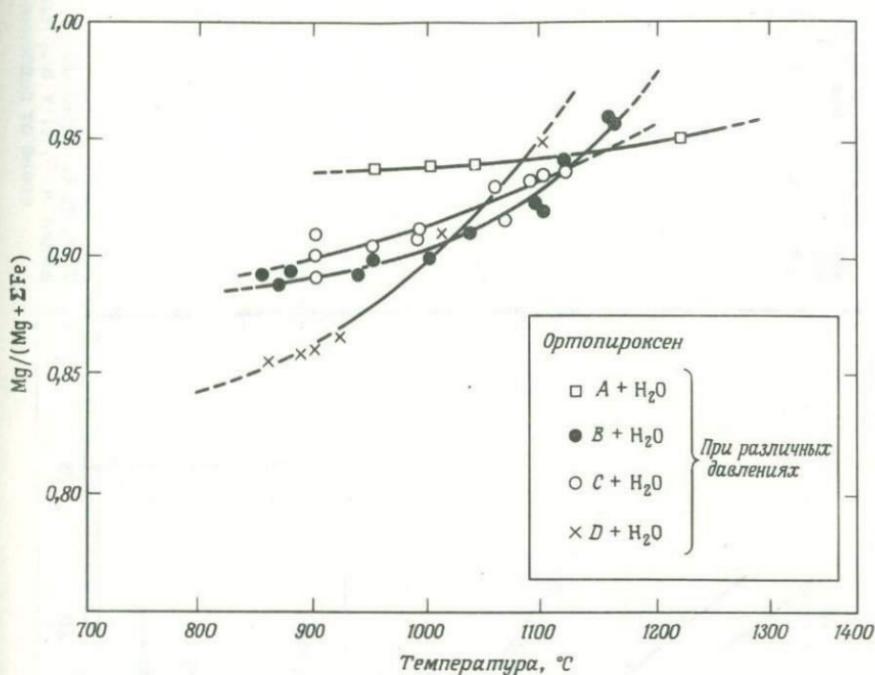
¹⁾ Все железо в виде FeO.

н.а. — не анализировалось.

Фиг. 14. Составы ортопироксенов по-
род (A, B, C, D) + H₂O и B + H₂O +
+ CO₂.

Общее давление 7,5 – 30 кбар.



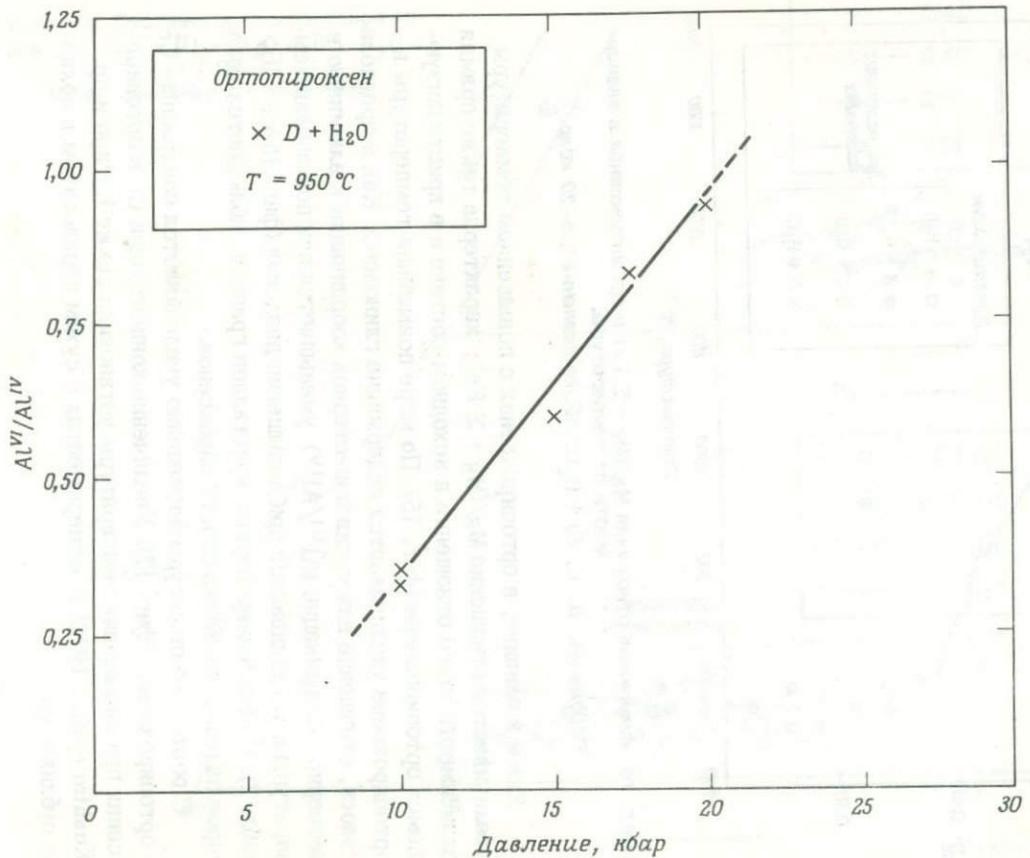


Фиг. 15. Изменение отношения $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ в ортопироксенах в зависимости от температуры.

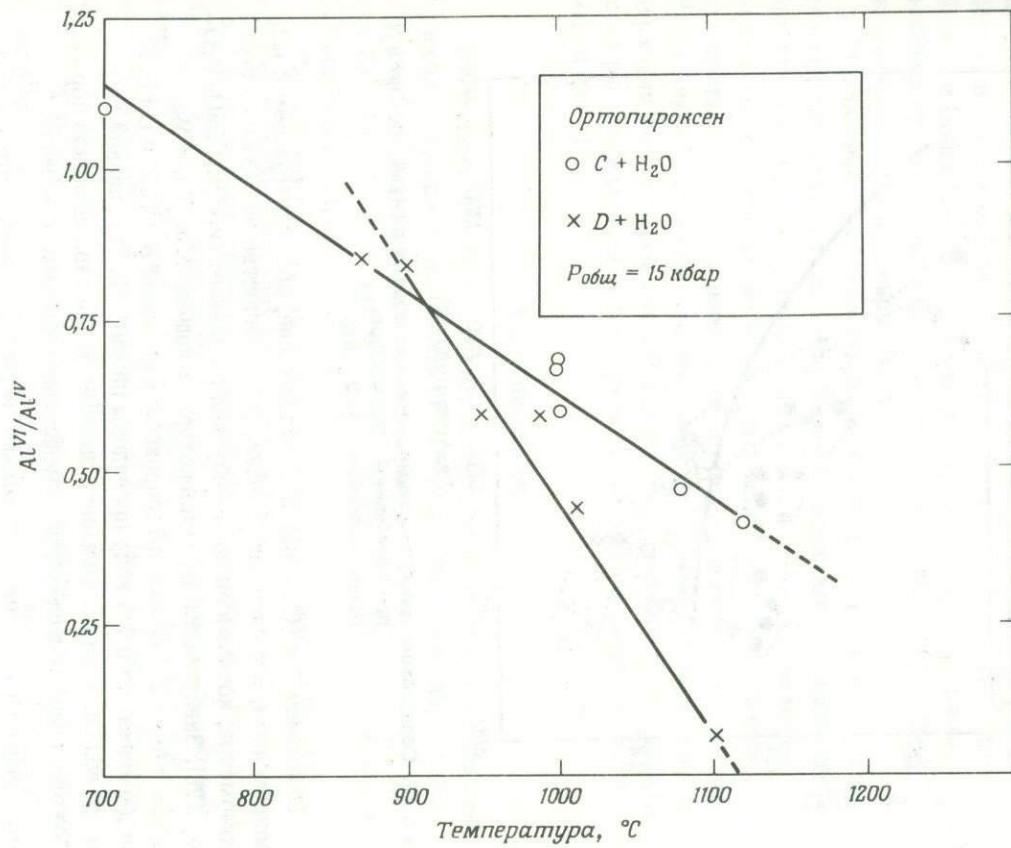
Породы (A, B, C, D) + H_2O , общее давление 7,5–30 кбар.

Как и в оливине, в ортопироксенах с повышением температуры увеличивается отношение $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$; характерна также прямая зависимость этого отношения в исходном составе и в кристаллизующемся ортопироксene (фиг. 15). По мере повышения температуры в ортопироксene увеличивается содержание глиноzemа. Как и предполагалось, отношение алюминия в шестерной координации к алюминию в четверной координации ($A1^{VI}/A1^{IV}$) уменьшается при повышении температуры и увеличивается при повышении давления (фиг. 16А и 16Б, табл. 2). С появлением первых кристаллов граната наблюдается некоторое падение глиноzemистости пироксенов.

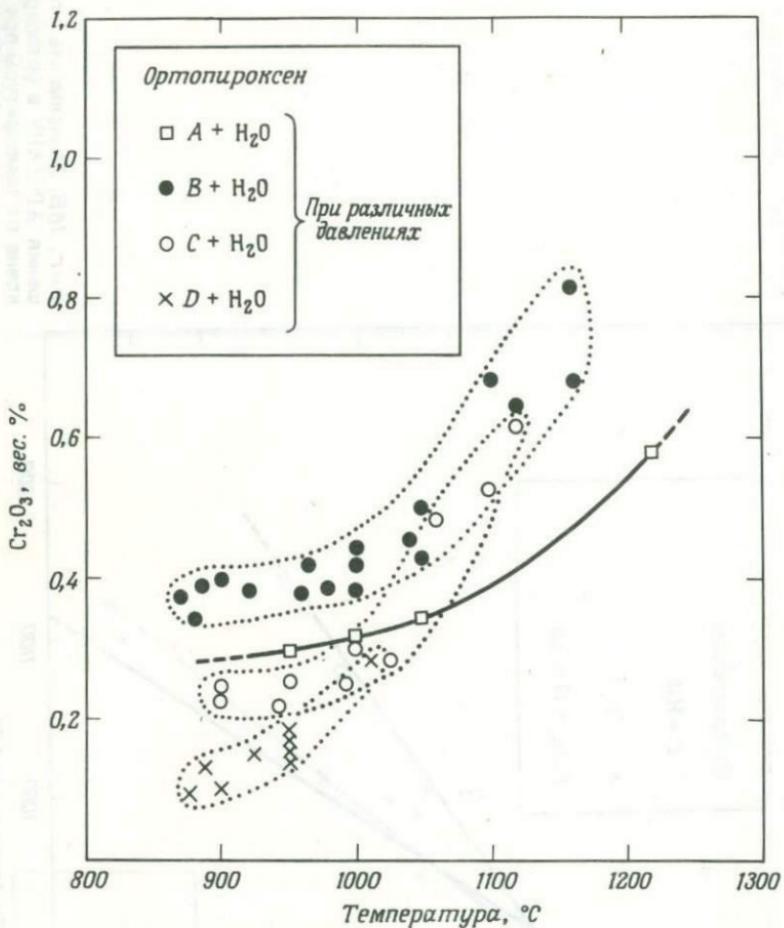
С ростом температуры постепенно увеличивается содержание Cr в ортопироксенах (фиг. 17). Увеличение концентрации Cr в ортопироксенах при повышении температуры установили также Кусиро и др. [Kushiro et al., 1972] в экспериментах с сухим перидотитом в области субликвидуса.



Фиг. 16А. Зависимость отношения $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ в ортопироксене от давления



Фиг. 16Б. Зависимость отношения $\text{Al}^{VI}/\text{Al}^{IV}$ в ортопироксene от температуры при общем давлении 15 кбар.



Фиг. 17. Содержание хрома в ортопироксенах из опытов с (A, B, C, D) + H_2O при переменной температуре.
Общее давление 7,5–30 кбар.

Отношение $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ в ортопироксене, существующем с клинопироксеном, использовано Бойдом [17] в качестве возможного геотермометра, который он прокалибрал по данным системы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2$ [26]. Зависимость от температуры отношений $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ и $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \Sigma \text{Fe})$ для ортопироксенов из пород $B + \text{H}_2\text{O}$ и $C + \text{H}_2\text{O}$ при давлениях 15 и 7,5 кбар приведены на фиг. 18. При данной температуре величины этих отношений зависят от состава исходной породы, и оба отношения увеличиваются с уменьшением давления. Изменение f_{H_2} может влиять на ΣFe , хотя этот эффект, вероятно, пренебрежимо мал.

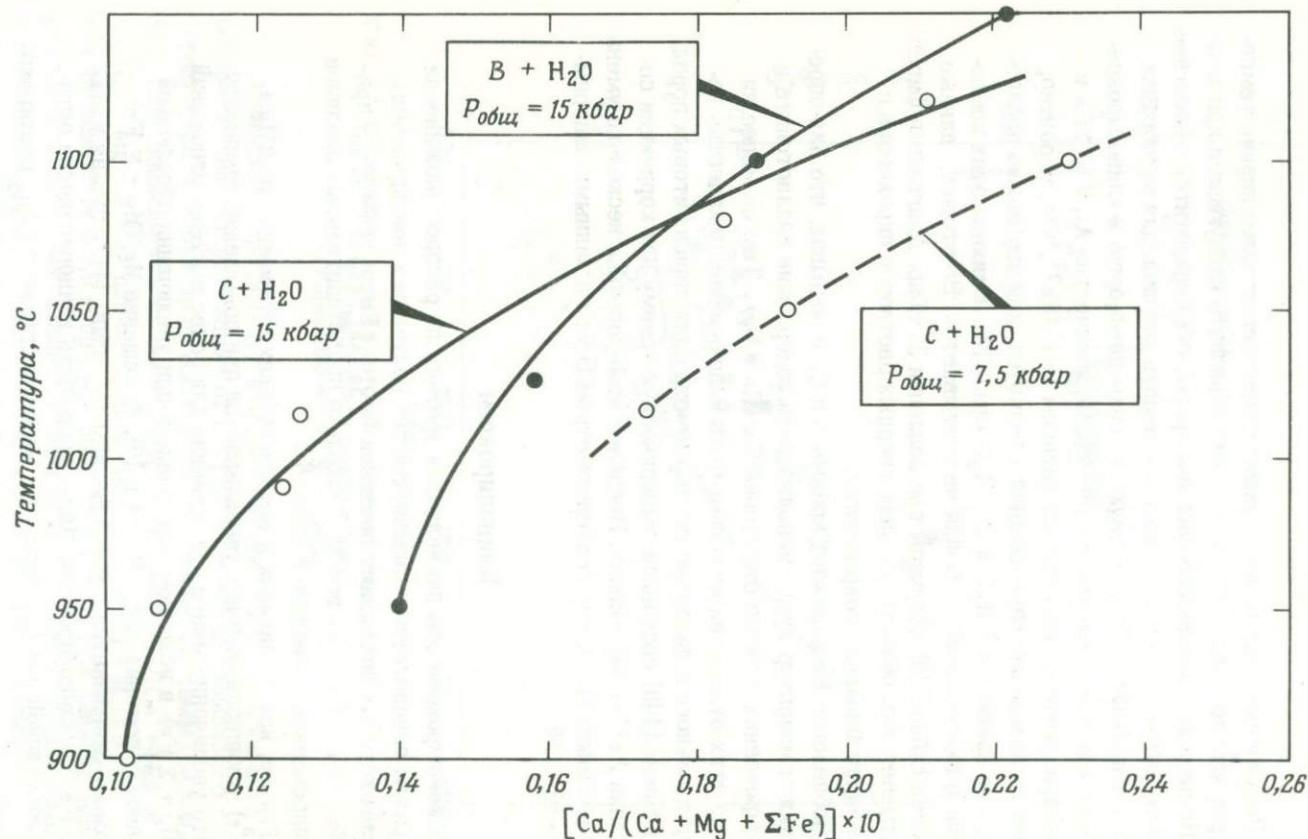
Полученные данные показывают существенно более низкие температуры, чем по Бойду [17], что можно объяснить следующими причинами. Во-первых, химические составы природных перидотитов существенно отличаются от составов, которые использовались для калибровки термометра Бойда. Существующие природные орто- и клинопироксены содержат значительные и переменные количества Al, Cr, ΣFe и характеризуются различным отношением Fe^{3+}/Fe^{2+} , что, вероятно, влияет на положение пироксенового сольвуса, как это можно предполагать по кривым $B + H_2O$ и $C + H_2O$ (фиг. 18). Влияние этих компонентов в геотермометре Бойда не учитывается. Во-вторых, данные Девиса и Бойда [26] получены при давлении 30 кбар. Диаграмма фиг. 18 показывает, что область распада твердых растворов пироксенов с понижением давления сокращается.

Добавление Fe сближает кривые B и C , показывая, что для определения температур лучше использовать содержание волластонита в ортопироксенах, нежели отношение $Ca/(Ca + Mg)$. Тем не менее ни одно из этих отношений не может быть использовано в качестве нечувствительного к давлению геотермометра для перидотитовых пород. Буд и Банно [140] составили эмпирическую схему для коррекции содержания Fe^{2+} в пироксенах. Введение этой поправки несколько уменьшает расхождения между геотермометром Бойда и данными диаграммы на фиг. 18.

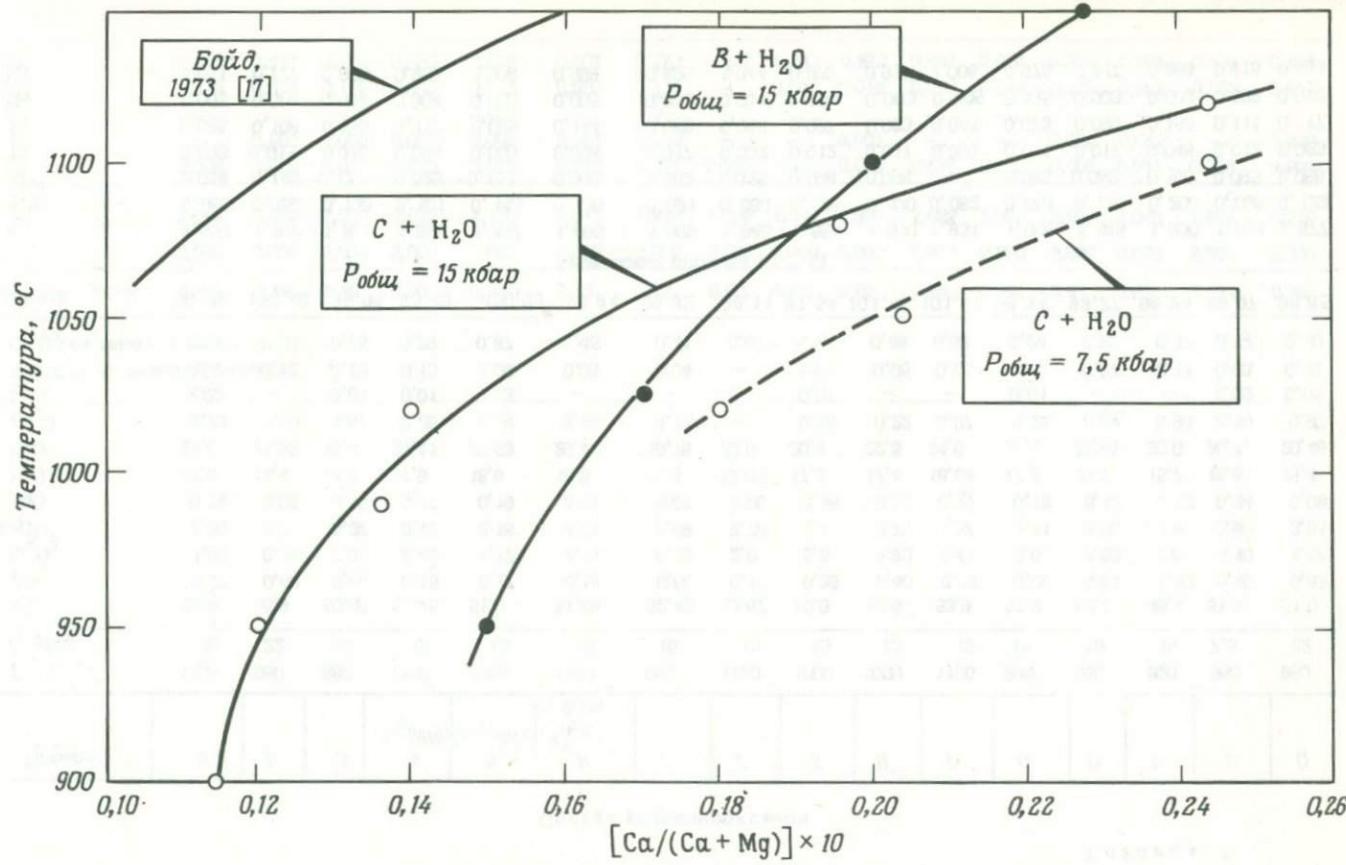
Клинопироксен

Клинопироксен обычно является третьим по распространенности минералом перидотитов. В наших опытах получены клинопироксены, составы которых покрывают диапазон $Wo_{39-48}En_{46-57}Fs_{3-10}$, причем $Wo + En + Fs > 81$ вес. %. Несколько представительных анализов клинопироксенов приведено в табл. 6.

Так же, как в оливинах и ортопироксенах, отношение $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ в клинопироксенах увеличивается при повышении температуры. Это увеличение менее существенно для более высоких отношений $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ в исходном материале и при увеличении абсолютной величины отношения (фиг. 10, 14 и 19). Отношение $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ несколько уменьшается с уменьшением f_{H_2} (фиг. 11), отражая вхождение Fe^{3+} в клинопироксен. Магнезиальность клинопироксена остается постоянной при f_{H_2} между f_{H_2} железовюститового и f_{H_2} вюстит-магнетитового буферов, показывая, что при таких низких фугитивностях кислоро-



Фиг. 18А. Зависимость отношения $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \Sigma \text{Fe})$ от температуры в ортопироксene, сосуществующем с клинопироксеном, в породах $(B, C) + \text{H}_2\text{O}$.



Фиг. 18Б. Сопоставление температурной зависимости отношения $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ в ортопироксенах, сопутствующих клинопироксенам, в породах $(B, C) + \text{H}_2\text{O}$ с кривой Бойда [17].

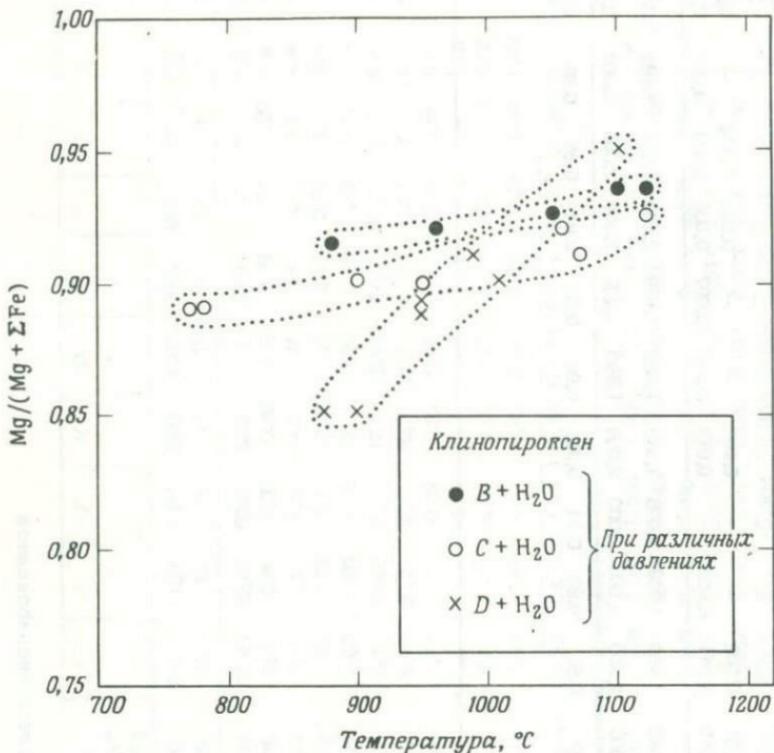
Таблица 6

Состав клинопироксено

Порода	B	B	B	B ($f_{H_2}(MH)$)	B ($f_{H_2}(MH)$)	$(X_{H_2O}^B = 0,75)$	C	C	F	H	D	D	D	D	D	D	
T, °C	1120	950	880	1100	1050	1100	900	1120	1000	1000	1100	990	950	820	950	950	
P, кбар	25	22	30	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	7,5	22
SiO ₂	52,9	50,9	50,80	51,16	51,0	51,98	52,43	52,67	50,0	52,6	53,9	51,9	50,7	48,4	51,9	51,0	
TiO ₂	0,07	0,60	0,60	0,18	0,27	0,18	0,68	0,10	0,39	0,40	0,19	0,39	0,61	1,50	0,46	0,83	
Al ₂ O ₃	1,80	6,96	7,00	2,89	4,12	4,18	6,13	2,0	5,5	4,93	1,47	3,6	4,53	6,9	4,40	4,87	
FeO ¹⁾	2,80	3,6	3,37	3,80	2,16	4,72	2,99	2,79	3,1	2,76	1,37	2,41	3,00	4,9	3,80	3,81	
MnO	0,14	0,08	0,16	0,17	0,19	0,21	0,07	0,06	0,16	0,12	0,20	0,18	0,12	0,10	0,34	0,08	
MgO	18,6	14,4	14,7	17,9	18,6	18,3	19,02	17,5	17,4	18,88	17,8	16,7	15,7	16,8	16,4		
CaO	21,6	21,52	19,6	21,11	22,53	20,4	19,76	20,8	20,4	22,5	24,6	21,6	22,91	20,0	20,7	20,48	
Na ₂ O	0,29	1,60	1,87	0,26	0,19	0,46	1,71	—	0,48	0,22	0,07	0,21	0,40	0,96	0,50	0,97	
K ₂ O	0,02	—	0,01	0,01	0,03	—	—	—	0,01	—	—	0,01	—	—	0,02	0,01	
NiO	0,03	0,12	0,10	0,13	0,09	0,06	0,04	—	n.a.	0,05	0,05	—	0,07	0,11	0,03	0,10	
Cr ₂ O ₃	1,14	0,70	0,75	0,79	0,87	0,45	0,41	0,67	n.a.	0,48	0,68	0,24	0,23	0,37	0,32	0,30	
Сумма	99,39	100,48	98,96	98,40	100,05	99,94	99,32	98,11	97,54	101,46	101,41	98,34	99,27	98,94	99,07	98,85	
Химическая формула ($O = 6$)																	
Si	1,937	1,848	1,862	1,899	1,857	1,865	1,909	1,940	1,855	1,900	1,931	1,909	1,865	1,800	1,904	1,877	
Al ^{IV}	0,063	0,152	0,138	0,101	0,143	0,135	0,091	0,060	0,145	0,100	0,062	0,091	0,135	0,200	0,096	0,123	
Al ^{VII}	0,014	0,145	0,171	0,025	0,133	0,045	0,162	0,025	0,098	0,068	—	0,063	0,052	0,100	0,093	0,088	
Ti	0,003	0,015	0,016	0,004	0,006	0,004	0,017	0,002	0,012	0,011	0,003	0,011	0,017	0,048	0,012	0,023	
Fe	0,085	0,108	0,103	0,117	0,065	0,144	0,088	0,085	0,097	0,083	0,041	0,073	0,090	0,153	0,111	0,117	
Mn	0,003	0,002	0,004	0,004	0,005	0,005	0,002	0,001	0,004	0,003	0,005	0,005	0,003	0,002	0,009	0,002	
Mg	1,011	0,777	0,803	0,988	1,008	0,999	0,825	1,044	0,970	0,937	1,008	0,975	0,917	0,866	0,915	0,903	
Ca	0,846	0,837	0,770	0,839	0,878	0,801	0,773	0,822	0,811	0,872	0,944	0,851	0,903	0,795	0,812	0,808	
Na	0,019	0,114	0,133	0,019	0,013	0,032	0,116	—	0,034	0,015	0,003	0,014	0,029	0,068	0,032	0,067	
K	—	—	—	—	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Ni	—	0,003	0,002	0,003	0,002	0,001	0,002	—	—	0,001	—	—	0,002	0,002	—	0,002	
Cr	0,038	0,020	0,022	0,023	0,025	0,012	0,011	0,020	—	0,013	0,018	0,007	0,006	0,011	0,008	0,009	
$\sum X$	2,019	2,021	2,024	0,022	2,136	2,043	1,996	1,999	2,026	1,993	2,022	1,999	2,019	2,045	1,992	2,019	
$\sum Y$	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,993	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
$\sum Z$	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
Mg/(Mg + $\sum Fe$)	0,93	0,89	0,89	0,90	0,93	0,87	0,90	0,93	0,91	0,92	0,96	0,93	0,91	0,85	0,89	0,89	

¹⁾ Все железо в виде FeO.

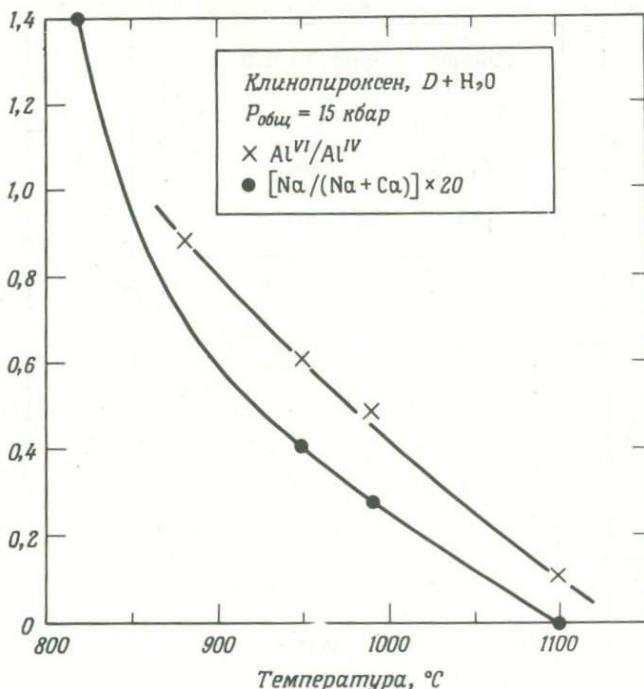
n.a. — не анализировалось.



Фиг. 19. Изменение отношения $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ в клинопироксene в зависимости от температуры.
Общее давление 7,5–30 кбар.

да Fe^{3+} в ощутимых количествах не входит в структуру клинопироксена. Общая глиноzemистость клинопироксенов, а также отношения Al^{VI}/Al^{IV} и $Na/((Na + Ca))$ в них с повышением температуры уменьшаются (фиг. 20А). Это указывает на более существенную роль молекулы Чермака по сравнению с жадеитовым миналом при высоких температурах. Содержание жадеитового компонента увеличивается с повышением давления (фиг. 20Б). Во всех опытах $Al_{cpx} > Al_{o_{px}}$, что согласуется как с результатами предыдущих экспериментов с подобными составами [30], так и с данными по природным пироксенитам и перидотитам [29, 79, 80].

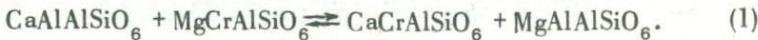
Содержание Cr, как и в ортопироксene (фиг. 17), с ростом температуры существенно повышается (фиг. 21), что согласуется с данными, полученными и при плавлении сухого перидотита [Kushiro et al., 1972]. Обнаружено, что содержание Cr не зависит от общего давления.



Фиг. 20A. Температурная зависимость отношений Al^{VI}/Al^{IV} и Na/(Na+Ca) в клинопироксene при общем давлении 15 кбар.

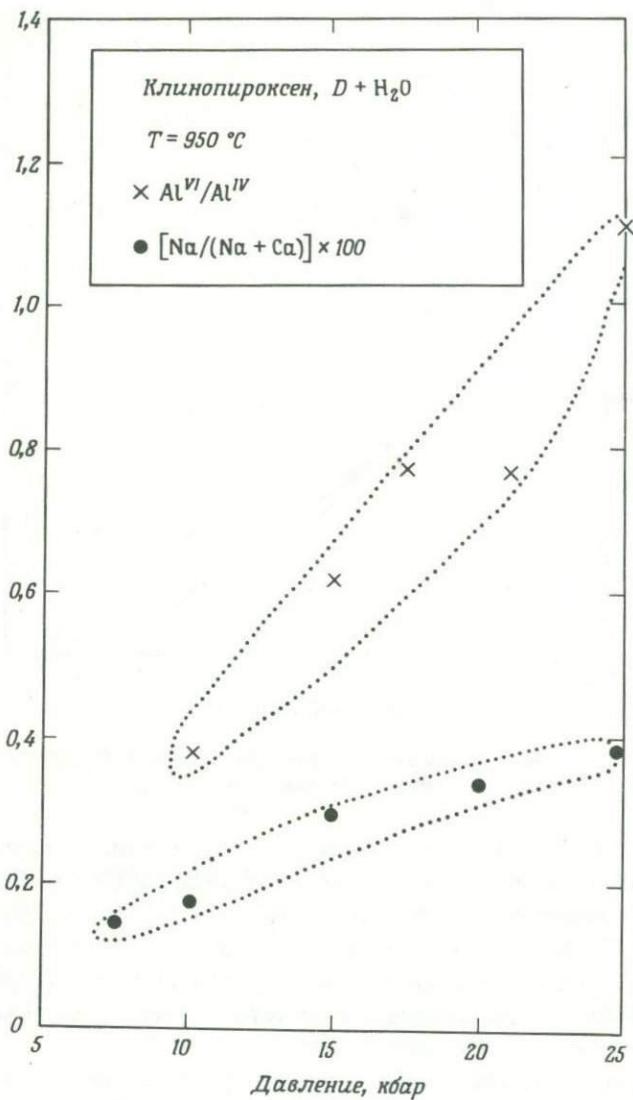
Таким образом, можно было бы ожидать положительную корреляцию между отношением Mg/(Mg + Σ Fe) и содержанием Cr как в орто-, так и в клинопироксенах. Однако при $f_{\text{H}_2} < f_{\text{H}_2} (\text{NNO})$ зависимость $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ для клинопироксенов от f_{H_2} существеннее, чем для ортопироксенов. Следовательно, корреляция между Mg/(Mg + Σ Fe) и Cr в ортопироксенах природных перidotитов должна давать меньший разброс, нежели в клинопироксенах.

Теоретически для целей геотермометрии природных перidotитов можно использовать обменную реакцию



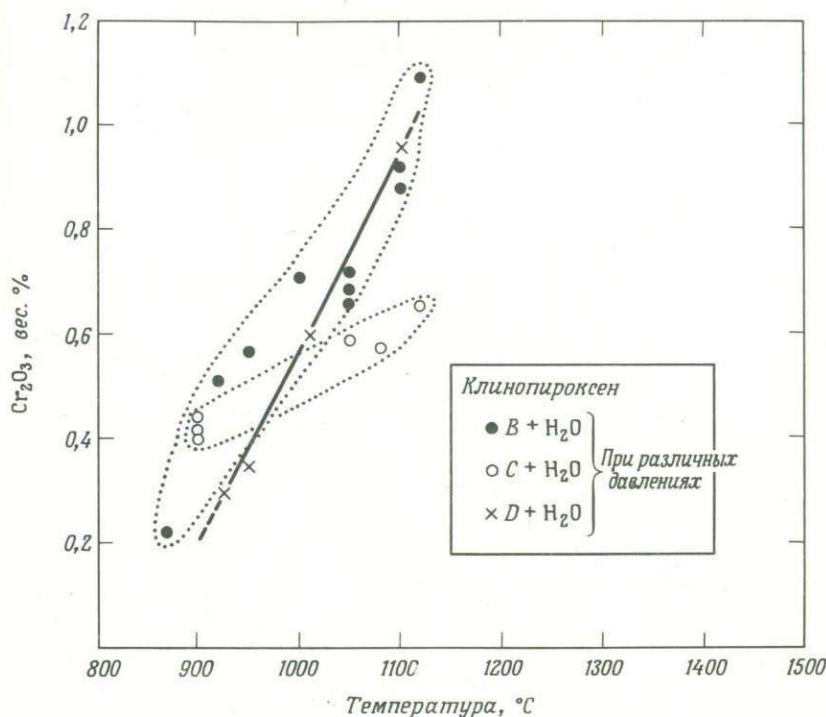
Принимая идеальное смешение,

$$K = (X_{\text{Al}^{\text{VI}}}/X_{\text{Cr}})^{\text{опx}} / (X_{\text{Al}^{\text{VI}}}/X_{\text{Cr}})^{\text{cpx}}. \quad (2)$$



Фиг. 20Б. Изменение отношений $\text{Al}^{VI}/\text{Al}^{IV}$ и $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$ в клинопироксенах при $950 \text{ } ^\circ\text{C}$ в зависимости от давления.

Поскольку ионные радиусы Al^{3+} и Cr^{3+} в шестерной координации равны соответственно $0,52$ и $0,51 \text{ \AA}$ [1], ΔV обменной реакции (1) невелик. Кривая на фиг. 22 рассчитана при допущении, что $\text{Al}^{VI} = \sum \text{Al}/2$,



Фиг. 21. Зависимость содержания Cr_2O_3 в клинопироксene от температуры.

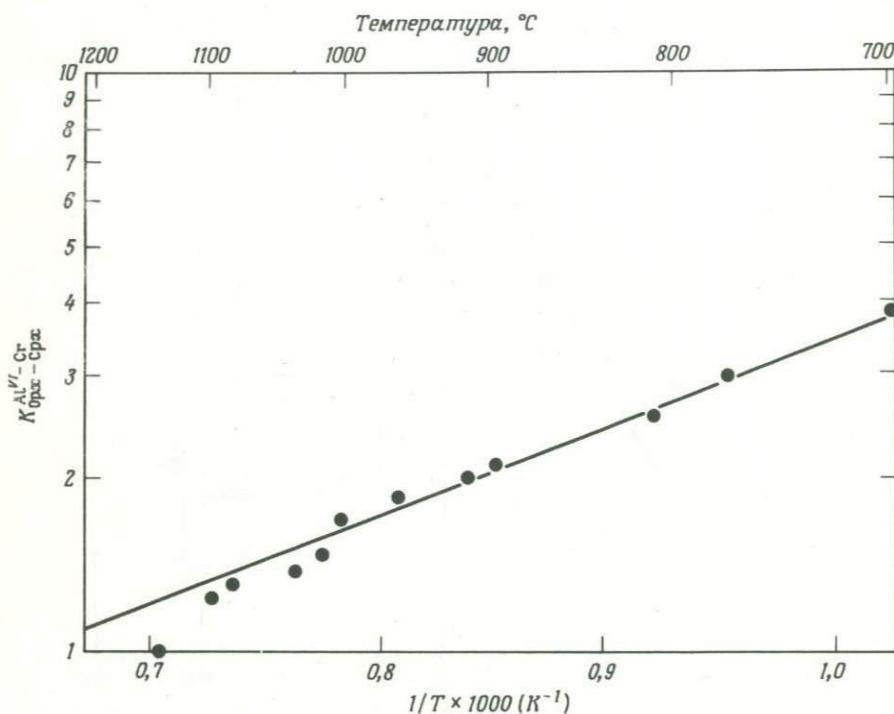
так как небольшие ошибки при определении SiO_2 приводят к большим вариациям отношения $\text{Al}^{VI}/\text{Al}^{IV}$ и соответственно Al^{VI}/Cr .

Каждая точка на графике получена усреднением всех анализов орто- и клинопироксена конкретного опыта. На фиг. 22 нанесены данные по всем составам и линия на диаграмме представляет результат линейной регрессии всех точек.

Амфибол

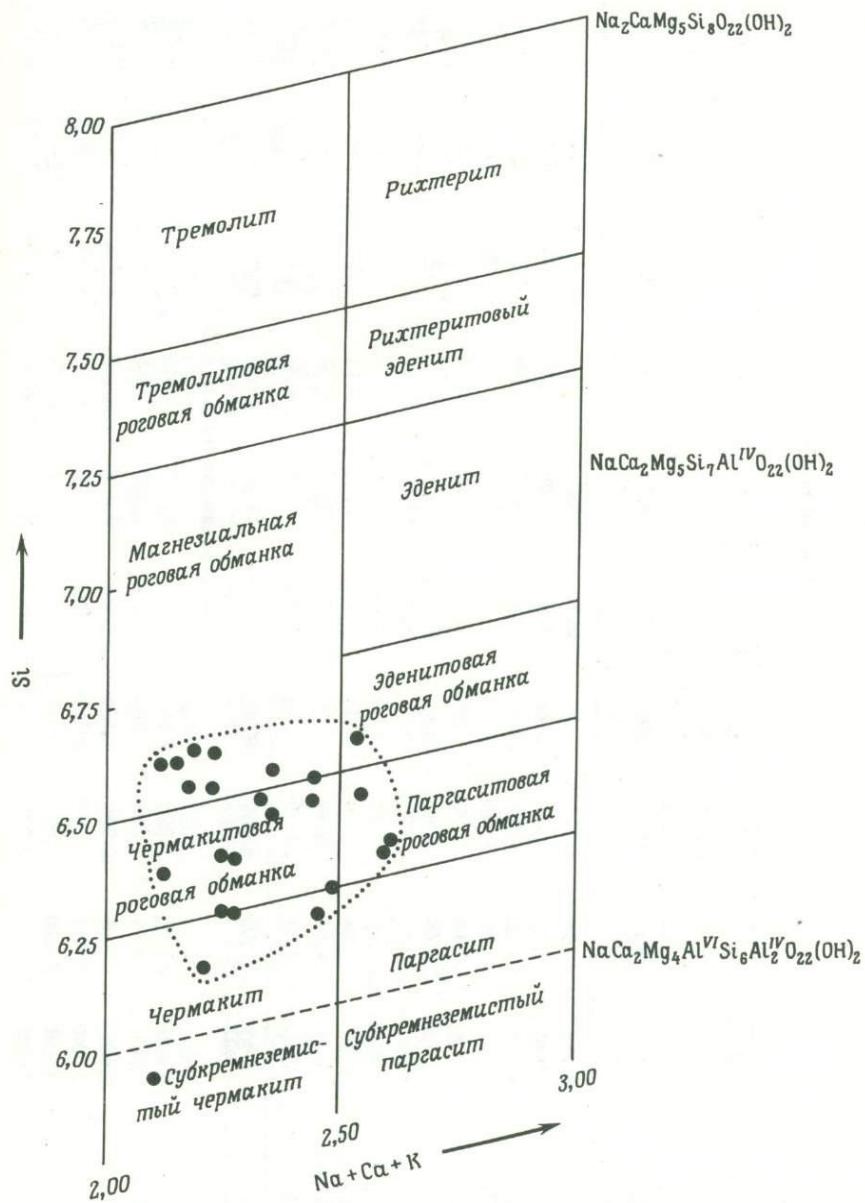
Амфибол присутствует в водосодержащих перidotитовых составах в широком интервале температур и давлений (фиг. 4). Пределы его стабильности (как установлено и для других пород [48, 63, 2]) зависят от общего состава породы, $f_{\text{H}_2\text{O}}$ и f_{H_2} .

При частичном плавлении перidotита в условиях $f_{\text{H}_2\text{O}}(\text{NNO})$ и $X_{\text{H}_2\text{O}}^V \approx 1$ образуются существенно кальциевые амфиболовы, поэтому



Фиг. 22. Пироксеновый термометр: температурная зависимость изменения $K_{Al^{VI}/Cr}$ обменной реакции $CaAlAlSiO_6 + MgCrAlSiO_6 \rightleftharpoons CaCrAlSiO_6 + MgAlAlSiO_6$. Уравнение кривой $\ln K = \frac{1000}{T} 4,0910 \pm 0,2603 - 2,7898 \pm 0,2173$, которое решается относительно T ($^{\circ}K$): $T = \frac{4091,0}{\ln K + 2,7898}$, где статистическая неопределенность в $T(100 S_T/T)$ составляет приблизительно 8%.

для их классификации можно использовать схему, предложенную Ликом [93] (фиг. 23). Несколько типичных анализов амфиболов показаны в табл. 7. Составы амфиболов в опытах с перидотитами + H_2O при f_{H_2} (NNO) промежуточные между магнезиальной паргаситовой и чернокитовой роговой обманкой, что отличает их от амфиболов, образующихся из базальтовых пород в присутствии H_2O [67, 2] при высоких температурах и давлениях, которые представлены паргаситами с низким отношением $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$. Амфиболы, образованные в присутствии водноуглекислого флюида при f_{H_2} (MH) отличаются более низкими значениями отношения $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ и содержаниями кремнезема (табл. 7). Это обусловлено меньшей степенью плавления в условиях



Фиг. 23. Классификация амфиболов по Лику [93].

Таблица 7

Состав амфиболов

Порода	<i>B</i>	<i>B</i>	$(X_{H_2O}^V = 0,75)$	$(X_{H_2O}^V = 0,75)$	<i>D</i>	<i>D</i>	<i>D</i>	<i>D</i>	<i>D</i>	<i>D</i>	<i>F</i>
<i>T, °C</i>	1050	890	910	950	820	900	980	1100	950	950	1000
<i>P, кбар</i>	15	10	15	15	15	15	15	15	7,5	20	15
SiO ₂	46,15	47,95	43,0	43,2	44,7	45,3	44,5	45,1	46,1	44,0	43,89
TiO ₂	0,89	0,66	0,47	0,45	0,99	1,00	1,20	1,35	0,60	1,31	0,86
Al ₂ O ₃	13,37	12,05	12,82	11,1	13,5	12,26	11,80	14,1	11,9	13,5	15,9
FeO ¹⁾	2,67	3,38	5,48	5,5	7,4	5,8	5,6	2,86	4,16	4,28	2,71
MnO	0,06	0,14	0,14	0,08	0,02	0,10	0,07	0,16	0,16	0,13	0,19
MgO	20,13	19,78	18,04	22,4	18,1	17,4	18,6	17,5	18,7	19,6	19,10
CaO	12,03	10,84	12,70	11,7	10,9	11,5	12,9	15,4	11,9	11,54	11,43
Na ₂ O	1,38	1,82	2,00	1,60	2,60	2,34	2,00	1,20	1,21	2,40	2,00
K ₂ O	0,05	0,04	0,04	0,06	0,32	0,13	0,11	0,04	—	0,13	0,95
NiO	0,07	0,17	0,06	0,25	0,12	0,12	0,09	—	—	0,08	н.а.
Cr ₂ O ₃	0,40	0,69	0,20	0,28	0,05	0,28	0,22	0,14	0,18	0,32	н.а.
Сумма	97,20	97,52	94,95	96,62	98,70	96,23	97,09	97,85	95,21	97,29	97,03
Химическая формула (0 = 23)											
Si	6,416	6,687	6,320	6,250	6,360	6,530	6,445	6,337	6,641	6,250	6,194
Al ^{IV}	1,584	1,313	1,680	1,750	1,640	1,470	1,555	1,663	1,359	1,750	1,806
Al ^{VII}	0,606	0,618	0,530	0,135	0,292	0,605	0,461	0,672	0,648	0,850	0,844
Ti	0,089	0,063	0,052	0,046	0,098	0,106	0,131	0,138	0,098	0,132	0,091
Fe	0,308	0,391	0,673	0,662	0,943	0,689	0,678	0,334	0,495	0,500	0,319
Mn	0,005	0,012	0,017	0,009	—	0,009	0,009	0,012	0,012	0,012	0,020
Mg	4,171	4,106	3,949	4,832	3,830	3,731	3,799	3,663	3,973	4,152	4,015
Ca	1,790	1,613	1,841	1,715	1,668	1,768	2,002	2,317	1,817	1,599	1,726
Na	0,439	0,489	0,578	0,432	0,443	0,646	0,558	0,328	0,334	0,632	0,542
K	0,008	—	—	0,008	0,058	0,021	0,018	—	—	0,017	0,170
Ni	0,005	0,012	0,001	0,025	0,012	0,010	0,003	—	—	0,006	—
Cr	0,041	0,075	0,022	0,030	—	0,029	0,033	0,012	0,012	0,029	—
ΣX	2,462	2,379	2,663	2,894	2,344	2,614	2,692	2,476	2,389	2,929	2,727
ΣY	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
ΣZ	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Mg/(Mg + Fe)	0,93	0,91	0,85	0,88	0,80	0,85	0,86	0,92	0,91	0,89	0,93

¹⁾ Все железо в виде FeO.

н.а. — не анализировалось

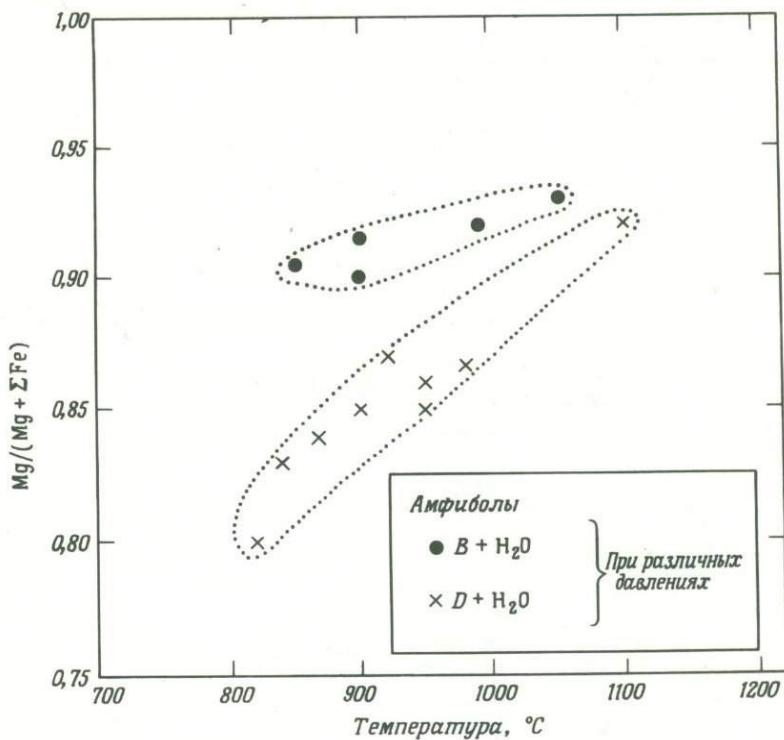
$f_{\text{H}_2\text{O}} < F_{\text{H}_2\text{O}}^0$ и повышенными отношениями $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ при низких значениях f_{H_2} .

При $X_{\text{H}_2\text{O}}^V \approx \frac{1}{2} [f_{\text{H}_2}(\text{NNO})]$ отношение $\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma \text{Fe})$ в амфибалах исколько выше, чем в оливине, орто- и клинопироксенах, тогда как при $X_{\text{H}_2\text{O}}^V \ll \frac{1}{2} [f_{\text{H}_2}(\text{MH})]$ оно существенно ниже, чем в перечисленных минералах, что связано главным образом с окислением части Fe^{2+} . Повышенное отношение Y^{3+}/Si при низких f_{H_2} может также объяснить, почему в этих условиях амфиболовы менее кремнеземистые, чем те, которые образовались в более восстановительных условиях. Подобным же образом объясняют, почему в экспериментах при высоких давлениях с базальтовыми составами амфиболовы представлены паргаситом, а не паргаситовыми роговыми обманками $[(\text{Y}^{3+}/\text{Si}_{\text{базальт}}) > (\text{Y}^{3+}/\text{Si}_{\text{перидотит}})]$.

В смесях (*F*, *G*, *H*) + H_2O (состав *C* + синтетический флогопит) амфиболовы, кристаллизующиеся выше температур солидуса, содержат значительно больше K_2O (< 1 вес. %, табл. 7) по сравнению с амфиболовами из перидотитов без добавок флогопита. Величина ~ 1 вес. %, по-видимому, является верхним пределом для таких амфиболов высокого давления.

Амфиболовы базальтовых пород, составы которых приведены Холлоуэйем и Бернемом [67], Алленом и Беттчером [3], были получены при тех же f_{H_2} , что и в экспериментах с перидотитами + H_2O , поэтому возможно непосредственное сравнение отношения $\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma \text{Fe})$ в амфибалах обоих типов пород. В базальтовых породах, как и предполагалось, амфиболовы более железистые, чем в перидотитах, поскольку отношение $\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma \text{Fe})$ в базальтах существенно ниже, чем в перидотитах (0,48–0,67 против 0,85–0,90). Наблюдается явная зависимость составов амфиболов от состава породы в пределах изученных перидотитовых составов. Амфиболовы перидотитов становятся более магнезиальными с повышением температуры (фиг. 24) и, по-видимому, с понижением давления, напоминая в этом отношении ортопироксены и оливины (фиг. 10, 15, табл. 4 и 5). Влияние давления можно проследить только на составе *D* + H_2O , в котором амфиболовы сосуществуют с гранатом в широком интервале давлений и с ростом давления Mg перераспределяются в гранат.

Повышение температуры, как показывает фиг. 25, увеличивает в амфибалах роль чермакитовой молекулы, а повышение давления — паргаситовой составляющей. В этом отношении амфиболовы сходны с клинопироксенами (фиг. 20), но в отличие от пироксенов содержание Cr

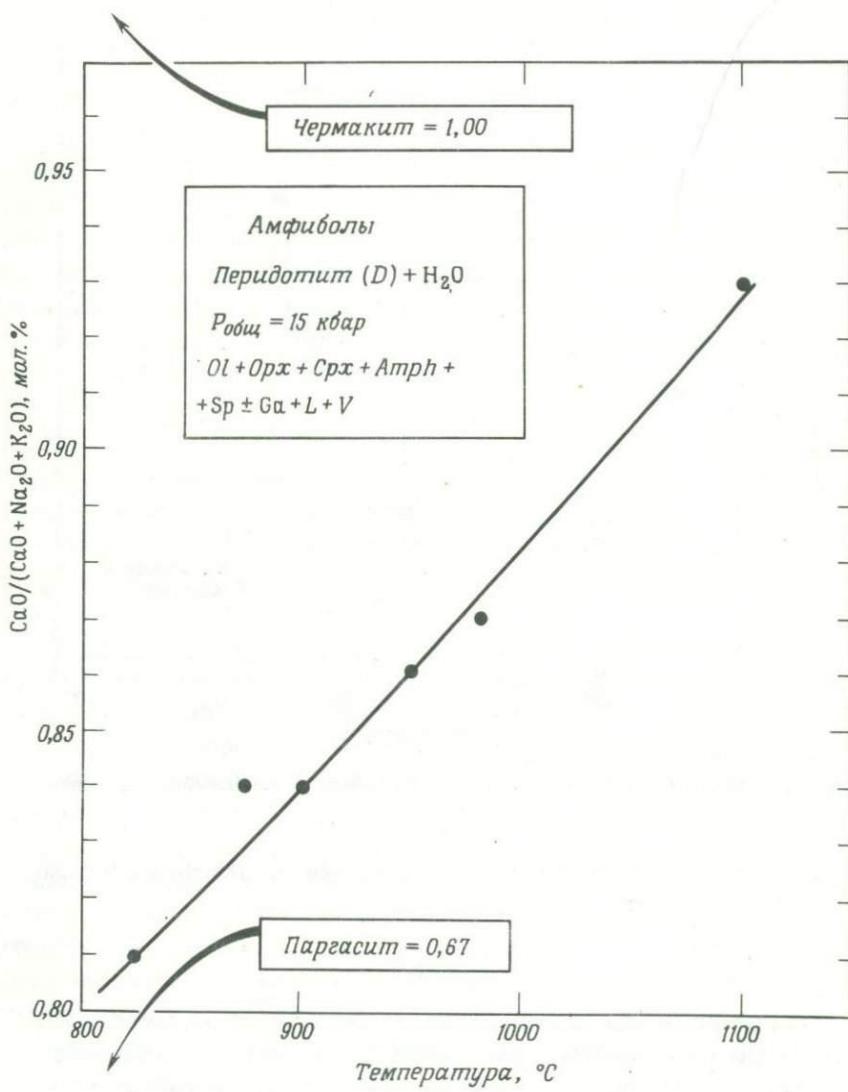


Фиг. 24. Отношение $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ в амфиболе в зависимости от температуры.

в зависимости от температуры и давления не обнаруживает ясной закономерности.

Шпинель

В ультраосновных породах шпинель часто рассматривается как концентриатор Cr, поэтому геохимическое поведение этого элемента в шпинелях может быть чрезвычайно важным для определения условий происхождения таких пород [74, 31]. Также предполагается, что шпинелевые перидотиты представляют собой ассоциации низкого давления, тогда как гранатовые перидотиты – ассоциации высокого давления в верхней мантии. В наших опытах шпинель полностью отсутствует в составе A, хотя при высоких давлениях кристаллизуется гранат (фиг. 1, табл. 2). Во всех остальных составах [$f_{H_2}(NNO)$] шпинель



Фиг. 25. Содержание паргасита в амфиболе в зависимости от температуры.

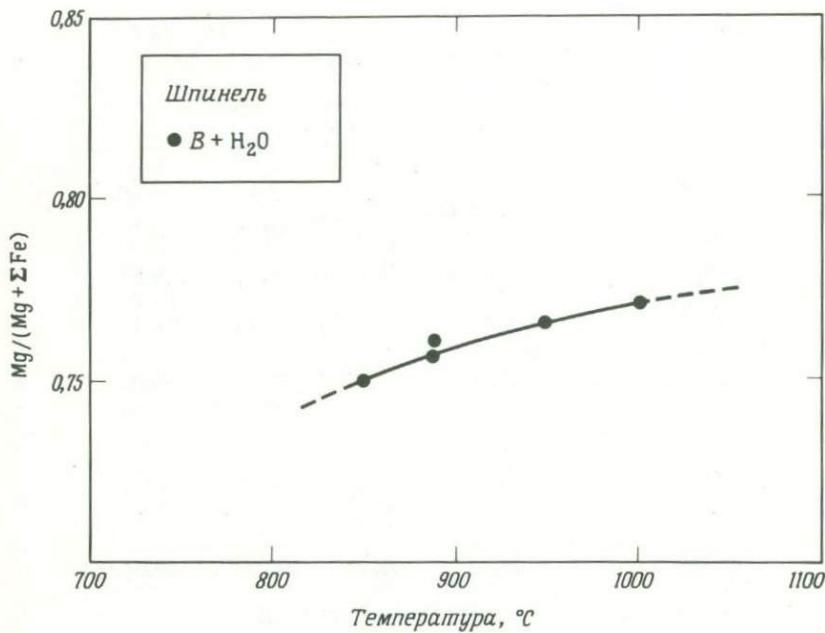
встречается в виде очень мелких октаэдров зеленовато-коричневого цвета. При высоких давлениях она сосуществует с гранатом. Кристаллы шпинели непрозрачны и, вероятно, обогащены магнетитовой составляющей в присутствии как водноуглекислого [$f_{H_2}(MH)$], так и существенно водного флюида при этом же буфере. Использование

Таблица 8
Состав шпинелей

Порода	<i>B</i>	<i>B</i>	<i>B</i>	<i>B</i>
<i>T</i> , °C	850	890	920	900
<i>P</i> , кбар	10	10	20	15
SiO ₂	0,61	0,19	0,10	0,06
TiO ₂	0,21	0,21	0,24	0,36
Al ₂ O ₃	55,5	57,44	57,40	60,7
FeO ¹⁾	11,6	11,74	11,43	16,1
MnO	0,21	0,15	0,16	0,13
MgO	20,00	21,25	21,31	20,00
CaO	0,04	0,02	0,02	0,04
Na ₂ O	—	0,02	—	—
K ₂ O	0,01	—	—	—
NiO	0,35	0,49	0,47	0,37
Cr ₂ O ₃	9,1	8,85	9,46	2,89
Сумма	97,63	100,36	100,59	100,65
Химическая формула (<i>O</i> = 32)				
Si	0,123	0,096	0,016	—
Al	13,899	13,989	13,888	14,752
Ti	0,031	0,008	0,038	0,048
Fe	2,064	2,024	2,000	2,760
Mn	0,031	0,021	0,021	0,016
Mg	6,335	6,539	6,517	6,136
Ca	0,005	—	—	—
Na	—	0,003	—	—
K	—	—	—	—
Ni	0,056	0,075	0,069	0,056
Cr	1,528	1,440	1,531	0,464
$\Sigma X \}$	8,072	8,195	8,080	8,232
ΣY				
ΣZ	16,000	16,000	16,000	16,000
Mg/(Mg + Σ Fe)	0,75	0,76	0,77	0,69

¹⁾ Все железо в виде FeO.

открытых ампул при проведении опытов с магнетит-гематитовым буфером способствует некоторому загрязнению шихты магнетитом, поэтому мы не пытались анализировать шпинели из опытов с буферами. Хотя шпинель в существенно большей степени обогащена



Фиг. 26. Зависимость изменения $Mg / (Mg + \Sigma Fe)$ в шпинели от температуры в интервале давлений 7,5–30 кбар.

железом, чем силикатные фазы (табл. 8) (исключая гранат), тем не менее отчетливо выражено возрастание отношения $Mg / (Mg + \Sigma Fe)$ с повышением температуры (фиг. 26). Вероятно, что в шпинеле входит некоторое количество Fe^{3+} и отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} может меняться с температурой.

Так же как в экспериментах с простыми хромсодержащими системами [30, 31], $(Cr/Al)^{cp} > (Cr/Al)^{sp}$ и $(Cr/Al)^{sp}$ возрастает при повышении температуры, что приводит к положительной корреляции между $Mg / (Mg + \Sigma Fe)$ и Cr/Al .

Гранат

Поля стабильности граната для четырех перidotитовых составов показаны на фиг. 4. Представительные химические анализы приведены в табл. 9. Общее совпадение верхней границы по давлению стабильности амфибала и нижней границы граната свидетельствует о реакционных соотношениях этих двух минералов, что подтверждается также отрицательной корреляцией содержания Ca в существующих амфибалах и гранатах.

Таблица 9

Состав гранатов

Порода	B	B	B	D	D	D	D
T, °C	870	950	1050	900	820	950	950
P, кбар	20	30	22	15	15	22	15
SiO ₂	41,33	41,5	40,9	41,5	40,6	41,4	42,0
TiO ₂	0,93	0,46	0,59	0,22	0,27	0,59	0,25
Al ₂ O ₃	19,46	20,7	22,36	22,7	23,2	21,59	23,2
FeO ¹⁾	9,27	8,5	5,99	10,4	10,6	8,6	10,4
MnO	0,62	0,48	0,50	0,49	0,45	0,55	0,49
MgO	20,11	17,9	19,46	18,9	18,9	17,8	19,0
CaO	8,42	7,11	8,09	4,76	4,99	7,85	4,86
Na ₂ O	—	0,04	0,01	—	0,02	0,07	0,07
K ₂ O	—	0,01	—	—	—	—	—
NiO	0,13	0,18	—	—	—	—	0,05
Cr ₂ O ₃	0,56	2,61	1,71	0,34	0,38	1,08	0,38
Сумма	100,83	99,49	99,61	99,31	99,41	99,58	100,70
Химическая формула (0 = 24)							
Si	5,888	6,020	5,861	5,976	5,874	5,986	5,976
Al ^{IV}	0,112	—	0,139	0,024	0,126	0,014	0,024
Al ^{VII}	3,200	3,540	3,642	3,840	3,816	3,667	3,864
Ti	0,096	0,044	0,063	0,018	0,030	0,063	0,024
Fe	1,116	1,024	0,715	1,248	1,278	1,036	1,230
Mn	0,072	0,056	0,059	0,060	0,054	0,063	0,054
Mg	4,324	3,868	4,160	4,068	4,068	3,846	4,038
Ca	1,300	1,100	1,242	0,732	0,768	1,214	0,738
Na	—	0,008	—	—	—	0,017	0,012
K	—	—	—	—	—	—	—
Ni	0,012	0,016	—	—	—	—	—
Cr	0,064	0,296	0,193	0,036	0,042	0,123	0,042
Σ X	6,184	5,952	6,074	6,002	6,056	6,029	6,002
Σ Y	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Σ Z	6,000	6,020	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg/(Mg + Σ Fe)	0,79	0,79	0,85	0,77	0,76	0,79	0,77

¹⁾ Все железо в виде FeO.

При переменных температуре и давлении содержание главных петрогенных элементов в гранате обычно изменяется слабо. Если принять $\Sigma Fe = Fe^{2+}$, гранат в наших опытах на 99% состоит из

альмандин, пиропа и гроссуляра. Повышение давления увеличивает содержание пиропа. Концентрация Cr, так же как и в других перидотитовых минералах, увеличивается с повышением температуры (степени плавления) и, возможно, давления (табл. 9).

Слюдя

В продуктах опытов с породами (*A*, *B*, *C*, *D*) + H₂O слюда не обнаружена. Однако она появляется в тех случаях, когда к породе *C* до-

Таблица 10
Состав слюды

Порода	<i>G</i>
<i>T</i> , °C	1000
<i>P</i> , кбар	15
SiO ₂	39,70
TiO ₂	0,45
Al ₂ O ₃	17,4
FeO ¹⁾	2,3
MnO	0,03
MgO	24,5
CaO	0,03
Na ₂ O	0,37
K ₂ O	9,5
NiO	н. а.
Cr ₂ O ₃	н. а.
Сумма	94,28
Химическая формула (0 = 22)	
Si	5,602
Al ^{IV}	2,398
Al ^{VII}	0,496
Ti	0,045
Fe	0,273
Mn	0,025
Mg	5,142
Ca	—
Na	0,099
K	1,698
Ni	—
Cr	—
ΣX	1,778
ΣY	6,000
ΣZ	8,000
$Mg/(Mg + \Sigma Fe)$	0,95

1) Все железо в виде FeO.
н. а. — не анализировалось

бавлено некоторое количество калия в виде искусственного флогопита (составы F , G , H , табл. 3). Анализы слюд (табл. 10), которые мы считаем первичными, показали, что они представлены почти чистым флогопитом с небольшими примесями Na и Ca . Отсюда очевидно, что при частичном плавлении перidotита в водных условиях калий не полностью уходит в первые порции расплава, а распределяется между амфиболом, слюдой и жидкостью (табл. 7, 10, 13). Изменение летучести H_2O может влиять на распределение элементов, так как стабильность амфиболя и флогопита зависит от $f_{\text{H}_2\text{O}}$ (хотя мы не исследовали эту проблему).

Стекла

Определение составов жидкостей, образующихся при частичном плавлении различных химических систем, теоретически возможно тремя путями (при допущении, что не происходит растворения компонентов в сосуществующей паровой фазе). (1) В искусственных системах с известными исходным составом и фазовыми соотношениями состав частичного расплава определяется по диаграмме состояния. (2) Известные общий химический и модальный составы позволяют вычислить состав жидкости, если определены химические составы кристаллических фаз. (3) Прямой анализ закаленных жидкостей стекол.

Метод (1) неприемлем по отношению к природным породам. Метод (2) часто используется только потому, что, как многие считают [56], невозможно прямое определение состава частичного расплава из-за образования закалочных минералов [55]. Главным условием применимости этого метода является прецизионное определение химических и модальных составов. Поскольку этот метод часто предлагается как единственно возможный для определения состава водосодержащего частичного расплава перidotитов [52, 55, 112], нам представлялось необходимым определить, как влияет точность анализов кристаллических фаз на расчетный состав расплава. Для этих целей мы использовали данные опыта с $B + \text{H}_2\text{O}$ при 960°C и 7,5 кбар [$X_{\text{H}_2\text{O}}^V \approx 1$ и $f_{\text{H}_2}(\text{NNO})$]. Содержание компонента i в фазе a можно рассчитать из уравнения

$$i_a = \frac{i_{\text{пор}} - (i_b X + i_c Y + \dots)}{A}, \quad (3)$$

где A — мольная доля фазы a (при допущении, что весовые соотношения равны объемным), X , Y и т.д. — доли других фаз с концентрацией

Таблица 11

Влияние модального состава на содержание кремнезема в расплаве

	Оливин	Клинопироксен	Ортопироксен	Шпинель	Амфибол	Общий состав породы
SiO ₂	41,4	50,0	55,2	0,1	47,2	43,7
TiO ₂	—	0,6	0,2	0,2	0,7	0,2
Al ₂ O ₃	—	4,9	4,2	57,0	13,1	4,0
FeO ¹⁾	8,0	2,7	6,7	12,3	3,0	8,9
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	49,7	17,0	32,1	20,5	19,4	37,4
CaO	0,1	22,3	0,6	0,01	11,0	3,5
Na ₂ O	—	0,2	—	—	2,0	0,4
K ₂ O	—	0,02	—	0,01	0,03	0,01
NiO	0,15	0,20	0,3	0,5	0,2	0,2
Cr ₂ O ₃	0,04	0,50	0,3	9,0	1,0	0,4
Сумма	99,49	98,52	99,7	99,72	97,73	98,81
<i>Модальный состав</i>						
Оливин	80	75	75	80	79	80
Клинопироксен	3	3	8	3	3	3
Ортопироксен	5	10	5	8	6	5
Шпинель	2	2	2	2	2	1
Амфибол	5	5	5	2	5	5
Жидкость (стекло)	5	5	5	5	5	6
Расчетное содержание SiO ₂ в расплаве, вес. %	79,2	65,4	70,6	74,4	76,4	66,0

¹⁾ Все железо в виде FeO.

компонента $i = i_b, i_c$ и т.д. Для примера в качестве компонента i выбран SiO₂, а фаза a представляет собой расплав. Данные табл. 1 и 11 использовались для определения i_b, i_c и т.д. и $i_{\text{пор}}$. Затем мы произвольно выбрали шесть групп модальных составов, различия между которыми располагаются в пределах ошибок при проведении подсчета модальных количеств в обычных продуктах экспериментов, т.е. в условиях, когда одни зерна слишком мелкие (< 5 мкм), другие крупные (> 50 мкм), а некоторые фазы встречаются в небольших количествах (шпинель и закаленная жидкость) и трудно распознаются (особенно стекло). Рассчитанные содержания SiO₂ в жидкостях, соответствующих этим шести модальным составам, приведены в

последней строке табл. 11. Особое внимание следует обратить на колонки 1 и 6 модального состава, которые различаются лишь содержанием расплава (5 и 6% соответственно) и шпинели (2 и 1% соответственно). Относительное изменение содержания SiO_2 составляет 17%. Это убеждает авторов в том, что оценка модальной доли жидкости таким способом приводит к неопределенности в 50–75%.

Метод (2) часто применяется в экспериментальной петрологии [50, 52, 55, 58, 20, 21, 112], но, как показано в табл. 11, он заключает в себе значительные неопределенностии, поэтому для анализа закаленных жидкостей нами использовался метод (3). Объективные возражения против его применимости [54, 55] обсуждались выше, и было показано, что метод вполне приемлем.

Исследование закономерностей изменения состава жидкостей проводилось следующим образом. а) Образцы *A*, *B*, *C*, *D*, *F*, *G*, *H* были расплавлены в присутствии почти чистой воды ($X_{\text{H}_2\text{O}}^V \sim 1$) для изучения зависимости между *T*, *P*, валовым составом и составом жидкости. Если не оговорено особо, $f_{\text{H}_2\text{O}}$ обусловлена оснасткой ячейки и соответствует f_{H_2} никель-бунзенитового буфера. б) Зависимость состава жидкости от f_{H_2} была определена для образца *B* + H_2O . в) Порода *B* была исследована при условиях $f_{\text{H}_2\text{O}} < f_{\text{H}_2}^0$. В этих опытах всегда использовался магнетит-гематитовый буфер.

Частичное плавление водного перидотита при $X_{\text{H}_2\text{O}}^V \sim 1$ до температур по крайней мере на 200°C выше солидуса приводит к образованию высокоглиноземистой, кварцнормативной жидкости (табл. 12). Составы таких расплавов показаны на диаграмме (фиг. 27). Как можно видеть из фиг. 28, не отмечается четкой корреляции ни между $\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma \text{Fe})$ и содержанием SiO_2 (фиг. 28Б), ни между ΣFe и Mg (фиг. 28А), что согласуется с наблюдениями в известково-щелочных породах [19].

Следует отметить, что при плавлении в присутствии воды в отличие от базальтовых пород кварцнормативный характер частичного расплава сохраняется при температурах более высоких, чем верхний предел стабильности амфибола (фиг. 4, табл. 12). При $T > 1150^\circ\text{C}$ жидкости могут быть охарактеризованы как высокоглиноземистые базальты, хотя при расплавлении более известковистой и глиноземистой породы *D* они ближе по составу к анортозитам (табл. 12). В целом существует положительная корреляция между значениями $\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma \text{Fe})$ исходных пород и выплавляющихся жидкостей при данных *P*, *T* и f_{H_2} (табл. 12 и 1). Например, при 1050°C из породы *D* образуется расплав

Таблица 12

Состав закаленных жидкостей (стекол), образующихся в присутствии избытка H_2O .

Порода	C	C	C	C	C	B	B	B	B	B	B	B	B	B	D	D
Водородный буфер																
<i>T, °C</i>	1080	990	1100	1050	1120	1050	1150	1050	1050	1050	960	1000	950	1050	1050	1100
<i>P, кбар</i>	17	7,5	7,5	7,5	15	15	15	15	15	15	7,5	7,5	15	22	15	15
SiO ₂	64,4	57,2	58,9	58,9	59,6	59,4	61,4	58,1	61,9	63,1	55,3	60,3	62,2	65,9	56,7	52,3
TiO ₂	0,1	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,6	0,1	0,2	0,5	0,4	0,7	0,8	0,4	0,6	1,3
Al ₂ O ₃	20,6	22,8	17,1	19,5	18,1	24,4	16,2	22,9	20,4	22,1	22,9	21,6	20,1	19,9	24,2	20,3
FeO ¹⁾	0,8	2,6	2,3	2,3	2,1	2,4	5,9	1,3	1,5	0,6	1,6	1,5	1,7	0,8	1,9	2,5
MnO	0,01	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	—	0,2	—	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2
MgO	3,2	4,0	5,2	3,9	4,2	0,8	3,7	4,1	2,9	0,8	5,6	4,2	2,1	0,7	1,2	2,2
CaO	9,4	9,7	14,3	11,9	14,5	9,4	9,4	10,0	9,8	9,6	10,30	9,7	10,4	9,5	10,4	16,5
Na ₂ O	1,4 ²⁾	2,7 ²⁾	1,4 ²⁾	2,7 ²⁾	1,1 ²⁾	2,9 ²⁾	2,5 ²⁾	2,9 ²⁾	2,9 ²⁾	2,9 ²⁾	3,5 ²⁾	1,9 ²⁾	2,1 ²⁾	2,5 ²⁾	4,6 ²⁾	4,6 ²⁾
	(0,5) ³⁾	(1,2) ³⁾	(0,2) ³⁾	(0,8) ³⁾	(0,6) ³⁾	(1,0) ³⁾	(0,8) ³⁾	(0,6) ³⁾	(1,1) ³⁾	(0,1) ³⁾	(1,1) ³⁾	(0,5) ³⁾	(0,9) ³⁾	(0,4) ³⁾	(1,2) ³⁾	(1,3) ³⁾
K ₂ O	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2
Сумма	100,0	99,8	100,0	100,1	100,4	100,1	99,9	99,8	100,0	99,8	99,9	100,0	99,8	100,0	99,9	100,1
Mg/(Mg+ΣFe)	0,87	0,73	0,80	0,75	0,78	0,37	0,53	0,85	0,78	0,70	0,86	0,83	0,69	0,62	0,53	0,61

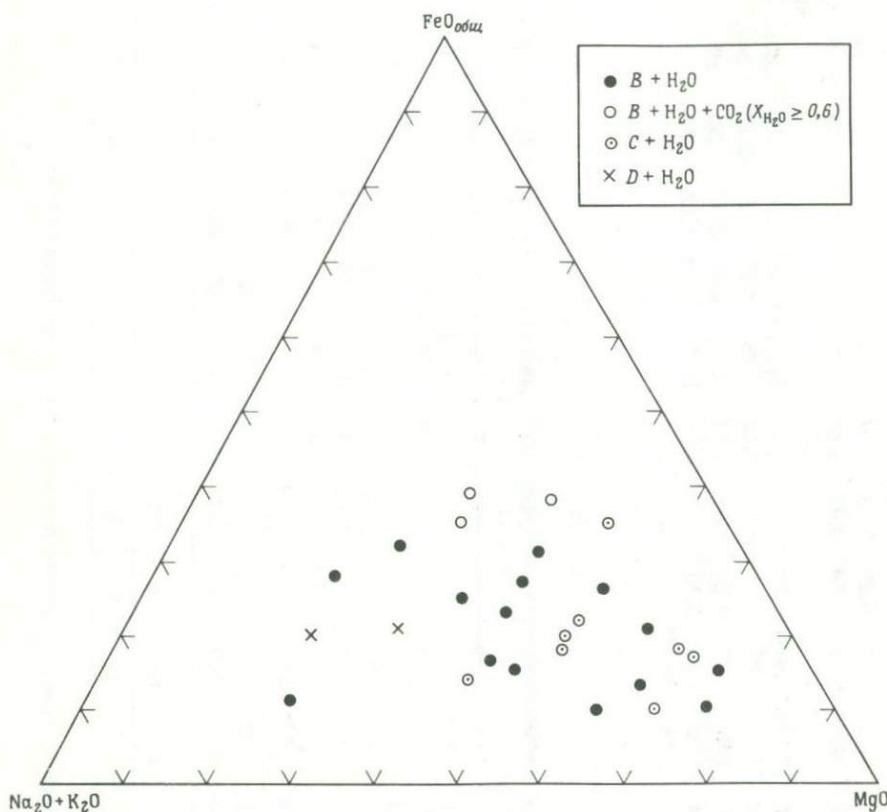
Нормативный состав по СИР

Кварц	30,36	11,41	17,00	13,56	20,10	23,34	19,26	12,08	23,34	23,78	3,78	21,09	24,27	29,81	5,58	—
Ортоклаз	0,59	2,36	0,59	1,18	0,59	1,18	0,59	1,18	1,18	1,18	0,59	0,59	1,18	1,18	0,59	0,59
Альбит	11,85	22,85	11,85	22,85	9,31	24,54	21,16	24,54	24,54	24,54	29,62	16,08	17,77	21,16	38,93	29,06
Анортит	46,63	48,12	40,08	40,50	44,16	42,06	32,69	48,06	42,06	46,70	46,68	48,12	44,83	42,49	45,09	34,45
Нефелин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,38
(Клинопироксен)	(—)	(—)	(24,64)	(14,87)	(22,20)	(6,31)	(11,57)	(1,24)	(6,31)	(0,73)	(3,66)	(—)	(5,45)	(3,75)	(5,38)	(17,11)

Геденбергит	—	—	4,19	3,12	4,00	3,22	5,21	0,20	3,22	0,07	0,44	—	1,31	1,01	2,26	4,79
Диопсид	—	—	20,45	11,75	18,20	3,09	6,36	1,04	3,09	0,66	3,22	—	4,14	2,74	3,12	12,32
Волластонит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	19,98
(Гиперстен)	(9,29)	(13,93)	(4,80)	(6,00)	(2,91)	(2,11)	(13,49)	(12,22)	(2,11)	(1,92)	(15,11)	(12,06)	(4,78)	(0,76)	(3,20)	(—)
Ферросилит	1,02	3,20	0,82	1,26	0,52	1,08	6,07	1,96	1,08	0,19	1,88	1,21	1,15	0,21	1,34	—
Энстатит	8,27	10,73	3,98	4,74	2,39	1,03	7,42	0,26	1,03	1,73	3,30	0,85	3,63	0,55	1,86	—
Ильменит	0,19	1,14	1,14	1,14	1,14	0,19	1,14	0,19	0,95	0,95	0,76	1,33	1,52	0,95	1,14	2,47
Корунд	1,10	0,29	—	—	—	2,76	—	—	—	—	—	0,73	—	—	3,28	—

¹⁾ Все железо в виде FeO.²⁾ Расчетное содержание Na₂O.³⁾ Содержание Na₂O по анализу.

MH — магнетит-гематитовый буфер, NNO — никель-бунзенитовый буфер, MW — магнетит-вюститовый буфер, IW — железовюститовый буфер.

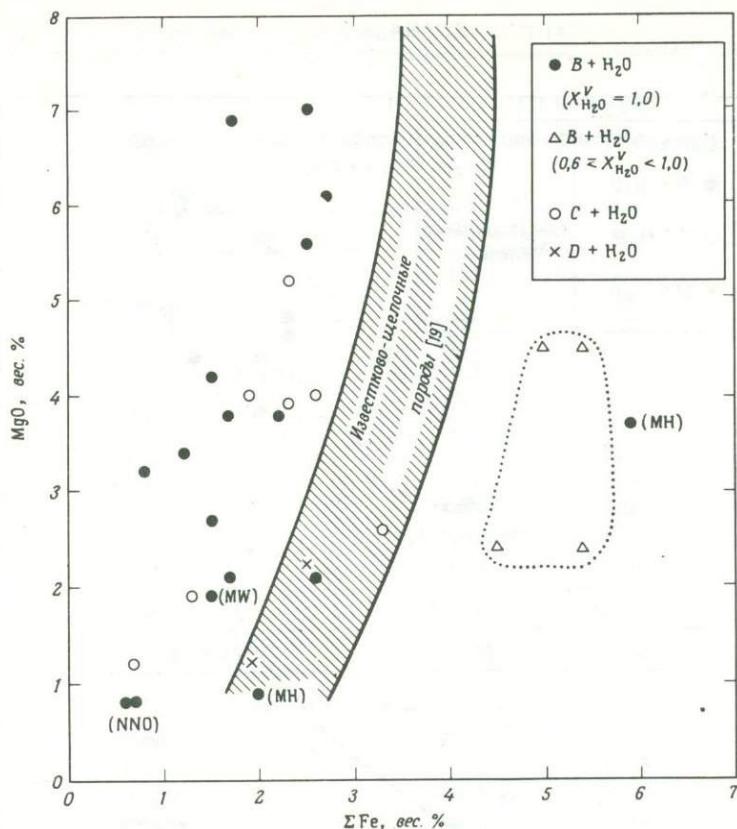


Фиг. 27. Составы закаленных жидкостей на диаграмме $\text{FeO}_{\text{общ}} - \text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Na_2O — расчетное) из опытов при $T = 940 - 1150^\circ\text{C}$, общем давлении 7,5–25 кбар и $X_{\text{H}_2\text{O}}^V \geq 0,6$.

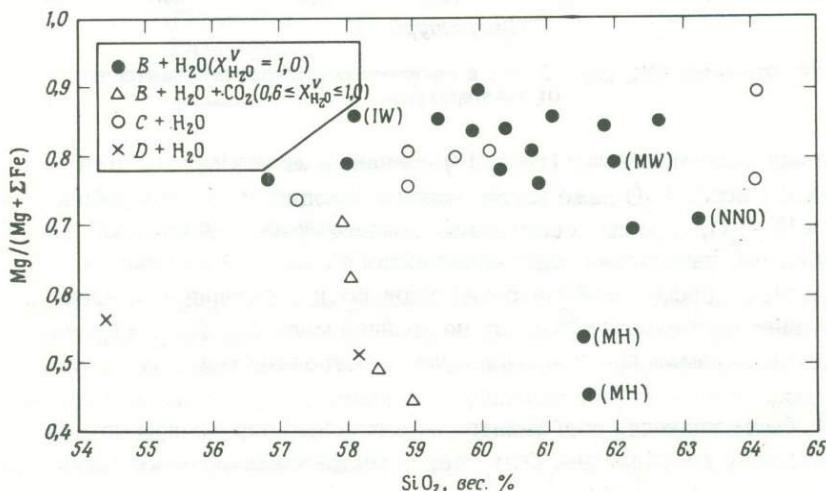
Жидкости становятся более магнезиальными (фиг. 31) по мере повышения температуры и увеличения отношения $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ в исходной породе (табл. 1 и 14).

с $\text{Mg}/(\text{Mg} + \sum \text{Fe}) \approx 0,5$, тогда как из породы C — с $\text{Mg}/(\text{Mg} + \sum \text{Fe}) \approx 0,75$. С повышением температуры стекла становятся все более магнезиальными (фиг. 29), так как существующие твердые фазы в начальные стадии плавления теряют низкотемпературные фракции, обогащенные железом.

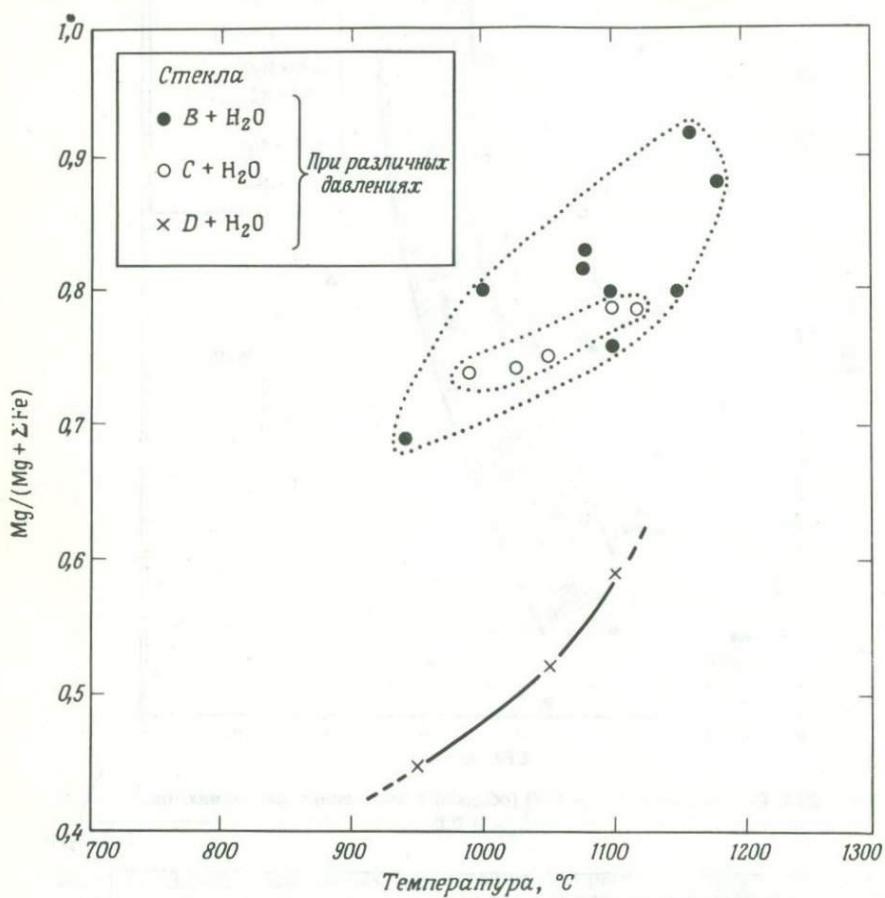
Жидкости, образующиеся при плавлении составов B , C и D — натровые ($\text{Na}/\text{K} > 1$), что отражает высокие значения отношения Na/K в исходных породах. Частичные расплавы породы H ($C + 10\%$ флогопита) по этому признаку сходны с расплавами $C + \text{H}_2\text{O}$, хотя содержание



Фиг. 28А. Соотношение MgO и FeO (общего) в закаленных расплавах при $X_{H_2O}^V \geq 0,6$.



Фиг. 28Б. Соотношение SiO_2 и $Mg / (Mg + \Sigma Fe)$ в закаленных жидкостях при $X_{H_2O}^V \geq 0,6$.



Фиг. 29. Отношение $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ в закаленных жидкостях в зависимости от температуры.

K_2O в них несколько выше (табл. 13). Однако в жидкостях содержится менее 1 вес.% K_2O даже тогда, когда к исходному составу добавляется 1% K_2O , а расплав составляет менее 20% от всей навески! Таким образом, увеличение содержания калия в исходном материале (перидотите) совсем не обязательно приводит к генерации обогащенных калием частичных расплавов, по крайней мере при $X_{H_2O}^V \approx 1$, что находится в прямом противоречии с часто встречающимися утверждениями.

В общем жидкость обогащается нормативным пироксеном по мере повышения температуры. Отмечается также увеличение нормативного

Таблица 13

Состав жидкостей, образующихся при плавлении
богатого калием перidotита

Порода	<i>F</i>	<i>H</i>
<i>T</i> , °C	1150	1025
<i>P</i> , кбар	15	15
SiO ₂	60,6	64,2
TiO ₂	0,1	0,1
Al ₂ O ₃	18,1	22,0
FeO ¹⁾	3,3	0,7
MnO	0,2	0,1
MgO	2,6	1,2
CaO	14,0	9,9
Na ₂ O	1,1 ²⁾ (0,4) ³⁾	1,1 ²⁾ (0,7) ³⁾
K ₂ O	0,1	0,6
Сумма	100,1	99,9
Mg/(Mg + Σ Fe)	0,58	0,56

Нормативный состав по *CIPW*

Кварц	22,55	31,91
Ортоклаз	0,59	3,55
Альбит	9,31	9,31
Анортит	44,16	49,12
(Клинопироксен)	(20,91)	(—)
Геденбергит	8,78	—
Диопсид	12,12	—
(Гиперстен)	(2,40)	(4,29)
Ферросилит	1,01	1,07
Эстатит	1,39	3,22
Ильменит	0,19	0,25

¹⁾ Все железо в виде FeO.

²⁾ Расчетное содержание Na₂O.

³⁾ Содержание Na₂O по анализу.

пироксена с возрастанием давления (табл. 12). Это отличает их от жидкостей, образующихся при частичном плавлении сухих перidotитов, которые обедняются кремнеземом и обогащаются щелочами при повышении давления [84]. Различия между плавлением сухих и водосодержащих перidotитов согласуются с данными по плавлению в простой перidotитовой системе Mg₂SiO₄–CaMgSi₂O₆–SiO₂. Граница полей

первичной кристаллизации пироксеновых твердых растворов и форстерита в этой системе при повышении давления смещается в плоскости диопсид–форстерит–кварц в сторону составов, обедненных кремнеземом, тогда как в водной системе та же граница с ростом давления движется в противоположном направлении.

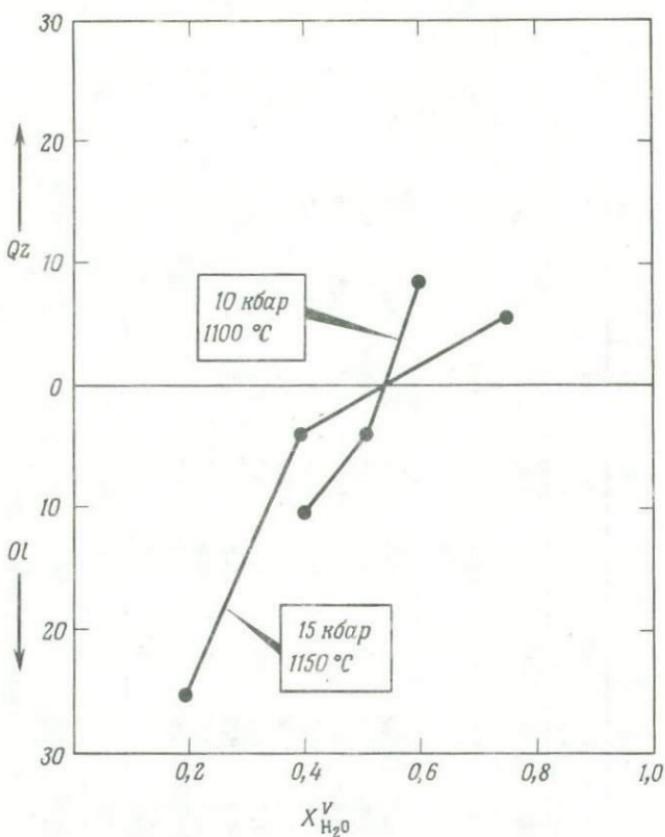
Добавление в систему CO_2 снижает $f_{\text{H}_2\text{O}}$. Для предотвращения выпадения углерода потребовалось буферировать f_{H_2} магнетит–гематитовым буфером [10]. Предполагая идеальное смешение CO_2 и H_2O , соотношение f_{O_2} опыта и буфера ($f_{\text{O}_2}^0$) описывается уравнением

$$f_{\text{O}_2} = f_{\text{O}_2}^0 (X_{\text{H}_2\text{O}})^2. \quad (4)$$

Уменьшение содержания H_2O во флюиде повышает температуру начала плавления, изменяет поля стабильности гидроксилсодержащих минералов, содержание переходных металлов, иначе говоря, меняет общие фазовые отношения. К тому же CO_2 растворяется в жидкостях и выступает в качестве активного химического компонента [36, 37]. Было принято, что CO_2 характеризуется инертным поведением и идеальной смесимостью, что дает возможность рассчитывать $f_{\text{H}_2\text{O}}$, f_{O_2} , f_{H_2} . Однако такое допущение не совсем правомерно, поэтому результаты наших экспериментов с многокомпонентным флюидом привязывались к $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$.

Снижение f_{H_2} от величины, характерной для буфера NNO , до величины, характерной для буфера MH , при $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$ существенно увеличивает отношение $\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma \text{Fe})$ в частичных расплавах перidotитов. Вероятно, что этот эффект сохраняется и в присутствии флюида, содержащего также и CO_2 . К тому же он должен усиливаться при малых степенях плавления в условиях $f_{\text{H}_2\text{O}} < f_{\text{H}_2\text{O}}^0$. Следовательно, отношение $\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma \text{Fe})$ в таких расплавах прямо не сопоставимо с данными опытов без буферов.

Составы жидкостей, образовавшихся при частичном плавлении $B + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ ($X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 0,75; 0,60; 0,50; 0,40; 0,25; 0,20$), приведены в табл. 14. Особенно важно, что все жидкости независимо от температуры и давления при $0,6 \leq X_{\text{H}_2\text{O}}^V \leq 1$ по своему химизму являются андезитовыми (фиг. 28). При 1150°C и 15 кбар отмечается различие между составами жидкости при $X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 0,75$ и $X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 0,6$ (в первой, несмотря на большую степень плавления, содержания SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочей более высокие).



Фиг. 30. Степень насыщения частичных расплавов кремнеземом в зависимости от P , T и $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$.

Принято, что все железо находится в виде FeO.

В опытах с $X_{\text{H}_2\text{O}}^V < 0,5$ при небольшой степени плавления жидкости оливин-, а также часто нефелиннормативные и характеризуются высокими содержаниями CaO, Al₂O₃ и щелочей, давая нормативный ларнит при низких давлениях (табл. 14). С возрастанием давления, когда становится устойчивым гранат, содержания Ca и Al, вероятно, уменьшаются, однако необходимых аналитических данных получить не удалось из-за непреодолимых методических трудностей при анализе водосодержащих расплавов, образующихся при $P > 20$ кбар. С ростом температуры при $X_{\text{H}_2\text{O}}^V \leq 0,4$ и давлениях 10–15 кбар составы жидкостей изменяются от нефелиннормативных до гиперстеннормативных; (ol + orpx)-нормативные жидкости, образующиеся при 1150 °C, 10 кбар

Таблица 14

Состав жидкостей, образующихся при частичном плавлении перidotита + H_2O + CO_2

Порода	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
Водородный буфер	MH	MH											
$X_{H_2O}^V$	0,75	0,75	0,60	0,60	0,60	0,50	0,50	0,40	0,40	0,40	0,20	0,25	
T, °C	1100	1150	1100	1100	1150	1100	1100	1150	1150	1150	1070	1070	
P, кбар	15	15	15	10	10	10	20	20	15	10	15	10	
SiO ₂	58,9	58,0	58,4	57,9	52,4	45,6	45,8	53,7	52,0	50,6	43,5	40,7	42,81
TiO ₂	0,6	0,4	1,0	0,7	0,6	1,0	0,7	0,6	0,7	0,6	0,5	0,6	38,01
Al ₂ O ₃	17,5	16,1	20,4	17,9	13,5	18,9	12,0	15,2	14,1	14,5	10,5	17,4	3,91
FeO ¹⁾	5,4	5,2	4,5	5,4	8,4	6,0	9,9	9,0	9,4	9,1	13,0	3,5	1,53
MnO	0,5	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,1	8,43
MgO	2,4	4,7	2,4	4,5	7,7	5,9	18,3	5,1	6,7	7,0	10,7	14,5	20,66
CaO	11,4	12,0	9,8	9,8	14,4	18,5	10,2	13,5	14,3	15,4	13,8	18,5	17,67
Na ₂ O	3,3 ²⁾	3,8 ²⁾	3,3 ²⁾	3,5 ²⁾	2,5 ²⁾	3,8 ²⁾	2,8 ²⁾	2,5 ²⁾	2,5 ²⁾	2,5 ²⁾	7,6 ²⁾	4,6 ²⁾	9,36
	(0,6) ³⁾	(0,6) ³⁾	(0,7) ³⁾	(0,6) ³⁾	(0,5) ³⁾	(0,5) ³⁾	(1,6) ³⁾	(0,7) ³⁾	(1,9) ³⁾	(1,6) ³⁾	(2,9) ³⁾	(1,0) ³⁾	16,20
K ₂ O	0,1	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,3	3,39
											1,91	1,79	2,86
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	99,8	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	100,3	100,2	
Mg/(Mg + ΣFe)	0,44	0,62	0,49	0,60	0,62	0,64	0,77	0,50	0,56	0,58	0,59	0,88	99,20
													98,63

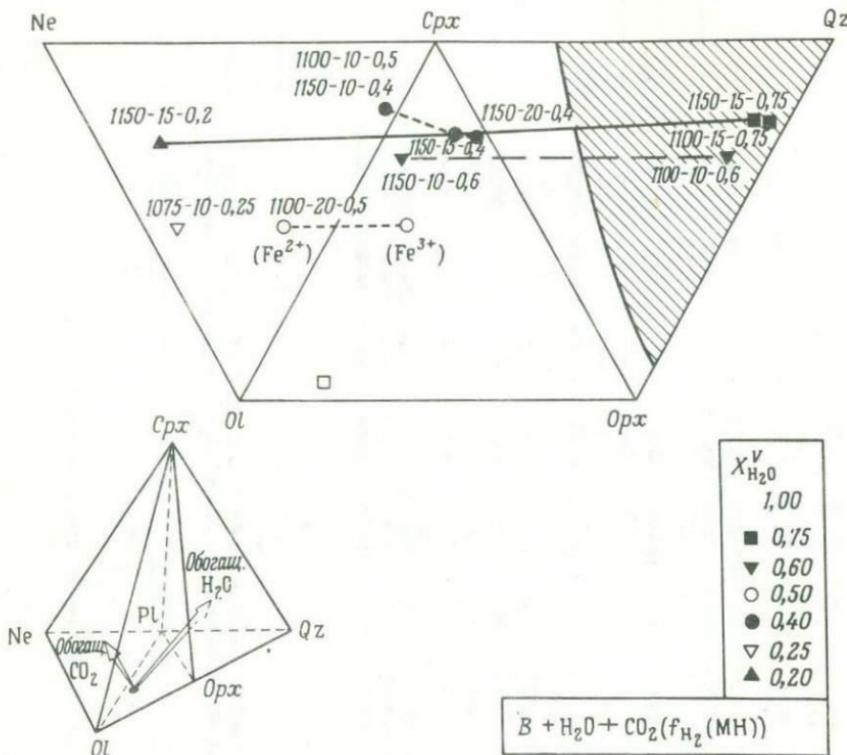
Нормативный состав по CIPW

Кварц	11,99	5,39	12,89	8,70	—	—	—	3,14	—	—	—	—	
Ортоклаз	0,59	2,95	0,59	0,59	0,59	—	0,59	0,59	0,59	0,59	—	—	
Альбит	27,92	32,16	27,92	29,62	21,16	—	18,40	21,16	21,16	19,00	—	—	

Анортит	32,64	25,40	40,56	32,84	25,32	34,22	19,88	29,96	29,96	28,05	—	25,94
Нефелин	—	—	—	—	—	17,42	8,29	—	—	1,17	28,05	21,09
(Клинопироксен)	(20,12)	(26,38)	(6,70)	(12,97)	(37,80)	(39,18)	(24,70)	(30,88)	(36,37)	(39,90)	(32,19)	(2,24)
Геденбергит	6,99	9,76	3,08	4,93	13,61	13,32	5,68	15,13	15,64	16,36	12,88	0,25
Диопсид	13,13	16,62	3,62	8,04	24,19	25,86	19,02	15,75	20,73	23,54	19,31	1,99
Волластонит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
(Гиперстен)	(5,69)	(6,96)	(9,44)	(13,96)	(9,67)	(—)	(—)	(12,93)	(9,39)	(—)	(—)	(—)
Ферросилит	3,19	3,58	4,34	5,30	3,48	—	—	6,95	4,04	—	—	—
Энстатит	3,50	4,38	5,10	8,66	6,19	—	—	9,21	5,35	—	—	—
(Оlivин)	(—)	(—)	(—)	(—)	(3,86)	(3,86)	(36,82)	(—)	(4,11)	(10,15)	(25,24)	(28,89)
Фаялит	—	—	—	—	1,32	1,31	8,47	—	1,77	4,16	5,93	3,18
Форстерит	—	—	—	—	2,54	2,55	28,35	—	2,34	5,99	19,31	25,71
Ларнит	—	—	—	—	—	2,96	—	—	—	—	9,10	19,50
Лейцит	—	—	—	—	—	0,46	—	—	—	—	1,85	1,39
Ильменит	1,14	0,76	1,90	1,33	1,71	1,90	1,33	1,14	1,33	1,14	0,95	1,14
Тип породы	Андерзит	Андерзит	Андерзит	Андерзит	Оливиновый толеит	Оливиновый нефелинит	Базальт	Кварцевый толеит	Оливиновый толеит	Оливиновый базальт	Мелилитовый базальт	Мелилитовый базальт

¹⁾ Все железо в виде FeO.²⁾ Расчетное содержание Na₂O.³⁾ Содержание Na₂O по анализу.⁴⁾ Оливин-авгитовый нефелинит, Олдайньо-Лулмасвэк [28] (пересчитан без 0,63% H₂O⁺ и 0,82% CO₂; содержит также 0,76% P₂O₅).⁵⁾ Средний рушант (по Денайеру, см. [28]) (содержит также 0,28% H₂O⁻, 0,09% H₂O[‡], 0,39% CO₂, 1,10% P₂O₅).

MH — магнетит-гематитовый буфер.



Фиг. 31. Составы различных жидкостей, образующихся при переменных P , T и $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$, в пересчете на нормативные нефелин, оливин, орто-, клинопироксен и кварц.

Субгоризонтальные линии соединяют составы при одинаковых температуре и/или $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$.

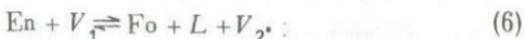
и $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,4$, изменяются до нефелин-оливиннормативных при уменьшении $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$ до 0,2 ($X_{\text{CO}_2}^V = 0,8$) (см. табл. 14). Графически эти изменения показаны на фиг. 30 и 31. Представленная картина не вполне правильна, поскольку $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}) > 0$, и для того, чтобы отразить эти соотношения, на фиг. 31 нанесена одна точка, для которой принято, что все железо находится в форме Fe_2O_3 . Для составов, находящихся вблизи плоскости насыщения кремнеземом, отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ определяет, является ли жидкость кварц- или оливиннормативной, а также является ли она нефелин + оливин- или оливин + ортопироксеннормативной вблизи плоскости критической недосыщенности SiO_2 .

Изменение f_{H_2} может влиять на состав жидкости, так как при низких значениях f_{H_2} и $X_{\text{H}_2\text{O}}^V < 1,0$ содержание SiO_2 в амфиболях (42–43 вес.%) ниже, чем в исходной навеске. Обратная картина наблюдается при $X_{\text{H}_2\text{O}}^V \approx 1$ и f_{H_2} (NNO) (табл. 7).

Описанные выше изменения составов становятся понятными при рассмотрении фазовых соотношений при высоких давлениях в системах форстерит–анортит–кварц, форстерит–нефелин–кварц [83] и энстатит– $\text{H}_2\text{O}–\text{CO}_2$ [36]. По данным Эгглера [36], при $X_{\text{H}_2\text{O}}^V < 0,58$ энстатит в присутствии флюида $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ будет плавиться в соответствии с реакцией

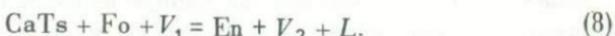


тогда как при $X_{\text{H}_2\text{O}}^V > 0,58$ начальное плавление описывается как



Эти реакции дивариантны, поскольку H_2O предпочтительнее растворяется в силикатных расплавах и отношение $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ увеличивается по мере плавления. В экспериментах Эгглера это явление выражается в смене реакции (6) реакцией (5) в интервале $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$ между 0,58 и 0,75. Ширина интервала зависит от отношения (твердые фазы)/пар в опыте.

Жидкости, образующиеся по реакции (6), насыщены кремнеземом, а по реакции (5) – недосыщены. В наших экспериментах такое изменение состава частичных расплавов происходит при $X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 0,5–0,6$. Это обстоятельство четко указывает на контроль состава жидкости характером плавления ортопироксена. Тот факт, что при понижении температуры жидкости при $X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 0,6$ становятся толеитовыми раньше, чем при $X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 0,75$ (табл. 14), вероятно, отражает изменение характера плавления ортопироксена выше перidotитового солидуса, вначале оно следует реакции (6), а затем реакции (5). Однако такая смена не объясняет появления богатых Ca и Al оливин–нефелин нормативных жидкостей при $X_{\text{H}_2\text{O}}^V < 0,4$ (табл. 14). Для низких $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$ можно предложить такие реакции:



Высокая активность CO_2 также может способствовать кристаллизации ортопироксена [85, 37]. В свое время Кусиро [83] показал, что в модельной мантийной системе $\text{Ne}–\text{Fo}–\text{CaTs}–\text{Qz} \pm \text{H}_2\text{O}$ при повышении температуры составы расплавов перемещаются из нефелин–оливинового поля в область с нормативными ортопироксеном и оливином.

Данные Кусиро также указывают на смещение составов жидкостей с уменьшением $X_{\text{H}_2\text{O}}^V$ в обедненную кремнеземом и обогащенную щелочами область системы. Таким образом, в упрощенных мантийных системах и перидотитах, изученных в данной работе, существует соответствие между изменением состава жидкости в зависимости от температуры и $f_{\text{H}_2\text{O}}$.

В заключение следует отметить, что при частичном плавлении перидотита можно получить практически любые расплавы от андезитовых до оливин-нефелинитовых, подбирая соответствующие исходные составы, температуры, давления.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ

Наши данные показывают, что при анатектическом плавлении водосодержащих мантийных перидотитов андезитовые расплавы могут генерироваться в широком интервале температур и давлений, но при ограниченных значениях $f_{\text{H}_2\text{O}}$. Отношение $\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma \text{Fe})$ в таких андезитах положительно коррелируется с этим параметром исходной породы и с f_{H_2} .

Соотношения андезитового и базальтового вулканизмов в островных дугах является предметом интенсивных исследований (например, [78, 33, 95, 49, 9]). Эти породы тесно связаны во времени и в пространстве (например, [49]). Для них характерны близкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [61, 62, 118] и часто сходные и невысокие концентрации элементов-примесей (например, [130, 131]). Тем не менее это генетическое родство едва ли обусловлено фракционной кристаллизацией. Водосодержащий перидотит, вероятно, находится в поддвигающейся плите или над нею, и в начальные стадии плавления перидотита может возникать андезитовая магма. Понижение активности воды, например при дальнейшем расплавлении породы, приведет к появлению базальтовых расплавов. Такие андезиты и базальты будут очень сходными по геохимическим параметрам, о которых говорилось выше.

Дикinson [32] отмечал положительную корреляцию между глубиной зарождения андезитовых магм островных дуг и содержанием K в них. В настоящем исследовании мы не обнаружили зависимости содержания K в расплаве от температуры и давления по крайней мере при температуре ниже 1150°C и давлении ниже 15 кбар, так как присутствие в кристаллическом остатке флогопита и (или) калийсодержащего амфибола поддерживает содержание калия в жидкой фазе на

низком уровне (< 1 вес.% K_2O). Такая же ситуация в соответствии с данными Модреки и Беттчера [101, 102] сохраняется во всяком случае до давления 35 кбар. В рамках развивающейся в настоящей работе модели образования андезитов островных дуг изменение содержания калия, обсуждаемое Дикинсоном [32], должно быть связано с процессами, происходящими после частичного плавления перидотитов.

Составы жидкостей, образующихся непосредственно выше солидуса при $X_{H_2O} < 0,5$, существенно щелочные и соответствуют оливиновым мелилититам и оливиновым нефелинитам (см. табл. 14), которые часто пространственно ассоциируются с кимберлитами и иногда карбонатитами [133, 40]. Однако наши жидкости слишком бедны Na_2O , K_2O , TiO_2 и слишком богаты CaO и Al_2O_3 , чтобы можно было говорить о полном соответствии. Невысокие содержания Na_2O в наших анализах обусловлены аналитическими ошибками. Низких содержаний K_2O и TiO_2 , вероятно, можно избежать плавлением флогопита содержащего перидотита. Однако, чтобы кривая разложения флогопита совпала с солидусом перидотита, активность H_2O должна быть весьма низкой. Содержания Ca и Al будут уменьшаться при повышении давления, поскольку стабильными становятся гранат и высокоглиноземистый пироксен. В кимберлитах не встречается амфибол, но обычно в них много флогопита. Наши данные устанавливают нижний предел по давлению для образования таких пород примерно в 20 кбар. Солидус перидотита при $X_{H_2O}^V < 0,5$ и континентальная геотерма (фиг. 5) пересекаются при давлениях, соответствующих глубинам 120 км и более. По нашим данным, при таких давлениях плавление флогопита содержащего перидотита могло бы давать магмы, соответствующие мелилититовым и нефелинитовым породам. Следовательно, плавление перидотитов в связи с проблемой генезиса кимберлитов, вероятно, происходит при $P_{\text{общ}} > 35$ кбар в условиях относительно низких f_{H_2O} и относительно высоких f_{CO_2} .

Океаническая геотерма и солидус перидотита при $X_{H_2O}^V = 0,5-0,25$ пересекаются при давлениях между 15 и 20 кбар (глубина 50–65 км, фиг. 5), которые по глубине соответствуют зоне пониженных скоростей под океаническим ложем [4, 135]. Зона пониженных скоростей часто интерпретируется как слой начального плавления (например [125]). При этих P , T и f_{H_2O} первичный расплав будет отвечать щелочным базальтам или оливиновым толеитам с $Na >> K$ (см. табл. 12, 13, 14). Изменение состава самих перидотитов может перемещать кровлю зоны пониженных скоростей на 10 км вверх или вниз. Такие

изменения не должны, вероятно, менять общий состав расплава, хотя можно ожидать небольших изменений отношений $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ и $Ca/(Ca + Na + K)$.

Представленная модель привлекательна по следующим причинам: 1. Глубины образования магм относительно невелики и совпадают с океанической зоной пониженных скоростей. 2. По нашей модели возможно существенное изменение количества расплава по меньшей мере на 5–10% без заметных изменений его щелочности и кремнеземистости. Повышение температуры ведет к снижению щелочности расплава. Однако по мере увеличения степени плавления снижается f_{H_2O} благодаря высокой растворимости воды в расплаве, и это способствует повышению содержания щелочей и снижению содержания кремнезема.

Химизм остаточных фаз перidotитов не отражает полностью f_{H_2O} и f_{H_2} условий равновесия; однако существует положительная корреляция между отношением $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ и содержанием Cr в таких кристаллических фазах, и она может быть использована для определения происхождения перidotитовых нодулей из базальтов или комберлитов: являются ли они кумулатами или реститами. Первые должны характеризоваться низкими содержаниями Cr и высокими Mg, тогда как вторые – высокими содержаниями как Cr, так и Mg.

Распределение Cr/Al^{V1} в ортопироксен-клинопироксеновой паре не зависит от давления и является функцией температуры. Этот параметр в комбинации с отношением Ca/(Ca + Mg) в существующих орто- и клинопироксенах [17] дает возможность использовать их как геотермометр и геобарометр. В соответствии с этими данными гавайские нодули, исследованные в настоящей работе, представляют собой кумулятивные ассоциации и образовались на глубинах до 100 км и более, однако их интервалы по давлению ($10 - > 30$ кбар) и температуре ($1000 - 1200^\circ\text{C}$) указывают на отсутствие генетической связи между ними, и, вероятно, они являются инородными по отношению к поднимающейся магме.

Таким образом, данные экспериментов показали, что химические различия вулканизма океанического и островных дуг, а также щелочной вулканизм, с которым связаны кимберлиты, лучше всего понимаются, если плавление перidotитов происходит в условиях $0 < a_{H_2O} < 1$. Высокие активности воды приводят к генерации андезитовых расплавов, средние a_{H_2O} порождают магмы океанических толеитов, тогда как низкие a_{H_2O} необходимы для возникновения оливин-нефелинитовых и мелилит-базальтовых расплавов.

Глава III

ФАЗОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ ГРАНАТОВОГО ВЕБСТЕРИТА + H_2O ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

ВВЕДЕНИЕ

Обычно полагают, что верхняя мантия состоит из блоков гранат-клинопироксеновых пород, погруженных в перidotиты [44, 123] в которых клинопироксены либо богаты натрием (эклогит [122]), либо обогащены Ca-молекулой Чермака (гранатовый вебстерит [6, 94, 136]). Чаще всего мы сталкиваемся с гранатовым вебстеритом и считаем его наиболее представительной из богатых пироксеном пород верхней мантии. Поэтому в целях развития наших представлений о процессах плавления в водосодержащей верхней мантии в данной главе рассматриваются фазовые соотношения в водосодержащем гранатовом вебстерите. Детальный разбор фазовых соотношений различных перidotитовых составов в условиях, контролируемых $f_{\text{H}_2\text{O}}$ и f_{O_2} , был сделан в предыдущих главах.

Исходный материал

Для настоящего исследования было выбрано включение гранатового вебстерита из вулканической серии Гонолулу, Гавайи, первоначально описанное Джексоном и Райтом [75] и затем Бисоном и Джексоном [6]. По валовому составу (табл. 15) эта порода близка к оливиновому толеиту, хотя содержания K_2O , P_2O_5 и в какой-то степени TiO_2 в ней ниже.

Образец был измельчен в ацетоне до 200 меш. В главе I было показано, что такой размер зерен достаточен для достижения равновесия в экспериментах.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Все эксперименты были выполнены в Пенсильванском государственном университете [12] и Геофизической лаборатории [18] на твердофазовой аппаратуре высокого давления с использованием нагревательного устройства диаметром 1,27 см и с поправкой на трение -12% при измерении давления на прямом ходу поршня. Майсен и

Таблица 15
Состав исходных материалов¹⁾

	Порода	Клинопироксен ²⁾	Ортопироксен ²⁾	Гранат ²⁾
SiO ₂	45,58	47,31	49,96	41,37
TiO ₂	0,80	0,97	0,34	0,41
Al ₂ O ₃	13,69	10,99	7,61	22,92
Fe ₂ O ₃	3,76	—	—	—
FeO	5,85	8,08 ³⁾	11,11 ³⁾	11,90 ³⁾
MnO	0,16	0,16	0,16	0,32
MgO	16,09	14,86	26,50	18,28
CaO	11,78	14,23	2,41	5,02
Na ₂ O	1,27	1,67	0,26	—
K ₂ O	0,02	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,35	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,32	—	—	—
CO ₂	0,09	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,12	0,10	0,05	0,11
NiO	0,06	—	—	—
Сумма	99,94	98,37	98,40	100,33

1) Анализы взяты из работы Бисона и Джексона [6].

2) В образцах широко развиты явления распада твердых растворов, поэтому приводятся реконструированные составы [6].

3) Все железо в виде FeO.

Беттчер [105, 109] обнаружили, что различные нагревательные устройства, применявшиеся в экспериментах на аппаратах типа цилиндр-поршень, давали различные величины f_{O_2} . По этой причине в наших экспериментах использовались исключительно нагревательные ячейки, описанные Беттчером и Уидли [12], которые обеспечивают величину f_{O_2} , близкую к той, которая создается буфером *NNO* [2, 108].

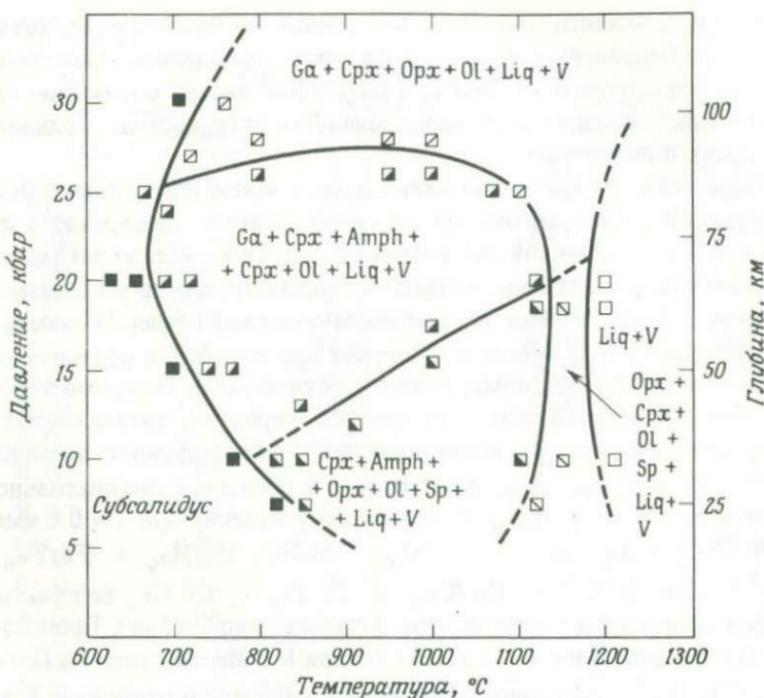
Температура измерялась термопарами состава Pt – Pt 90 Rh 10 без поправки на давление на выводе. Хотя номинально соответствующая аппаратура поддерживала температуру с точностью ± 2 °C, мы оцениваем температурную неопределенность в ± 10 °C.

Чтобы свести к минимуму поглощение железа материалом ампулы, последние изготавливались из сплава Ag₅₀Pd₅₀ [97]. Анализы стекол, полученных после 4-часовой выдержки при 1150 °C и общем давлении 15 кбар (выше ликвидуса), которые можно использовать для определения потерь железа, показали, что они достигают в этом случае 38% (табл. 15 и 18). При субликвидусных температурах эти потери,

по-видимому, значительно ниже. Закалочные минералы редки, хотя в опытах при близликих температурах наблюдалось некоторое количество закалочного амфибала. Тщательный анализ с помощью электронного микрозонда не обнаружил зональности по составу в оливинах, пироксенах и амфиболах.

Химические анализы фаз (минералов и закаленных стекол) были получены с помощью автоматизированной системы электронного микрозонда в Геофизической лаборатории [42]. При анализе закаленных водосодержащих расплавов (стекол) возникли трудно преодолимые сложности. Теоретически эти расплавы содержат свыше 10 вес. % H_2O [60]. Часть H_2O может выделяться при закалке, и реальное содержание воды, по-видимому, ниже теоретического. Но кроме того, вода выкипает при анализе. Этот процесс, вероятно, продолжается непрерывно, так что, чем позже производится определение элемента, тем меньше H_2O при этом присутствует в образце. Следовательно, по отношению к некоторому произвольному эталону при $t = 0$ с имеем: $Na/Na_0 < Mg/Mg_0 < Al/Al_0 < Si/Si_0, Mn/Mn_0 < Fe/Fe_0 < Ni/Ni_0$ и $K/K_0 < Ca/Ca_0 < Ti/Ti_0 < Cr/Cr_0$ без учета улетучивания этих элементов, что, конечно, неправильно. Происходит улетучивание Na и в меньшей степени K и Mg. Модрески и Бетчкер [101, 102] встретились с подобной проблемой в отношении K в системе $K_2O - MgO - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ и использовали линейный график для экстраполяции интенсивности $K_{k\alpha}$ обратно к $t = 0$ с. Содержания K в наших образцах обычно ниже 0,5 вес. %, и от метода Модрески и Бетчкера пришлось отказаться из-за значительного статистического разброса рентгеновских интенсивностей при низком лучевом токе (< 200 мА и 15 кВ) и несфокусированном электронном луче (диаметр > 10 мкм). Такого же рода, но еще более серьезные проблемы возникают с Na, в результате чего содержания Na и K оказываются сильно заниженными. Мы оценивали содержание Na в стекле по содержанию его в существующих фазах и полукачественным данным о модальных составах экспериментальных навесок. Значения, указанные в таблицах, основываются на этих данных, а аналитические величины приводятся в скобках.

Идентификация фаз производилась также оптическими и рентгено-дифрактометрическими методами. Солидус устанавливался по первому появлению стекла (закаленной жидкости), которое легко отличалось от закаленного флюида по заметно более высокому показателю преломления ($n_{\text{стекла}} \geq 1,55, n_{\text{флюида}} < 1,47$). Границы полей устойчивости фаз устанавливались при подходе с двух сторон — так, как это было описано ранее (см. гл. I).



Фиг. 32. Фазовые соотношения гранатового вебстерита + H_2O в плоскости $P - T$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Фазовые соотношения системы гранатовый вебстерит + H_2O в диапазоне давлений от 7,5 до 30 кбар при температурах между 690 °C (субсолидус) и 1150 °C (гиперликвидус) представлены на фиг. 32, а данные опытов — в табл. 16. В пересчете на модальный состав обычно наблюдаются следующие соотношения: amph > cpx > opx > ol > sp, cpx > amph > ga > opx > ol > sp и cpx > ga > opx > ol > sp. Оливин вблизи солидуса редок, но при повышении температуры его количество увеличивается. Шпинель всегда редка, особенно при высоких давлениях (существует с гранатом).

Конфигурация солидуса (фиг. 32) подобна таковой для широкого диапазона пород от базальта [90, 92, 63] до гранита [13], как показано на фиг. 33. Температурные минимумы (в области 15–23 кбар) на солидусах всех этих составов (включая гранатовый вебстерит) образуются вследствие разложения плагиоклазодержащих ассоциаций

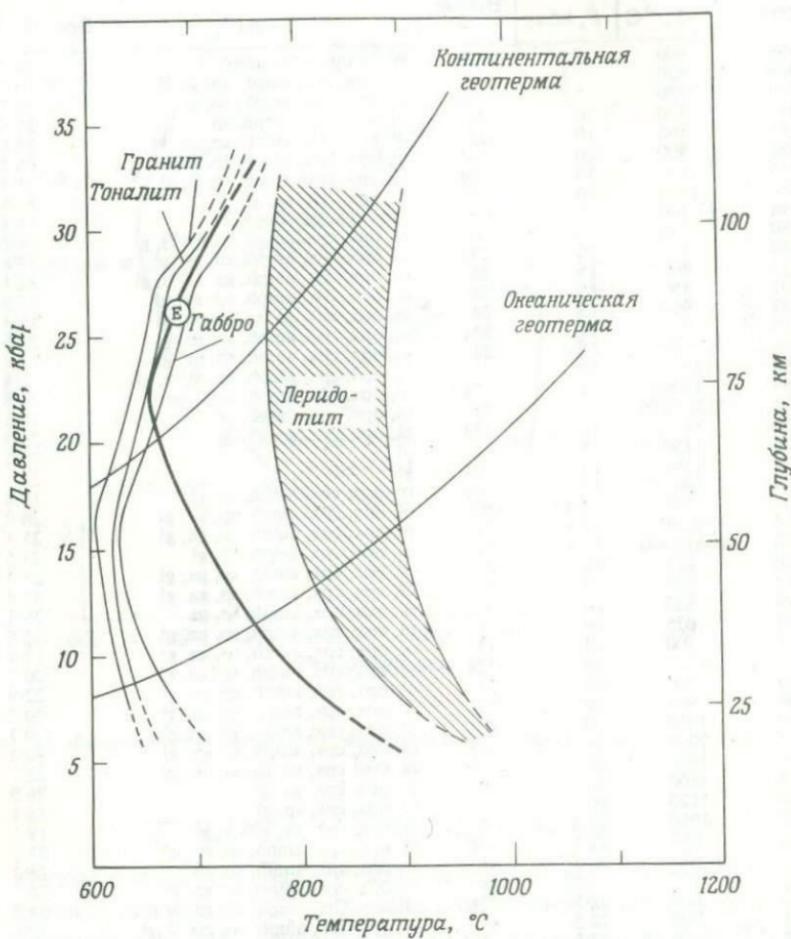
Таблица 16

Данные опытов

№ опыта	T, °C	P, кбар	Время, ч	Фазы	Вес. % H ₂ O
398	800	7·5	43½	ol(?), opx, cpx, amph, sp	26·2
408	820	7·5	41	ol, opx, cpx, amph, sp, gl(?)	26·5
388	850	7·5	34½	ol, opx, cpx, amph, sp, gl	30·1
384	770	10	24	ol, opx, cpx, amph, sp	25·9
385	790	10	35	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	21·8
392	900	10	24½	ol, opx, cpx, amph, sp, gl	26·5
235	1100	10	6½	ol, opx, cpx, amph, sp(?), gl	21·7
382	1125	10	7½	ol, opx, cpx, sp, gl	33·8
196	700	15	63	opx, cpx, ga, amph, gl	14·4
380	730	15	24	ol, opx, cpx, amph, ga, rt(?), gl	19·2
240	750	15	29½	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	17·6
193	800	15	24	ol, opx, cpx, amph, ga, rt(?), gl	22·1
401	850	15	48	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	37·5
192	900	15	24	ol, opx, cpx, ga, sp, amph, gl	16·4
383	950	15	24½	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	21·6
386	990	15	24	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	24·4
190	1010	15	3	ol, opx, cpx, amph, sp, mica, gl	21·4
189	1100	15	7½	ol, opx, cpx, amph, mica, gl	21·8
415	1130/1100	15	11	ol, opx, cpx, amph, gl	18·8
195	1130	15	12½	ol, opx, cpx, sp, gl	20·5
424	1150	15	5	gl	29·0
237	1180	15	6½	gl	23
194	1080	17	6½	ol, opx, cpx, amph, sp, gl	13·8
407	990	17·5/15	80	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	26·0
418	990/1050	17·5	22	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	25·4
416	1000/1040	17·5	51	ol, opx, cpx, amph, sp, gl	25·6
430	665	18	43	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	23·5
427	695	18	45	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	25·4
409	650	20	47½	ol, opx, cpx, amph, sp, ga	26·8
393	675	20	42½	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	23·8
389	700	20	35	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	27·4
387	720	20	32½	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	20·7
399	800	20	31	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	22·9
396	900	20	22½	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	30·7
239	1030	20	10	ol, opx, cpx, amph, ga, sp, gl	20·7
403	1060	20	12½	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	20·5
191	1080	20	9½	ol, opx, cpx, sp, ga, amph, gl	22
413	1100	20	8	ol, opx, cpx, ga, gl	26·9
426	1120	20	7	ol, opx, cpx, sp, gl	15·1
238	1060	21·5	6	ol, opx, cpx, ga, amph, gl	19·1
402	660	22·5	47½	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	23·5
410	680	22·5	51	ol, opx, cpx, amph, sp, ga	24·3
417	700	22·5	48	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	23·7
394	800	22·5	27½	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	24·9
391	900	22·5	43	ol, opx, cpx, amph, sp, ga(?), gl	37·5
435	1140	22·5	3½	ol, opx, cpx, ga, gl	17·6
437	1160	22·5	7	ol(?), opx, cpx, ga, gl	19·6
405	655	25	47	ol, opx, cpx, amph, sp, ga	22·3
397	675	25	43	ol, opx, cpx, amph, sp, ga	38·7
390	700	25	32	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	26·4
412	800	25	59	ol, opx, cpx, amph, sp(?), ga, gl	27·9
395	900	25	23½	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	20·3
414	1000	25	35	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	22·0
425	1035	26·5	17	ol, opx, cpx, amph, sp, ga, gl	20·4
428	750	27·5	27	ol, opx, cpx, amph(?), sp, ga, gl	25·7
404	900	27·5	23	ol, opx, cpx, amph(?), sp, ga, gl	20·5
433	1065	27·5	21½	ol, opx, cpx, sp, ga, gl	15·2
432	1050	28·5	21½	ol, opx, cpx, sp, ga, gl	19·4
431	950	29	36½	ol, opx, cpx, amph(?), ps, ga, gl	22·3
400	700	30	48	ol, opx, cpx, sp, ga	22·9
411	720	30	48	ol, opx, cpx, sp, ga, gl	36·6
436	950	30	39	ol, opx, cpx, ga, gl	15·1

Обозначения:

ol — оливин; opx — ортопироксен; cpx — клинопироксен; amph — амфибол; sp — шпинель; ga — гранат; mica — слюда; rt — рутил; gl — стекло (закаленный состав). Во всех опытах присутствует газовая фаза.



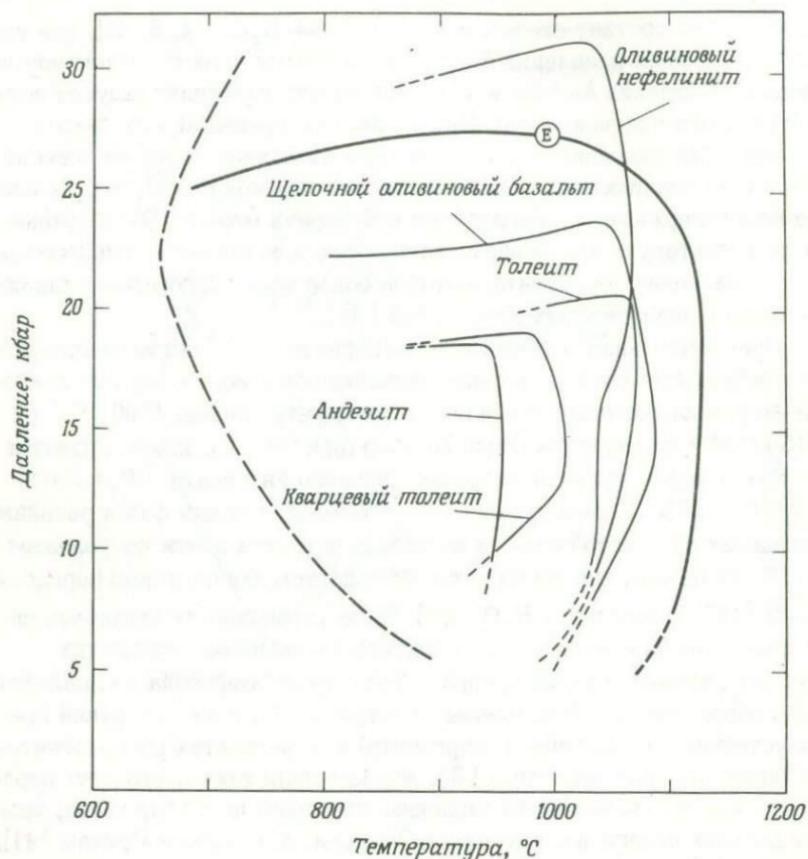
Фиг. 33. Солидусы водосодержащих пород.

E – солидус гранатового вебстерита. Солидусы гранита, тоналита и габбро – по литературным данным [119, 13, 90, 91, 92, 63]. Континентальная геотерма – по Кларку и Рингвуду [24]. Океаническая геотерма – по Рингвуду, Макгрегору и Бойду [126].

низкого давления и образования при высоких давлениях ассоциаций, богатых пироксеном. Ниже области давлений, в которой существуют эти минимумы, температуры начала плавления водосодержащего гранатового вебстерита выше, чем для других составов, и отражают более высокое нормативное отношение $An/(An + Ab)$ в этом исходном материале (табл. 15). Наоборот, при высоких давлениях температуры всех солидусов примерно одинаковы. Это согласуется с наблюдениями

в простых по составу системах плагиоклаз + H_2O [14, 8, 47], где температуры начала плавления быстро повышаются с увеличением нормативного отношения $A_{n\#}/(A_{n\#} + Ab)$ при низких давлениях (внутри поля устойчивости плагиоклазов). При давлениях, превышающих предел устойчивости плагиоклаза, температуры плавления почти не зависят от состава плагиоклаза. Представляется, таким образом, что плавление водосодержащего гранатового вебстерита может быть сравнимо по характеру с плавлением плагиоклаза и отличается, следовательно, от плавления перидотита, которое более всего напоминает плавление оливин-пироксеновых ассоциаций [98].

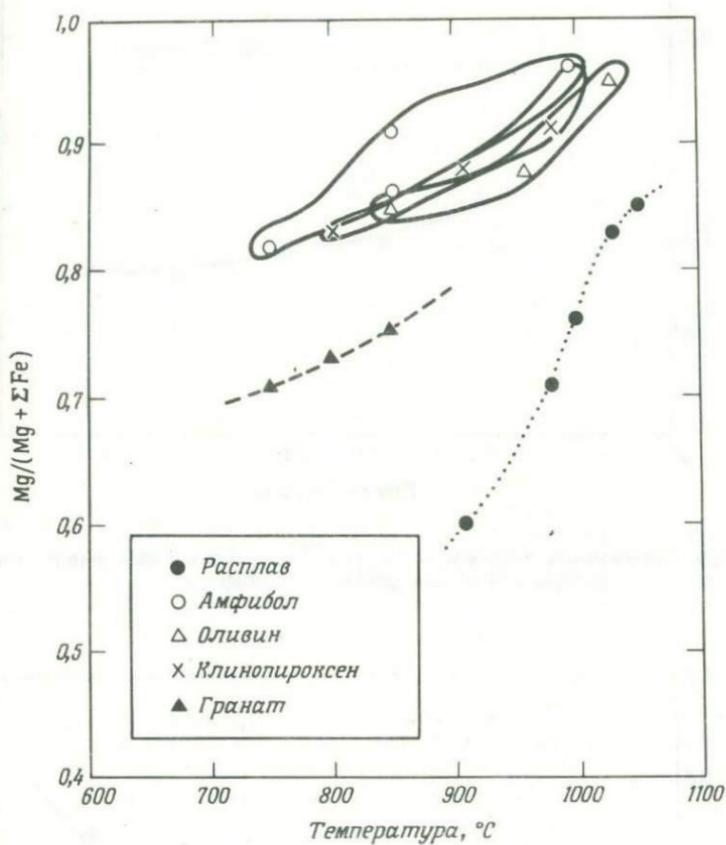
Примечательная особенность экспериментов с составом гранатового вебстерита состоит в существовании обширного поля устойчивости амфибола, который стабилен до температур выше 1100 °C (при ~ 15 кбар) и до давлений около 30 кбар (при 900 °C). Далее, гранат и амфибол сосуществуют в пределах широкого интервала $P - T$ -условий (фиг. 32). Количественное соотношение твердых фаз и расплава в пределах поля устойчивости амфибола остается почти постоянным ($\sim 10\%$ расплава), так же как это наблюдается для составов перидотит + H_2O [107] и базальт + H_2O [67]. Поле устойчивости амфибола напоминает аналогичные поля в толеитовых и щелочных базальтах (фиг. 34), однако верхний предел устойчивости амфибола по давлению здесь выше, чем для базальтовых составов [2], и лишь верхний предел устойчивости амфибола (паргасита) в нефелинитах располагается при более высоких давлениях [3]. Мы заметили также, что этот верхний предел устойчивости по давлению примерно на 5 кбар выше, чем в различных эклогитах, изученных Эссеном, Хенсеном и Грином [41]. Адлен и Беттчер [3] предположили, что при понижении активности SiO_2 (a_{SiO_2}) в базальтовой магме верхний предел устойчивости амфибола по давлению повышается. Более низкая по сравнению с большинством базальтовых пород a_{SiO_2} в гранатовом вебстерите дает дополнительное основание ожидать высокого верхнего предела устойчивости амфибола по давлению. При повышении давления амфибол становится все более паргаситовым. Это позволяет предполагать, что содержание щелочей или величина отношения $Na/(Na + K + Ca)$ также влияет на устойчивость амфибола по давлению. По сравнению с большинством базальтов гранатовый пироксенит очень магнезиален [$Mg/(Mg + \Sigma Fe) = 0,83$], так же как и амфиболы [$Mg/(Mg + \Sigma Fe) = 0,82 - 0,91$]. Увеличение $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ в базальтовых породах, возможно, приведет к расширению поля устойчивости амфибола по давлению, поскольку богатый пиропом гранат стабилен при более высоком давлении.



Фиг. 34. Стабильность амфиболя в гранатовом вебстерите (*E*) + H_2O и других базальтовых системах [2, 3].

В присутствии водяного пара амфибол кристаллизуется при температуре примерно на 20 °С ниже ликвидуса гранатового вебстерита (фиг. 32), тогда как Аллен и др. [2] наблюдали амфибол в качестве ликвидусной фазы в кварцнормативных составах базальта и андезита.

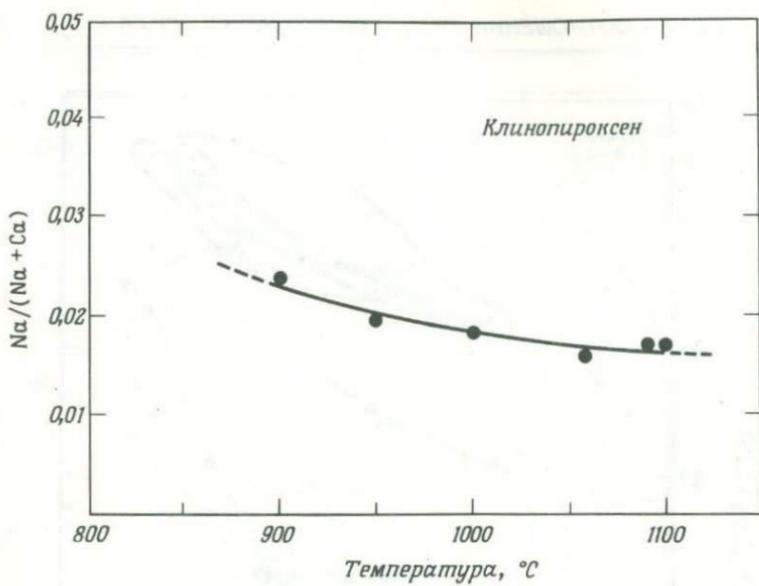
Гранат появляется на ликвидусе при давлении выше ~25 кбар, а при несколько более низких температурах сопровождается клинопироксеном и ортопироксеном (и, возможно, оливином). Составы гранатов (табл. 17) хорошо укладываются в диапазон составов свойственных гранатам эклогитов, связанных с ультраосновными породами [25]. Гранат, как и все другие фазы, с повышением температуры становится более магнезиальным (фиг. 35).



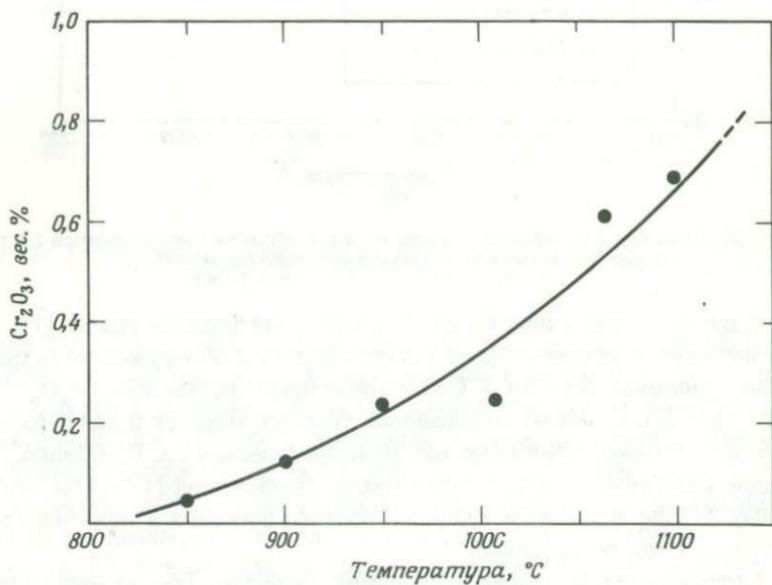
Фиг. 35. Зависимость магнезиальности фаз в области гиперсолидуса от температуры в системе гранатовый вебстерит + H_2O .

Клинопироксен очень богат Ca-молекулой Чермака (табл. 17). При повышении температуры в клинопироксенах обнаруживается понижение отношения $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$ и увеличение содержания Cr_2O_3 (фиг. 36 и 37). Сходные соотношения устанавливаются и для перидотитовых составов, данные по которым приведены в гл. II. Однако Майсен и Беттчер показали, что температурные коэффициенты этих кривых сильно зависят от валового состава породы и в меньшей степени, вероятно, от давления.

Ортопироксен в наших экспериментах редок. Тем не менее мы получили несколько приемлемых анализов и использовали их для проверки геотермометра, предложенного Бойдом [17] для перидотитовых



Фиг. 36. Зависимость натровости $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$ клинопироксена от температуры при общем давлении 15 кбар.



Фиг. 37. Зависимость содержания хрома в клинопироксene от температуры в области гиперсолидуса гранатового вебстерита + H_2O .

Таблица 17

Составы фаз при различных температурах и давлениях

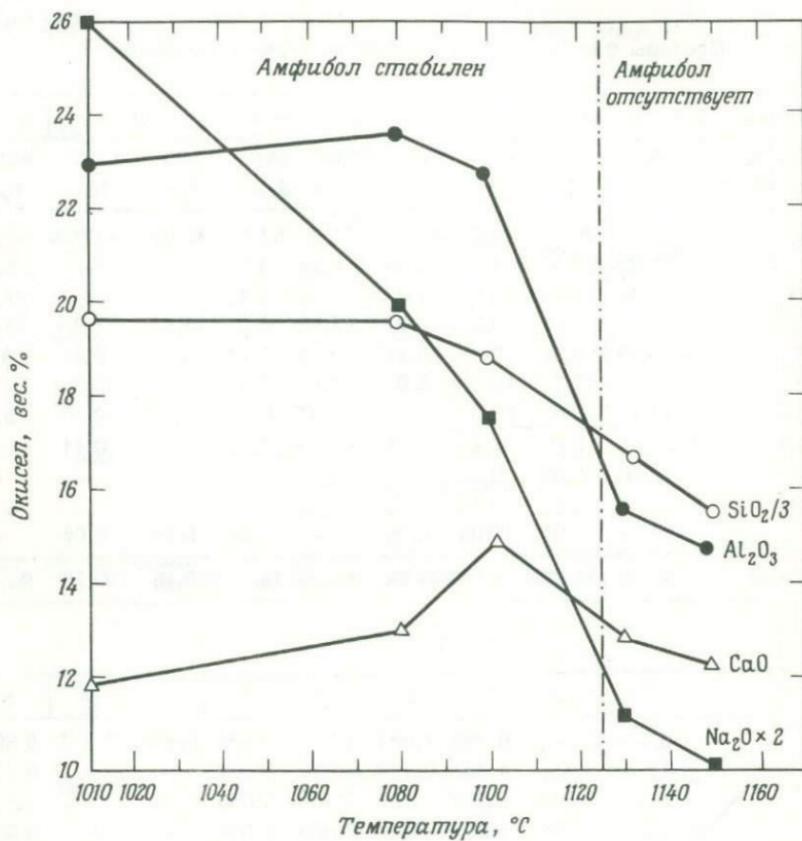
Минерал	amph			cpx		opx	ol		ga	
	T, °C	950	850	950	1010	1060	950	950	1100	900
P, кбар	7,5	15	15	15	21,5	7,5	7,5	15	15	15
SiO ₂	44,9	45,1	44,9	51,1	51,8	53,7	40,06	41,9	40,8	
TiO ₂	1,32	0,93	1,33	0,47	0,24	0,24	—	—	0,37	
Al ₂ O ₃	14,08	11,5	13,73	4,6	3,73	4,39	—	—	22,9	
FeO ¹⁾	5,1	6,8	3,5	4,07	2,68	9,1	13,8	7,2	11,81	
MnO	0,12	0,04	0,17	0,16	0,19	0,13	0,16	0,21	0,34	
MgO	17,47	17,7	19,2	16,0	17,4	30,5	45,8	50,6	17,98	
CaO	11,7	10,8	13,0	22,1	23,21	0,81	0,11	0,15	5,17	
Na ₂ O	1,98	2,6	2,2	0,38	0,23	0,09	—	0,11	—	
K ₂ O	0,06	0,07	0,05	0,02	0,02	—	—	—	—	
Cr ₂ O ₃	0,42	0,05	0,14	0,25	0,58	0,09	—	—	0,17	
NiO	0,03	0,09	0,08	0,09	—	0,01	0,25	0,09	—	
Сумма	97,18	95,68	98,30	99,24	100,08	99,06	100,18	100,26	99,54	

Химическая формула

O	23	23	23	6	6	6	4	4	24
Si	6,374	6,543	6,293	1,881	1,888	1,898	0,999	1,011	5,992
Al ^{IV}	1,626	1,457	1,707	0,119	0,112	0,102	—	—	0,008
Al ^{VI}	0,912	1,515	0,562	0,081	0,047	0,080	—	—	3,838
Ti	0,137	0,098	1,05	0,013	0,006	0,006	—	—	0,038
Fe	0,595	0,822	0,410	0,125	0,081	0,266	0,287	0,145	1,432
Mn	0,012	0,004	0,020	0,007	0,005	0,003	0,003	0,004	0,034
Mg	3,693	3,817	4,011	0,877	0,942	1,607	1,702	1,820	3,892
Ca	1,774	1,683	1,953	0,875	0,906	0,020	0,003	0,004	0,801
Na	0,540	0,720	0,598	0,027	0,015	0,006	—	0,004	—
K	0,008	0,009	0,009	0,001	—	—	—	—	—
Cr	0,045	0,004	0,005	0,007	0,016	0,002	—	—	0,017
Ni	—	0,009	0,009	0,001	—	—	0,004	0,001	—
Mg/(Mg + Fe)	0,86	0,82	0,91	0,88	0,92	0,86	0,86	0,93	0,73

¹⁾ Всё железо в виде FeO.

пород. Экспериментальные температуры оказались почти на 250 °C ниже вычисленных по Бойду и приблизительно на 150 °C ниже значений, определенных по методу Беттчера, Майсена и Модреки [11], несмотря на то что последние авторы получили калибровочные данные



Фиг. 38. Вариации состава (в главных окислах) стекла при частичном плавлении гранатового вебстерита + H_2O в зависимости от температуры при $P_{\text{общ}} = 15 - 17$ кбар.

при том же давлении (15 кбар). В соответствии с нашим предположением (см. гл. II), причиной, вызвавшей понижение температур по сравнению с ожидаемыми значениями, является значительно более высокое содержание Al и Fe в пироксене, по которому производилась калибровка. Напротив, распределение $\text{KAl}^{\text{VI}}_{\text{опх}} - \text{Cr}_{\text{срх}}$, измеренное по предложенному нами перidotитовому геотермометру (см. гл. II), показало температуры в пределах или незначительно выше интервала неопределенности термометра (± 30 °C).

Данные по частичному плавлению представлены в табл. 18. Как и в случае водосодержащего базальта [58, 67], продукты частичного

Таблица 18

Состав частичного расплава гранатового вебстерита при различных температурах и давлениях

$T, ^\circ C$ $P, \text{ кбар}$	1010 15	1080 17	1100 15	1130 15	1150 15
SiO_2	58,9	58,9	56,6	50,5	46,4
TiO_2	0,4	0,6	1,0	0,9	1,0
Al_2O_3	24,0	23,6	22,8	15,5	14,7
$\text{FeO}^1)$	0,07	0,7	1,5	2,9	5,7
MnO	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2
MgO	0,3	0,3	0,7	15,2	18,5
CaO	11,8	12,8	15,1	12,8	12,8
$\text{Na}_2\text{O}^2)$	3,7	2,8	2,4	1,6	1,3
K_2O	0,1	0,1	—	0,1	0,1
Сумма	100,2	99,9	100,3	100,3	100,2
Нормативный состав по CIPW					
Кварц	12,9	16,7	13,4	—	—
Ортоклаз	0,6	0,6	—	0,6	0,6
Альбит	31,3	23,7	20,3	13,4	9,2
Анортит	48,6	51,5	51,3	34,8	34,0
Нефелин	—	—	—	—	1,0
Диопсид	3,8	2,5	6,5	22,6	21,5
Волластонит	2,3	3,7	6,5	—	—
Гиперстен	—	—	—	12,7	—
Оlivин	—	—	—	14,1	32,0
Ильменит	0,8	1,1	1,9	1,7	1,9

¹⁾ Все железо в виде FeO .

²⁾ Na_2O пересчитан на основании состава сосуществующих фаз и расчетного модального состава экспериментальной навески.

плавления гранатового вебстерита в пределах поля устойчивости амфибола (фиг. 38) отличаются высоким содержанием глинозема (~ 20 вес. % Al_2O_3) и кремнезема (~ 60 вес % SiO_2). Как и для базальта (в отличие от перidotита) при более высоких температурах состав расплава смещается к оливиннормативному.

ВЫВОДЫ

Фазовые соотношения в богатой пироксеном составляющей верхней мантии (гранатовом вебстерите) в присутствии H_2O подобны

таковым для водосодержащего толеита. Они, таким образом, наиболее близко соответствуют характеру плавления плагиоклаза в присутствии воды, когда температуры начала плавления контролируются величиной нормативного отношения $An/(An + Ab)$. В отличие от этого плавление в водных условиях другой главной составляющей верхней мантии, перидотита, где содержание нормативного плагиоклаза очень низко (< 10%), определяется главным образом парой оливин + пироксен, $P - T$ -координаты солидуса которой контролируются отношением $Mg/(Mg + \Sigma Fe)$.

Различия между гранатовым вебстеритом и перидотитом проявляются также и в реакциях плавления, контролирующих состав частичных расплавов. Несмотря на то что амфибол является гиперсолидусной фазой как для водосодержащего перидотита (гл. I), так и для гранатового вебстерита (фиг. 32), частичные расплавы перидотита в отличие от гранатового вебстерита вне поля устойчивости амфиболя могут содержать нормативный кварц. Эта особенность перидотитовых выплавок объяснялась нами (гл. I) инконгруэнтным плавлением ортопироксена в условиях высокой фугитивности H_2O . В гранатовом вебстерите ортопироксен редок; амфибол же обычен, и образование расплавов с нормативным кварцем, по-видимому, связано с его присутствием.

Расплавы с нормативным кварцем, производные от гранатовых вебстеритов, содержат слишком много извести и глинозема, чтобы их можно было называть андезитами (табл. 18). Тем не менее 10 – 20%-ное фракционирование основных плагиоклазов при низком давлении может способствовать решению этой проблемы. Однако источник таких андезитов не может находиться намного глубже 75 – 80 км в мантии, и это накладывает более жесткие ограничения на глубину образования андезитовых расплавов, чем в случае материнских перидотитов. Ясно все же, что независимо от того, какую породу – перидотит или гранатовый вебстерит – выбрать в качестве материала мантии, частичное плавление верхней мантии в присутствии воды может обусловить образование андезитовых или андезитоподобных магм.

Авторам были полезны многочисленные дискуссии с коллегами из Пенсильванского государственного университета и Геофизической лаборатории. Очень ценными были критические замечания Бернема, Холлоэя, Кусиро, Мак-Грегора, Омото и Торнтона. Особую благодарность авторы выражают Бернему и Ходжесу за предоставленные ими неопубликованные данные. Мы весьма обязаны Джексону, Райту и Преториусу за предоставление ценного каменного материала. Майсен благодарен Геофизической лаборатории за оказанные ему гостеприимство и поддержку за время прохождения аспирантуры. Настоящее исследование субсидировалось Национальным научным фондом США (дотация GA-12737).

Список литературы

1. Ahrens L.H., The use of ionization potentials, Part I, Ionic radii of the elements, *Geochim. cosmochim. Acta*, **2**, 155 – 169, 1952.
2. Allen J.C., Modreski P.J., Haygood C., Boettcher A.L., The role of water in the mantle of the earth, The stability of amphiboles and micas, *24th Int. Geol. Congr.*, **2**, 231 – 240, 1972.
3. Allen J.C., Boettcher A.L., Phase relations and the stability of amphiboles in and olivine nephelinite at high pressures, *EOS*, **54**, 481, 1973.
4. Anderson D.L., The plastic layer of the earth's mantle, *Sci. Am.*, **205**, 2 – 9, 1962.
5. Anderson D.L., Latest information from seismic advances, In Gaskell T., ed., *The Earth's Mantle*, 355 – 420, London, Academic Press, 1967.
6. Beeson M.H., Jackson E.D., Origin of garnet pyroxenite xenoliths at Salt Lake Crater, Min. Soc., Am. Spec. Pap., **3**, 95 – 112, 1970.
7. Berman R., Simon F., On the graphite -diamond equilibria, *Electrochem. Z.*, **59**, 333 – 338, 1955.
8. Boettcher A.L., The system $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ at high pressures and temperatures, *J. Petrology*, **11**, 337 – 379, 1970.
9. Boettcher A.L., Volcanism and orogenic belts – the origin of andesite, *Tectonophysics*, **17**, 231 – 244, 1973.
10. Boettcher A.L., Mysen B.O., Allen J.C., Techniques for the control of water fugacity and oxygen fugacity for experimentation in solid-media high pressure apparatus, *J. geophys. Res.*, **78**, 5898-5902, 1973.
11. Boettcher A.L., Mysen B.O., Modreski P.J., Phase relationships in natural and synthetic peridotite – H_2O and peridotite – $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ systems at high pressures, *Phys. Chem. Earth* **9**, 855 – 867, 1975.
12. Boettcher A.L., Wyllie P.J., The calcite -aragonite transition measured in the system $\text{CaO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, *J. Geol.*, **76**, 314 – 330, 1968.

13. Boettcher A.L., Wyllie P.J., Melting of granite with excess water to 30 kilobars pressure, *J. Geol.*, **76**, 235 – 244, 1968.
14. Boettcher A.L., Wyllie P.J., Phase relationships in the system $\text{NaAlSiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ to 35 kb pressure, *Am. J. Sci.*, **267**, 875 – 909, 1969.
15. Bowen N.L., Schairer J.F., The system $\text{MgO} - \text{GFeO} - \text{SiO}_2$, *Am. J. Sci.*, **229**, 151 – 217, 1935.
16. Bowen N.L., Schairer J.F., The problem of the intrusion of dunite in the light of the olivine diagram, 16th Int. geol. Congr. Wash., 391 – 396, 1936.
17. Boyd F.R., The orthopyroxene geothermometer, *Geochim. cosmochim. Acta*, **32**, 2533 – 2546, 1973.
18. Boyd F.R., England J.L., Apparatus for phase equilibrium measurements at pressure up to 50 kilobars and temperatures up to 1750 °C, *J. geophys. Res.*, **65**, 741 – 748, 1960.
19. Brown G.M., Schairer J.F., Chemical and melting relations of some calc-alkaline igneous rocks, *Geol. Soc., Am. Mem.* **130**, 139 – 157, 1971.
20. Bultitude P.J., Green D.H., Experimental study at high pressures on the origin of olivine nephelinite and olivine melilite nephelinite magmas, *Earty Planet. Sci. Lett.*, **3**, 325 – 337, 1968.
21. Bultitude R.J., Green D.H., Experimental study of crystal – liquid relationships at high pressures in olivine nephelinite and basanite compositions, *J. Petrology*, **12**, 121 – 147, 1971.
22. Carswell D.A., Dawson J.B., Garnet peridotite xenoliths in South African kimberlite pipes and their petrogenesis, *Contr. Mineral. Petrol.*, **25**, 163 – 184, 1970.
23. Cawthorn R.G., Ford C.E., Biggar G.M., Bravo M.S., Clark D.B., Determinatoin of the liquid composition in experimental samples, Discrepancies between microprobe analysis and other methods, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **21**, 1 – 6, 1973.
24. Clark S.P., Ringwood A.E., Density distribution and constitution of the mantle, *Rev. Geophys.*, **2**, 35 – 88, 1964.
25. Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B., Brannock W.W., Eclogites and eclogites, Their differences and similarities, *Bull. geol. Soc. Am.*, **76**, 483 – 508, 1965.
26. Davis B.C.T., Boyd F.E., The join $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites, *J. geophys. Res.*, **71**, 3567 – 3576, 1966.
27. Dawson J.B., Kimberlites and their relation to the mantle, *Phil. Trans. Soc. Lond.*, **A271**, 297 – 311, 1972.

28. Dawson I.B., Powell D.G., The Natron – Engaruka explosion crater area, northern Tanzania, Bull. volcan., **33**, 791 – 817, 1968.
29. Dickey J.S., Jr., Partial fusion products in alpine-type peridotites, Serrania de la Ronda and other examples, Miner. Soc. Am. Spec. Pap. **3**, 33 – 49, 1970.
30. Dickey J.S., Jr., Yoder H.S., Jr., Schairer J.F., Chromium in silicate oxide systems, Yb. Carnegie Instn. Wash., **70**, 118 – 122, 1971.
31. Dickey J.S., Jr., Yoder H.S., Jr., Partitioning of chromium and aluminium between clinopyroxene and spinel, Yb. Carnegie Instn. Wash., **71**, 389 – 392, 1972.
32. Dickinson W.R., Relation of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics, Rev. Geophys., **8**, 813 – 860, 1970.
33. Dickinson W.R., Hatherton , Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific, Science, **157**, 801 – 803, 1967.
34. Dorman J., Seismic surface-wave data on the upper mantle, In Hart P.J., ed., The Earth's Crust and Upper Mantle, 257 – 273, Washington, Am. Geophys. Union, 1969.
35. Eggler D.H., Amphibole stability in H_2O – undersaturated calc-alkaline melts, Earth Planet. Sci. Lett., **15**, 28 – 34, 1972.
36. Eggler D.H., Role of CO_2 in melting processes in the mantle, Yb. Carnegie Instn. Wash., **72**, 458 – 467, 1973.
37. Eggler D.H., Effect of CO_2 on composition of silicate melts formed at high pressure, abstr., EOS, **55**, 480, 1974.
38. Eggler D.H., Burnham C.W., Crystallization and fractionation trends in the system andesite – H_2O – CO_2 at pressure to 10 kb, Bull. Geol. Soc. Am., **84**, 2517 – 2532, 1973.
39. Eggler D.H., Mysen B.O., Seitz M.G., The solubility of CO_2 in silicate liquids and crystals, Yb. Carnegie Instn. Wash., **73**, 226 – 228, 1974.
40. Egorov L.S., Carbonatites and ultralasic-alkaline rocks of the Maimecha-Kotui region, N. Siberia, Lithos., **3**, 341 – 359, 1970.
41. Essene E.J., Hensen B.J., Green D.H., Experimental study of amphibolite and eclogite stability, Phys. Earth Planet. Int., **3**, 374 – 384, 1970.
42. Finger L.W., Hadidiacos C.G., Aspects of computer automation of an electron microprobe, Yb. Carnegie Instn. Wash., **70**, 269 – 275, 1971.
43. Forbes R.B., Banno S., Nickel-iron content of peridotite inclusion and cognate olivine from an alkali olivine basalt, Am. Miner., **51**, 130 – 140, 1966.

44. Forsyth D.W., Press F., Geophysical tests of petrological models of the spreading lithosphere, *J. geophys. Res.*, **76**, 7963 – 7979, 1971.
45. French B.M., Some geological implications of equilibrium between graphite and a C – H – O gas phase at high temperature and pressures, *Rev. Geophys.*, **4**, 223 – 253, 1966.
46. French B.M., Eugster H.P., Experimental control of oxygen fugacities by graphite-gas equilibria, *J. geophys. Res.*, **70**, 1529 – 1539, 1965.
47. Furst G.A., Boettcher A.L., Stability of plagioclase at high temperatures and pressures, *Abstr. with Program. Ann. Meeting, geol. Soc. Am.*, Minneapolis, Minn., 514, 1972.
48. Gilbert M.C., Synthesis and stability relations of the hornblende ferropargasite, *Am. J. Sci.*, **264**, 698 – 742, 1966.
49. Gill J.B., Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an island arc, *Contr. Miner. Petrol.*, **27**, 179 – 203, 1970.
50. Green D.H., The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the earth's mantle, *Tectonophysics*, **7**, 409 – 422, 1969.
51. Green D.H., Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin, application of oceanic volcanism, *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A*, **268**, 707 – 725, 1971.
52. Green D.H., Magmatic activity as the major process in the chemical evolution of the earth's crust and mantle, *Tectonophysics*, **13**, 47 – 71, 1972.
53. Green D.H., Archaean greenstone belts may include terrestrial equivalents of lunar maria? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **15**, 263 – 270, 1972.
54. Green D.H., Conditions of melting of basanite magma from garnet peridotite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **17**, 456 – 465, 1973.
55. Green D.H., Contrasted melting relations in a pyrolite upper mantle under mid-oceanic ridge, stable crust and island arc environments, *Tectonophysics*, **17**, 285 – 297, 1973.
56. Green D.H., Ringwood A.E., The genesis of basaltic magmas, *Contr. Miner. Petrol.*, **15**, 103 – 190, 1967.
57. Green H.W., A CO₂ charged asthenosphere, *Nature*, **238**, 2 – 5, 1972.
58. Green T.H., Ringwood A.E., Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite, *Contr. Miner. Petrol.*, **18**, 105 – 162, 1968.
59. Hales A.L., Helsey C.E., Nation J.B., Travel time for an oceanic path, *J. geophys. Res.*, **75**, 7362 – 7382, 1970.
60. Hamilton D.L., Burnham C.W., Osborn E.F., The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in the mafic magmas, *J. Petrology*, **5**, 21 – 39, 1964.

51. Hedge C.E., Variation in radiogenic strontium found in volcanic rocks, *J. geophys. Res.*, **71**, 6119 – 6126, 1966.
52. Hedge C.E., Hildreth P.A., Henderson W.T., Strontium isotopes in some cenozoic lavas from Oregon and Washington, *Earth Planet. Sci. Letters*, **8**, 434 – 438, 1970.
53. Hill R.E.T., Boettcher A.L., Water in the earth's mantle, Melting curves of basalt-water and basalt-water-carbon dioxide, *Science*, **167**, 980 – 982, 1970.
54. Hill R.E.T., Burnham C.W., Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure, *J. Petrology*, **13**, 1 – 29, 1972.
55. Hodges F.N., The solubility of H_2O in silicate melts, *Yb. Carnegie Instn. Wash.*, **73**, 251 – 255, 1974.
56. Holloway J.R., The system pargasite – H_2O – CO_2 , A model for melting of a hydrous mineral with a mixed volatile fluid, I. Experimental results to 8 kbar, *Geochim. cosmochim. Acta*, **37**, 651 – 667, 1973.
57. Holloway J.R., Burnham C.W., Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure, *J. Petrology*, **13**, 1 – 29, 1972.
58. Holloway J.R., Burnham C.W., Millhollen G.L., Generation of H_2O – CO_2 mixtures for use in hydrothermal experimentation, *J. geophys. Res.*, **73**, 6598 – 6600, 1968.
59. Holloway J.R., Eggler D.H., Davis N.F., Analytical expression for calculating the fugacity and free energy of H_2O to 10 000 bars and 1300 °C, *Bull. geol. Soc. Am.*, **82**, 2639 – 2642, 1971.
60. Holloway J.R., Lewis C.F., CO_2 solubility in hydrous albite liquid at 5 kbar, *abstr., EOS*, **54**, 483, 1974.
61. Holloway J. R., Reese R.L., The generation of N_2 – CO_2 – H_2O fluids for use in hydrothermal experimentation, I. Experimental method and equilibrium calculations in the C – O – N – H system, *Am. Miner.*, **59**, 587, – 597, 1974.
62. Huebner J.S., Buffering techniques for hydrostatic systems at elevated pressures, In *G.C. Ulmer*, ed., *Research techniques for high pressure and high temperature*, Chapter 5, New York, Springer Verlag, 1971.
63. Irvine T.N., Chromian spinel as a petrogenetic indicator, Part I, Theory, *Can. J. Earth Sci.*, **2**, 648 – 472, 1965.
64. Irvine T.N., Chromian spinel as a petrogenetic indicator, Part II, Petrologic applications, *Can. J. Earth Sci.*, **4**, 71 – 103, 1967.

75. Jackson E.D., Wright T.L., Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii, *J. Petrology*, **11**, 405 – 430, 1970.
76. Johannes W., Bell P.M., Mao H.K., Boettcher A.L., Chipman D.W., Hays J.F., Newton R.C., Seifert F., An interlaboratory comparison of piston-cylinder pressure calibration using the albite-breakdown reactions, *Contr. Mineral. Petrol.*, **32**, 24 – 38, 1971.
77. Kesson S.E., Holloway J.R., The generation of $N_2 - CO_2 - H_2O$ fluids for use in hydrothermal experimentation, II. Melting of albite in a multispecies fluid, *Am. Mineral.*, **59**, 598 – 603, 1974.
78. Kuno H., Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs, *Can. geol. Surv. Prof. Pap.*, **66-15**, 317 – 335, 1966.
79. Kuno H., AoKi K.L., Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas, *Phys. Earth Planet. Int.*, **3**, 273 – 301, 1970.
80. Kurat G., Granat-spinell-websterite and lherzolit in basalt tuff con kapfenstein, Steiermark, *Tschermaks. miner. petrogr. Mitt.*, **16**, 192 – 214, 1971.
81. Kushiro I., Discussion of the paper: The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the earth's mantle, by D.H. Green, *Tectonophysics*, **7**, 427 – 436, 1969.
82. Kushiro I., The system forsterite – diopside – silica with and without water at high pressures, *Am. J. Sci.*, **267-A**, 269 – 274, 1969.
83. Kushiro I., Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures, *J. Petrology*, **13**, 311 – 334, 1972.
84. Kushiro I., Origin of some magmas in oceanic and circumoceanic regions, *Tectonophysics*, **17**, 211 – 222, 1973.
85. Kushiro I., Regularity of the shift of olivine-pyroxene and pyroxene-silica liquidus boundaries and its significance in magma genesis, *EOS*, **54**, 706, 1973.
86. Kushiro I., Melting of hydrous upper mantle and possible generation of andesitic magma, An approach from synthetic system, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **22**, 294 – 299, 1974.
87. Kushiro I., Syono Y., Akimoto S., Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures, *J. geophys. Res.*, **73**, 6023 – 6029, 1968.
88. Kushiro I., Shimizu N., Nakamura Y., Akimoto S., Compositions of coexistinf liquid and solid phases formed upon melting of natural garnet and spinel lherzolites at high pressures, A preliminary report, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **14**, 19 – 25, 1973.

89. *Kushiro I., Yoder H.S., Nishikawa M.*, Effect of water on the melting of enstatite, *Bull. geol. Soc. Am.*, **79**, 1685 – 1692, 1968.
90. *Lambert I.B., Wyllie P.J.*, Stability of hornblende and a model for the low velocity zone, *Nature*, **215**, 1240 – 1241, 1968.
91. *Lambert I.B., Wyllie P.J.*, Melting in the deep crust and the upper mantle and the nature of the low velocity zone, *Phys. Earth Planet. Int.*, **3**, 316 – 322, 1970.
92. *Lambert I.B., Wyllie P.J.*, Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kb pressure, with geological applications, *J. Geol.*, **80**, 693 – 708, 1972.
93. *Leake B.E.*, A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **68**, 1968.
94. *Lovering J.F., White A.J.R.*, Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia, *Congr. Mineral. Petrol.*, **21**, 9 – 52, 1969.
95. *McBirney A.R.*, Compositional variations in cenozoic calc-alkaline suites of Central America, In *McBirney A.R.*, ed., *Proc. Andesite Conf.*, 185 – 189, 1969.
96. *MacGregor I.D.*, The effect of CaO , Cr_2O_3 and Al_2O_3 on the stability of spinel and garnet-peridotite, *Phys. Earth Planet. Int.*, **3**, 372, 1970.
97. *Merrill R.B., Wyllie P.J.*, Absorption of iron by platinum capsules in high-pressure rock melting experiments, *Am. Miner.*, **58**, 16 – 20, 1973.
98. *Merrill R.B., Robertson J.K., Wyllie P.J.*, Melting reactions in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ to 20 kilobars compared with results from other feldsparquartz – H_2O and rock – H_2O system, *J. Geol.*, **78**, 558 – 570, 1970.
99. *Millhollen G.L.*, Melting of nepheline-syenite with H_2O and $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, and the effect of dilution of the aqueous phase on the beginning of melting, *Am. J. Sci.*, **270**, 244 – 254, 1971.
100. *Millhollen G.L., Wyllie P.J., Burnham C.W.*, Melting relations of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ to 30 kb in the presence of $\text{H}_2\text{O} : \text{CO}_2 = 50 : 50$ vapor, *Am. J. Sci.*, **271**, 473 – 480, 1971.
101. *Modreski P.J., Boettcher A.L.*, The stability of phlogopite + enstatite at high pressures, a model for micas in the interior of the earth, *Am. J. Sci.*, **272**, 852 – 869, 1972.
102. *Modreski P.J., Boettcher A.L.*, Phase relationships of phlogopite in the system $\text{K}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$ to 35 kilobars, A better model for micas in the interior of the earth, *Am. J. Sci.*, **273**, 395 – 415, 1973.

103. Muehlenbachs K., Mysen B.O., A technique for quantitative addition of some gases to sealed capsules used in high-pressure equipment, Yb. Carnegie Instn. Wash. Year Book, **73**, 605 – 606, 1974.
104. Mysen B.O., Melting in a hydrous mantle, Phase relations of mantle peridotite with controlled water and oxygen fugacities, Yb. Carnegie Instn. Wash. Year Book, **72**, 467 – 478, 1973.
105. Mysen B.O., Boettcher A.L., Compositional variations in hydrous mantle peridotite with variable oxygen fugacity, Abstr. with Program, Ann. Meeting, geol. Soc., Am., Dallas, Texas, 746, 1973.
106. Mysen B.O., Boettcher A.L., Phase relations in peridotite – H₂O – CO₂ systems with controlled f_{O_2} and f_{H_2O} , abstr., EOS, **54**, 480, 1973.
107. Mysen B.O., Melting of a hydrous mantle; I. Phase relations of natural peridotite at high pressures and high temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide and hydrogen, J. Petrology, **16**, 520 – 548, 1975.
108. Mysen B.O., Boettcher A.L., Melting of a hydrous mantle: II. Geochemistry of crystal and liquids formed by anatexis of mantle peridotite at high pressures and high temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen and carbon dioxide, J. Petrology, **16**, 549 – 593, 1975.
109. Mysen B.O., Kushiro L., Nicholls I.A., Ringwood A.E., A possible mantle origin of andesite magmas, Discussion of a paper by Nicholls and Ringwood, Earth planet. Sci. Lett., **21**, 221 – 229, 1974.
110. Mysen B.O., Seitz M.G., Solubility of CO₂ in Di – CO₂ and Ab – CO₂ – H₂O – Xe liquids at high P and T. Abstr. with Program, Am. geol. Soc. Ann. Meeting, 884, Miami Beach, 1974.
111. Nakamura Y., Petrology of the Toba ultrabasic complex, Mie Prefecture, central Japan, J. Fac. Sci. Univ Tokyo, Sec. II, **18**, 1 – 51, 1971.
112. Nicholls I.A., Ringwood A.E., Production of silica-saturated tholeiitic magmas in island arcs, Earth Planet. Sci. Lett., **17**, 243 – 246, 1973.
113. O'Hara M.J., Primary magmas and the origin of basalts, Scot. J. Geol., **1**, 19 – 40, 1965.
114. O'Hara M.J., The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks, Earth Sci. Rev., **4**, 69 – 133, 1968.
115. O'Hara M.J., Mercey O.L.P., Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotites, Trans. R. Soc. Edinb., **65**, 251 – 314, 1963.

116. O'Hara M.J., Yoder H.S., Formation and fractionation of basic magmas at high pressures, *Scot. J. Geol.*, **3**, 67 – 117, 1967.
117. Oxburgh E.R., Petrological evidence for the presence of amphibole in the upper mantle and its petrogenetic and geophysical implications, *Geol. Mag.*, **101**, 1 – 19, 1964.
118. Peterman Z.E., Carmichael I.S.E., Smith A.L., Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratios of the Tala Sea series, New Britain, Territory of New Guinea, *Bull. geol. Soc. Am.*, **81**, 39 – 40, 1970.
119. Piwiniskii A.J., Martin R.F., An experimental study of equilibrium with granitic rocks at 10 kb, *Contr. Mineral. Petrol.*, **29**, 1 – 10, 1970.
120. Press F., Earth models consistent with geophysical data, *Phys. Earth Planet. Int.*, **3**, 3 – 22, 1970.
121. Pyke D.R., Naldrett A.J., Eckstrand O.R., Ultramafic flows in Munro Township, Ontario, *Bull. geol. Soc. Am.*, **84**, 955 – 978, 1973.
122. Rickwood P.C., Mathias M., Siebert J.C., A study of garnets from eclogite and peridotite xenoliths found in kimberlite, *Contr. Mineral. Petrol.*, **19**, 271 – 301, 1968.
123. Ringwood A.K., Mineralogy of the mantle, in Hurley P.M., ed., *Advances in Earth Sciences*, 358 – 399, 1966.
124. Ringwood A.E., The chemical composition and origin of the earth, In Hurley P.M., ed., *Advances in Earth Sciences*, 287 – 355, 1966.
125. Ringwood A.E., The composition of the crust and the upper mantle, *Am. Geophys. Un. Mon.*, **13**, 1 – 17, 1969.
126. Ringwood A.E., Maggregor I.D., Boyd F.E., Petrologic constitution of the upper mantle, *Yb. Carnegie Instn. Wash.*, **63**, 147 – 152, 1964.
127. Roeder P.L., Emslie R.F., Olivine-liquid equilibrium, *Contr. Miner. Petrol.*, **29**, 275 – 289, 1970.
128. Rubey W.W., Development of the hydrosphere and atmosphere with special reference to the probable composition of the early atmosphere in the crust of the earth, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **62**, 631 – 655, 1955.
129. Sharp W.E., The thermodynamic properties of water in the range – 10 to 1000 °C and 1 to 250 000 bars, UCRL-7118, Chemistry UC-4, TID-4500, Lawrence Radiation Lab., Univ. Calif., Livermore, Calif., 1962.
130. Taylor S.R., Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks, in Mc Birney A.R., ed., *Proc. Andesite Conf.*, 1969.

131. *Taylor S.R., Ewart A., Kopp A.C.*, Leucogranites and rhyolites, Trace element evidence for fractional crystallization and partial melting, *Lithos*, **1**, 179 – 187, 1968.
132. *Toksöz M.N., Chinnery M., Anderson D.L.*, Inhomogeneities in the earth's mantle, *Geophys. J.*, **13**, 31 – 59, 1967.
133. Уханов А.В., Оливиновый мелилит из алмазоносной трубы взрыва нг Анабаре, *ДАН СССР*, **153**, № 14, 923 – 925, 1963.
134. *Viljoen M.J., Viljoen R.P.*, Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotite magma form the Komati Formation of the Onverwocht group, *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, **2**, 87 – 112, 1969.
135. *Vinogradov A.P.*, Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the earth's crust, *Geochemistry*, **7**, 641 – 664, 1969.
136. *White A.J.R.*, Clinopyroxene from eclogites and basic granulites, *Am. Miner.*, **47**, 7 – 8, 1964.
137. *White R.W.*, Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii, *Contr. Miner. Petrol.*, **12**, 245 – 314, 1966.
138. *Whitney J.A.*, The effect of reduced fugacity of H_2O on the buffering of oxygen fugacity in hydrothermal experiments, *Am. Miner.*, **57**, 1902 – 1908, 1972.
139. *Wones D.R., Eugster H.P.*, Stability relations of the ferruginous biotite, annite, *J. Petrology*, **3**, 82 – 125, 1962.
140. *Wood B.J., Banno S.*, Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene relations in simple and complex systems, *Contr. Mineral. Petrol.*, **42**, 93 – 109, 1973.
141. *Wyllie P.J.*, Ultramafic rocks and the upper mantle, *Miner. Soc. Am. Spec. Pap.*, **3**, 3 – 32, 1970.
142. *Yoder H., Jr.*, Phlogopite – H_2O – CO_2 . An example of the multi-component gas problem, *Yb. Carnegie Instn. Wash.*, **68**, 236 – 240, 1969.
143. *Yoder H.S., Jr.*, Calcalkalic andesites, Experimental data bearing on the origin of their presumed characteristics, *Oregon Dept. Geol. Min. Ind. Bull.*, **65**, 77 – 89, 1969.
144. *Yoder H.S., Jr., Kushiro I.*, Melting of a hydrous phase, Phlogopite, *Am. J. Sci.*, **267-A**, 558 – 582, 1969.
145. *Yoder H.S., Jr., Tilley C.E.*, Origin of basalt magmas, An experimental study of natural and synthetic rock systems, *J. Petrology*, **3**, 342 – 532, 1962.
146. Зверев С.М., Проблемы сейсмических исследований земной коры океанов, *Изв. АН СССР*, сер. Физика Земли, № 4, 1970.

Предметный указатель

- Альбит** 10, 25, 82, 87, 90, 109
Альмандин 12, 78
Амфибол 7, 11, 20, 22 – 28, 30, 37, 38, 40, 42, 44, 49, 67 – 74, 76, 79 – 81, 94, 99, 101, 103 – 105, 109, 110
Андрезит 21, 23, 26, 27, 39, 91, 94, 95, 104, 110
Анортит 10, 25, 82, 87, 91, 109
Апатит 10
Базальт 23, 24, 27, 29, 49, 72, 94, 96, 103
 - мелилитовый 91
 - оливиновый 91
 - щелочной 7, 21, 95
 - оливиновый 104**Базанит** 91
Вебстерит гранатовый 97 – 110
Волластонит 59, 83, 91, 109
Вулканизм андезитовый 94
 - базальтовый 94
 - океанический 96
 - островных дуг 96**Габбро** 102
Геденбергит 10, 25, 83, 87, 91
Геотерма континентальная 21, 28, 95, 102
 - океаническая 21, 28, 36, 37, 95, 102**Геотермометр Бойда** 58, 59
 - пироксеновый 68, 96, 105, 108**Герцинит** 12
Гиперстен 10, 25, 83, 87, 91, 109
Гранат 11, 20, 22 – 24, 28, 30, 36, 37, 55, 72 – 74, 76 – 78, 89, 95, 98, 100 – 105
Гранит 102
Гроссуляр 12, 78
Диопсид 10, 25, 83, 87, 91, 109
Ильменит 10, 25, 83, 87, 91, 109
Карбонатит 95
Кварц 25, 30, 82, 87, 90, 92, 109
Кимберлит 7, 37, 95, 96
Клинопироксен 10, 11, 20, 25, 26, 48, 49, 58 – 67, 80, 82, 87, 91, 92, 97, 98, 101, 104 – 106
Корунд 10, 83
Ларнит 89, 91
Лейцит 91
Перцолит 7, 9
 - гранатовый 10
 - шпинелевый 10**Мagma андезитовая** 110
 - базальтовая 38, 39, 81, 94, 103
 - толеитовая 39, 96**Магнетит** 10, 25, 75
Мелилит оливиновый 95
Нефелин 82, 91, 92, 109
Нефелинит 39, 103
 - оливин-авгитовый 90, 91
 - оливиновый 91, 95, 104**Оlivин** 10, 11, 20, 24, 25, 27, 30, 39, 41 – 45, 48 – 51, 80, 91 – 93, 99 – 101, 104, 105, 109
Ортоклаз 10, 25, 82, 87, 90, 109
Ортопироксен 7, 11, 20, 23, 24, 30, 39, 42, 50, 52, 54 – 61, 65, 67, 80, 92, 93, 98, 101, 104, 105, 110

- Палеонаст** 12
Паргасит 69, 72, 74, 103
 - субкремнеземистый 69**Перидотит** 7, 10, 13, 22 – 24, 26 – 42, 49, 50, 55, 59, 64, 65, 67, 72, 74, 79, 81, 84, 87, 94, 95, 97, 102, 103
 - альпинотипный 49
 - гранатовый 36, 37, 73
 - шпинелевый 36, 37, 73**Пироксен** 22, 30, 86, 87, 95, 99, 102
Пироксенит 64
 - гранатовый 51, 103**Пиролит** 23, 24, 39, 42, 44
Пироп 12, 22, 78, 103
Плагиоклаз 103, 110
- Расплав** андезитовый 88, 94, 96
 - аортозитовый 81
 - мелилит-базальтовый 96
 - оливин-нефелинитовый 94, 96
 - толеитовый 93**Рихтерит** 69
Роговая обманка магнезиальная 68, 69
 - — паргаситовая 11, 68, 72
 - — tremolитовая 69
 - — чермакитовая 11, 68
 - — эденитовая 69**Рутил** 20, 101
Рушаит 90, 91
- Система** альбит – $H_2O - CO_2$ 30
 - андезит – $H_2O - CO_2$ 30
 - базальт – $H_2O - CO_2$ 29
 - базальтовая 41
 - гранатовый вебстерит – H_2O 100, 105
 - оливиновый толеит – $H_2O - CO_2$ 30
 - перидотит – CO_2 35
 - перидотит – H_2O 49, 68, 72, 74**Система** перидотит – $H_2O - CO_2$ 44
 - перидотит – нефелин – кварц 93
 - плагиоклаз – H_2O 103
 - сиенит – $H_2O - CO_2$ 30
 - форстерит – аортит – кварц 93
 - энстатит – $H_2O - CO_2$ 93
 - $CaO - MgO - SiO_2$ 58
 - $CaO - MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2$ 31
 - $H - C - O$ 31
 - $K_2O - MgO - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ 99
 - $Ne - Fo - CaTs - Qz \pm H_2O$ 93
 - $Fo - Di - SiO_2 - H_2O$ 39**Слюдя** 12, 20, 78, 79, 101
Титанклиновумит 38
Толеит 104, 110
 - кварцевый 21, 91, 104
 - оливиновый 21, 91, 95**Тоналит** 102
Тремолит 69
Фаялит 10, 25, 44, 91
Ферросилит 10, 25, 83, 87, 91
Флогопит 7, 12, 24 – 26, 37, 38, 41, 72, 79, 84, 94, 95
Форстерит 10, 25, 27, 44, 45, 49 – 51, 91
Чермакит 69, 74
Шпинель 12, 20, 22, 73 – 76, 80, 81, 100, 101
Эденит 69
 - рихтеритовый 69**Эклогит** 7, 97, 103
Энстатит 10, 25, 39, 83, 87, 91, 93

Оглавление

Предисловие редактора	5
Г л а в а I. Фазовые соотношения в природных перидотитах при высоких давлениях и температурах при кон- тролируемых активностях воды, углекислоты и водорода. <i>Перевод М.А. Богомолова</i>	7
Г л а в а II. Геохимия кристаллов и расплавов, образующих- ся при анатексисе мантийного перидотита при высоких давлениях и температурах в зависи- мости от контролируемых активностей воды, водо- рода и двуокиси углерода. <i>Перевод Р.А. Ишбула- това</i>	38
Г л а в а III. Фазовые соотношения гранатового вебстерита- + H_2O при высоких давлениях и температурах. <i>Перевод М.А. Богомолова</i>	97
Список литературы	111

ИЗДАТЕЛЬСТВО "МИР" ВЫПУСКАЕТ В 1979 ГОДУ
КНИГИ ЗАРУБЕЖНЫХ УЧЕНЫХ ПО ГЕОЛОГИИ

*Книга Э. Космическая геология: Пер. с англ. – 25 л. –
3 р. 30 к.*

Первая книга на русском языке, обобщающая обширный материал, связанный с одной стороны, с геологией, а с другой – с космогонией и физикой планет. Рассматриваются процессы формирования поверхности Земли, Луны и планет, их геохимия, вопросы сравнительной планетологии и т. п. Новизна материала, четкость изложения и удачно подобранные иллюстрации делают книгу весьма интересной не только для специалистов в области геологии и космических исследований, но также для широкого круга читателей, интересующихся успехами современной науки в исследовании солнечной системы.

План 1979 г., № 140

ИЗДАТЕЛЬСТВО "МИР" ВЫПУСКАЕТ В 1979 ГОДУ
КНИГИ ЗАРУБЕЖНЫХ УЧЕНЫХ ПО ГЕОЛОГИИ

Колман Р. Офиолиты: Пер. с англ. — 18 л. — 2 р. 90 к.

В книге впервые всесторонне рассматриваются строение и состав офиолитовых комплексов мира и приводится их сопоставление с корой современных океанов. Даны подробная характеристика петрологии офиолитов, их геохимии, геологических условий формирования связанных с этими породами рудных месторождений.

Большая актуальность проблемы офиолитов и отсутствие подобного руководства в отечественной литературе делают книгу весьма полезной для широкого круга геологов, петрографов, геохимиков научно-исследовательских и производственных организаций, а также преподавателей и студентов геологических учебных заведений.

План 1979 г., № 141

Уважаемый читатель!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присыпать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство "Мир".

Б. Майсен, А. Беттчер

ПЛАВЛЕНИЕ ВОДОРОДОСОДЕРЖАЩЕЙ МАНТИИ

Научный редактор *В. Чернышева*

Редактор *Т. Егорова*

Художник *И. Пучков*

Художественный редактор *Б. Юдкин*

Технический редактор *Л. Тихомирова*

Ст. корректор *И. Максимова*

ИБ № 1789

Подписано к печати 28/II – 1979 г

Бумага офс. № 2 60 × 90 1/16 = 4 бум. л

Печ. л. 8. Уч.-изд. л. 7,23. Изд. № 5/9822

Тираж 1100 экз. Цена 1 руб. 10 коп. Зак. 208.

Издательство "Мир"
Москва, 1-й Рижский пер., 2

Тульская типография Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
г. Тула, проспект им. В.И. Ленина, 109

1р 10κ.

2874