

Б. М. ВЛАДИМИРОВ, Н. Я. ВОЛЯНЮК  
А. И. ПОНОМАРЕНКО

ГЛУБИННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ  
ИЗ КИМБЕРЛИТОВ,  
БАЗАЛЬТОВ  
И КИМБЕРЛИТОПОДОБНЫХ  
ПОРОД



I657

Владимиров Б.М., др.

Глубинные включения  
из кимберлитов, баз...

М., 1976. Гр. 90к.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Институт земной коры

Б. М. ВЛАДИМИРОВ, Н. Я. ВОЛЯНЮК,  
А. И. ПОНОМАРЕНКО

ГЛУБИННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ  
ИЗ КИМБЕРЛИТОВ, БАЗАЛЬТОВ  
И КИМБЕРЛИТОПОДОБНЫХ  
ПОРОД

1657

552.32



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва 1976



Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород, Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И. М., "Наука", 1976 г.

Ксенолиты шпинелевых и гранатовых гипербазитов являются наиболее достоверными представителями мантийного субстрата. В работе, предлагаемой вниманию читателей, приводятся результаты детального петрографического, петрохимического и минералогического изучения ультраосновных включений из столь различных пород, как кимберлиты, трахибазальты, щелочные базальты и щелочно-ультраосновные породы. Породы, вмещающие включения, имеют различный возраст — от венда до четвертичного — и расположены в различных структурах: платформах, краевых антеклизях, межгорных впадинах и в рифтовой системе. Описание включений сопровождается краткой геолого-петрографической характеристикой вмещающих пород. Большинство анализов самих включений и слагающих их минералов являются оригинальными и публикуются впервые.

Таблиц 73. Илл. 57. Библ. 227 назв.

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
В.А. ВАХРУШЕВ

---

Борис Михайлович Владимиров. Николай Яковлевич Волянюк  
Андрей Иванович Пономаренко

**ГЛУБИННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ, БАЗАЛЬТОВ  
И КИМБЕРЛИТОПОДОБНЫХ ПОРОД**

Утверждено к печати Институтом земной коры СО АН СССР

Редактор Т.В. Калошина, Редактор издательства Л.С. Тапельзон  
Обложка художника Т.К.Самигулина. Художественный редактор В.А.Чернецов  
Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 25/II — 76 г. Т — 03456 Усл.печ.л. 17,75. Уч.-изд.л. 19,0  
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 1000 экз. Тип. зак. 288  
Цена 1 р. 90 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Исследования, проведенные за последнее десятилетие в области экспериментальной петрологии высоких давлений, гравиметрии, сейсмометрии и геотермии, позволили не только воссоздать теоретически обоснованную модель верхней мантии, но и смоделировать ряд принципиально важных процессов, объясняющих происхождение основных и ультраосновных магм (Джефрис, 1960; Гутенберг, 1963; O'Hara, Мерсу, 1963; В.С. Соболев и Н.В. Соболев, 1964; Рингвуд, 1964; Йодер, Тилли, 1965; Бойд, Мак-Греггер 1968; O'Hara, 1969; Любимова, 1970; и др.). Дальнейшие успехи в этом направлении не мыслимы без предварительной и серьезной корректировки теоретических построений, данными по природным системам. К сожалению, сведения о них весьма ограничены, так как базируются на изучении обломков мантийного вещества, вынесенного к поверхности Земли щелочной базальтовой и кимберлитовой магмами.

В течение последних 10-15 лет за рубежом было опубликовано несколько работ, посвященных детальному исследованию ультраосновных включений в базальтах (Ross *et al.*, 1954; Colée, 1963; Yamaguchi, 1964; White, 1966; Jackson, 1968; Mercier, 1972).

На территории Восточной Сибири находки ультраосновных включений в базальтах известны давно, но лишь в последние годы появилось несколько публикаций, посвященных этим образованиям (Белов, 1963; Гордеева, 1964; Киселев, Медведев, 1969; Кутолин, 1970; Kutolin, Frolova, 1970). И.В. Беловым были исследованы ультраосновные включения, обнаруженные А.А. Коневым среди базальтовых лав в северной окраине Витимского плато. В Западном Забайкалье ультраосновные включения обнаружены И.В. Беловым (1958) среди наиболее молодых лав долины р. Бартой.

В отличие от базальтов в кимберлитах присутствуют глубинные ксенолиты, отличающиеся большим петрографическим разнообразием. Из работ П.А.Вагнера (Wagner, 1909) и А.Ф.Вильямса (Williams, 1932) известно более 20 минералогических разновидностей глубинных пород, извлеченных из кимберлитовых трубок Южной Африки. Еще большее количество их описано из кимберлитовых трубок Якутской провинции (Бобривич и др., 1964; Н.В.Соболев и др., 1970). И тем не менее систематизированные данные здесь также скудны. Обычно приводятся описания редких ксенолитов и мало обращается внимания на полную минералого-петрографическую характеристику ксенолитов (как правило, отсутствуют описания структур пород, пол-

ная химическая характеристика минеральных фаз). До сих пор нет достаточного материала по ксенолитам глубинных пород из одного канала, что дало бы возможность реставрировать разрез мантии.

В данной работе приводится детальное петрографическое и минералогическое описание глубинных ксенолитов, сопровождаемое 120 новыми химическими анализами пород, 162 новыми химическими анализами минералов по включениям из кимберлитов, и 100 новыми химическими анализами пород и минералов по включениям из щелочных базальтов и кимберлитоподобных пород.

В публикациях совершенно отсутствуют подробные описания ультраосновных включений из базанитов, ассоциированных пространственно и во времени с карбонатитовыми комплексами, хотя генетическое родство их с кимберлитами признается сейчас многими. Первые данные по структурам, минералогии и химизму этих включений и слагающих их минералов занимают основной объем последней главы.

Бесспорный интерес представляет изучение вторичных структур глубинных ксенолитов. Исследования в этом направлении только начинаются, и некоторые данные, приводимые в работе, будут полезны в петрологическом и тектоно-физическом аспектах.

Авторы выражают свою признательность Б.Ф.Перлович, оказавшей огромную помощь в компоновке и литературной обработке работы, а также С.И.Костровицкому, Л.В.Фивейской, С.Е.Глушковой, Т.П.Колесниковой, Е.С.Дмитриевой, В.Г.Бирюковой, В.Г.Семеновой и А.Г.Храмцову, которые принимали самое непосредственное участие в оформлении работы.

Глава I написана А.И.Пономаренко, глава II – Н.Я.Волянюком, главы III и IV – Б.М.Владимировым.

## ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

Описание включений глубинных ксенолитов, связанных с кимберлитами, базируется на материалах, собранных в трубке Мир. Все их многообразие можно свести к двум обширным петрографическим семействам — ультраосновным породам и эклогитам.

Главными минералами ультраосновных пород являются оливин, орто- и клинопироксены, гранаты, хромшпинелиды, ильменит и флогопит. Сульфидные минералы имеют подчиненное значение, а муассанит и алмазы представляют минералогическую редкость.

В зависимости от минерального состава и химизма ультраосновные породы делятся на две группы: магнезиальные гипербазиты и железисто-магнезиальные (ильменитовые) гипербазиты. Основным критерием для их разделения служит железистость, которая в 1,5–2 раза выше у ильменитовых гипербазитов. Последние характеризуются также высокими содержаниями титана и калия и низкими содержаниями кремния. В них постоянно присутствует пикроильменит, пироксены обладают повышенной магнезиальностью, а оливин — железистостью.

Магнезиальные гипербазиты характеризуются набором таких породообразующих магнезиальных минералов, как оливин, ромбические и моноклинные пироксены, шпинель, гранат и, реже, флогопит; муассанит и сульфидные минералы являются акцессорными. Породы высокомагнезиальные, с низким и постоянным содержанием суммарного железа —  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  в пределах 7–8 вес.%. В зависимости от соотношений породообразующих минералов выделяются дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, вебстериты и энстатититы. В зависимости от содержания барофильных минералов (шпинели и граната) по зонам глубинности выделяют шпинелевые, шпинель-гранатовые и гранатовые гипербазиты.

В минеральном составе ильменитовых гипербазитов так же, как и в предыдущей группе, значительная роль принадлежит оливину и пироксенам, состав которых отличается повышенной железистостью. Гранаты высокомагнезиальные и высокотитанистые. В рассматриваемой группе широко распространены также пикроильменит и флогопит, а в качестве акцессориев отмечаются муассанит и алмазы. Содержание суммарного железа ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) в породах 12–20%,  $\text{TiO}_2$  0,15–25%,  $\text{SiO}_2$  22–43% и  $\text{K}_2\text{O}$  0,07–8,5%, причем отношение калия к натрию значительно больше единицы. В зависимости от присутствия граната выделяются безгранатовые ильменитовые гипербазиты и гранат-ильменитовые гипербазиты.

Таблица 1

Сравнительная характеристика магнезиальных и магнезиально-железистых эклогитов

Основные показатели	Магнезиальные эклогиты	Магнезиально-железистые эклогиты
Минеральный состав	Гранат, клинопироксен, ортопироксен, графит, рутил, сульфиды	Гранат, клинопироксен, графит, рутил, алмаз, сульфиды
Свойства граната		
Показатель преломления	1,728-1,740	1,744-1,776
Параметр элементарной ячейки ( $a_0$ ), Å	11,505-11,533	11,554-11,626
Компонентный состав граната, %		
Пироп	60-82	27-50
Альмандин	12-30	25-44
Са-компонент	6-22	18-46
Компонентный состав клинопироксенов, %		
Диопсид	66-84	38-56
Экстатит	5-11	0-10
Жадеит + акмит	5-28	32-47
Основные показатели химического состава, %		
$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \times 100$	18-29	32-54
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	0,35-1,57	1,35-4,87
$\text{MgO}$	18-23	10-17

Безгранатовые ильменитовые гипербазиты объединяют несколько разновидностей: ильменитовые дуниты, ильменитовые перидотиты, ильменитовые пироксениты и ильменит-флогопитовые породы.

Гранат-ильменитовые гипербазиты характеризуются более сложным минеральным составом. Они представлены оливином, моноклинным и ромбическим пироксеном, ильменитом, гранатом и флогопитом. Постоянно присутствуют сульфидные минералы, содержание которых достигает иногда 11%. В одном включении отмечены ал-

мазы. Разнообразие минеральных ассоциаций позволяет выделить несколько разновидностей этих пород: от гранат-ильменитовых дунитов и перидотитов до биминеральных гранат-ильменитовых ассоциаций. Породы приурочены к более глубоким горизонтам верхней мантии, чем гранатовые перидотиты, об этом свидетельствует: 1) высокое отношение  $Mg$  ( $Mg+Ca$ ) в клинопироксенах, 2) их более высокая глиноземистость по сравнению с клинопироксенами из гранатовых гипербазитов, 3) присутствие алмазов, указывающее на образование гранат-ильменитовых гипербазитов в условиях более высоких давлений и температур, чем гранатовые перидотиты.

К эклогитам отнесены такие клинопироксен-гранатовые ассоциации, в которых диопсидовый пироксен обладает высоким отношением жадеитового компонента к молекуле Чермака. В соответствии с этим использована диаграмма А. Уайта (White, 1964), построенная на отношении жадеитового компонента к молекуле Чермака в клинопироксенах, предварительно пересчитанных на эклогитовую норму по Г. С. Йодеру и К. Э. Тилли (1965).

По химическому составу эклогиты и слагающие их минералы довольно разнообразны. Наиболее существенные различия заключаются в содержании магнезия ( $MgO = 10-23\%$ ) и их общей железистости (18-54%) и сумме щелочей (0,36-4,87%) при высоком отношении натрия к калию. В составе эклогитов, кроме гранатов и клинопироксенов, может присутствовать до 10-20% ортопироксена. Сульфидные минералы и графит составляют не более 1-2%, в некоторых разновидностях наблюдаются алмазы. Из автореакционных минералов постоянно присутствуют флогопит и роговая обманка каринтинового ряда, реже отмечаются зеленая шпинель и плагиоклаз. Среди эклогитов выделены две группы: магнезиальные и магнезиально-железистые (табл. 1).

## ПЕТРОГРАФИЯ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

### УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

#### Магнезиальные гипербазиты

Среди включений в кимберлитах магнезиальные гипербазиты наиболее широко распространены и составляют около 95% от общего объема глубинных образований. По минеральному и петрографическому составу среди них выделяются все разновидности - от существенно оливиновых до пироксенитов.

В отличие от геосинклиналильных областей здесь наиболее широко развиты гранатовые аналоги гипербазитов. Для изученных пород характерны вторичные катакlastические структуры. В них отмечаются все стадии катаклаза: от слабой трещиноватости до высокой степени дробления и, возможно, частичного плавления (псевдопорфиры, в которых наблюдаются более крупные обломки минералов, погруженных в микрзернистую оливиновую, либо оливин-пироксеновую массу).

Таблица 2

Химический состав дунитов из включений

Окислы	Шпинелевые дуниты					
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	40,36	41,82	42,35	43,10	42,52	39,76
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,29	0,17	0,18	Следы	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	1,54	0,76	0,87	1,26	1,43
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,41	0,11	0,09	0,26	0,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,98	1,21	0,96	0,98	0,37	0,80
FeO	6,75	6,58	6,20	5,82	7,01	6,83
MnO	0,10	0,14	0,12	0,12	0,12	0,09
NiO	0,29	0,204	0,22	0,21	0,26	0,27
CoO	0,015	0,004	0,012	0,001	0,0002	0,03
MgO	45,73	43,79	43,31	43,29	44,14	45,83
CaO	0,27	0,42	0,16	0,42	0,63	0,54
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,08	0,04	0,06	0,05	0,06
K <sub>2</sub> O	0,05	0,15	0,08	0,08	0,08	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,04	0,02	0,04	0,12	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,63	0,22	0,77	0,54	0,22	0,36
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,91	2,82	3,84	3,54	3,64	3,34
SO <sub>3</sub>	0,13	0,12	0,24	Следы	Следы	Следы
CO <sub>2</sub>	-	0,28	0,46	0,51	1,28	-
П.п.п.	Не обн.	Не обн.	0,18	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,42	99,90	99,23	99,31	100,74	99,47
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,88	5,44	6,46	5,94	19,0	8,54
f	14,46	15,12	14,18	13,57	12,63	14,27
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	0,10	0,23	0,12	0,14	0,13	0,14

Анализы выполнены: 1,6-8, 11, 12, 16, 20-22, 24-26 - в Центральной химической лаборатории ЯТГУ, аналитик Г.Ф. Помазова; 2-4, 10, 18 - там же, аналитик А.А. Азикова; 5, 9, 13-15, 19 - там же, аналитик Н.Д. Ти-

По минералогическому признаку среди магнезиальных гипербазитов выделяют следующие разновидности: дуниты (шпинелевые, шпинель-гранатовые, гранатовые), гарцбургиты (шпинелевые, шпинель-гранатовые, гранатовые), лерцолиты (шпинель-гранатовые и гранатовые), верлиты (флогопитовые и флогопит-гранатовые), вебстериты (шпинель-гранатовые и гранатовые), энстатититы (шпинелевые, шпинель-гранатовые и гранатовые).

в кимберлитах трубки Мир (в вес.%)

Шпинель-гранатовые дуниты						
7	8	9	10	11	12	13
41,86	40,40	41,20	40,78	42,10	41,94	40,96
0,04	0,024	0,03	0,22	0,02	0,04	0,04
1,59	1,03	1,58	1,25	0,95	1,69	1,51
0,42	0,09	0,14	0,20	0,10	0,41	0,17
1,74	1,45	0,73	0,81	1,11	1,21	1,57
6,25	5,68	6,40	6,45	5,41	6,25	7,04
0,10	0,10	0,12	0,13	0,10	0,13	0,13
0,20	0,29	0,21	0,203	0,27	0,23	0,23
0,01	0,008	Следы	0,002	0,002	0,013	Следы
41,92	45,45	45,01	44,32	45,20	42,78	42,21
0,45	Не обн.	0,34	0,71	0,45	0,93	0,56
0,09	0,08	0,10	0,06	0,12	0,08	0,14
0,014	0,08	0,08	0,13	0,08	0,08	0,20
0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,10
0,68	0,88	0,34	0,26	0,45	0,55	0,74
4,58	4,32	3,96	3,04	3,60	3,25	3,30
0,06	0,09	0,08	0,07	0,06	0,05	Не обн.
-	-	Не обн.	0,84	-	Не обн.	-
Не обн.	0,33	"	0,12	0,36	"	0,96
99,38	99,48	100,04	99,39	99,99	99,13	99,12
3,59	3,91	8,77	7,97	4,87	5,16	4,48
16,01	13,56	13,67	14,07	12,6	14,85	16,94
0,23	0,16	0,18	0,19	0,20	0,16	0,34

хоньких; 17 - в химической лаборатории ЦНИГРИ (г.Тула); 23 - в ИГЕМ АН СССР, аналитик Л.П. Некрасова.

Дуниты составляют не более 1-2% от общего объема ультраосновных включений (табл. 2). По относительным размерам зерен различают средне- и крупнозернистые породы. Преобладающими структурами являются панидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая с элементами пойкилитовой; реже наблюдаются бластопорфировая и катакlastическая структуры. Породы сложены главным образом оливином, в подчиненном количестве встречаются гранат,

Таблица 2 (окончание)

Окислы	Гранатовые дуниты					
	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	40,36	42,88	41,24	42,74	41,20	42,00
TiO <sub>2</sub>	Следы	Следы	Следы	0,12	0,17	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,93	0,77	0,8	Не обн.	1,67	1,67
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,16	0,08	0,24	0,28	0,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	0,94	0,89	2,26	0,84	2,21
FeO	6,61	6,04	6,83	5,07	6,97	4,99
MnO	0,09	0,09	0,1	0,09	0,14	0,11
NiO	0,22	0,2	0,26	0,17	0,22	0,20
CoO	0,016	0,012	0,016	0,013	0,0026	0,011
MgO	45,05	44,16	44,6	44,69	42,58	44,43
CaO	0,45	0,45	0,27	0,56	0,42	0,45
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,12	0,07	0,18	0,08	0,15
K <sub>2</sub> O	0,12	0,08	0,08	0,12	0,12	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,06	0,06	0,02	0,05	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,39	0,21	0,7	Не обн.	0,8	0,07
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,05	3,35	3,64	3,14	3,02	3,11
SO <sub>3</sub>	Не обн.	0,13	0,11	0,004	0,1	Не обн.
CO <sub>2</sub>	-	-	-	0,56	0,64	-
П.п.п.	0,41	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,28	Не обн.
Сумма	99,29	99,44	99,05	99,97	99,58	99,65
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,6	6,42	7,66	2,24	8,3	2,26
f	13,75	13,65	14,75	14,09	15,5	13,9
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	0,2	0,2	0,15	0,3	0,2	0,30

ромбический и моноклинный пироксены. В качестве аксессуарных минералов отмечаются хромшпинель и сульфиды. При этом ромбический пироксен является обязательным минералом дунитов, а моноклинный присутствует лишь в ассоциации с гранатом.

Гарбургиты составляют около 15% от общего числа включений (табл. 3). Размеры включений колеблются от 2-3 до 10 см. Они овальной, реже угловатой формы. Структура пород панидиоморфно-зернистая, аллотриоморфнозернистая, реже псевдопорфировая. Текстуры гарбургитов массивные, но иногда отмечаются и грубоплосчатые, обусловленные послойным распределением граната и

	Гранатовые дуниты						Среднее из 26 анализов	
	20	21	22	23	24	25		26
	41,46	42,62	41,00	42,12	41,26	41,84	41,12	41,51
	0,05	0,04	0,07	0,18	0,14	0,15	0,14	0,08
	1,68	2,18	2,27	2,11	1,25	1,51	1,97	1,32
	0,33	0,28	0,25	0,10	0,20	0,185	0,35	0,20
	0,93	1,94	0,57	1,60	1,05	1,85	0,92	1,10
	6,90	5,53	6,83	5,72	7,04	7,11	7,08	6,36
	0,13	0,14	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
	0,23	0,23	0,26	0,25	0,27	0,25	0,24	0,23
	0,015	0,017	0,016	0,019	0,018	0,020	0,017	0,012
	43,14	41,79	44,43	41,60	43,30	41,72	41,03	43,65
	0,83	0,11	0,27	0,90	0,23	0,45	1,13	0,41
	0,13	0,09	0,04	0,11	0,12	0,12	0,14	0,09
	0,08	0,08	0,08	0,11	0,10	0,10	0,08	0,09
	0,05	0,51	0,04	-	0,09	0,076	0,08	0,05
	0,42	0,70	0,52	0,55	0,65	0,98	0,56	0,50
	3,59	3,48	3,24	3,93	3,97	3,12	3,88	3,56
	0,06	0,24	0,09	Не обн.	0,07	0,10	0,14	0,07
	-	-	-	0,47	-	-	-	0,43
	Не обн.	0,40	Не обн.	Не обн.	0,32	0,12	0,74	0,14
	99,60	99,68	99,58	99,34	99,55	99,84	99,17	99,42
	7,42	2,85	12,0	3,57	6,70	3,84	7,70	
	15,36	15,16	14,28	14,96	15,74	17,68	16,32	
	0,21	0,17	0,12	0,22	0,22	0,22	0,22	

моноклинного пироксена среди основной оливин-ортопироксеновой массы. Мощность этих полос 2-3 см. Полосы, обогащенные гранатом и моноклинным пироксеном, и скопления этих минералов около краев включения показывают, что в перидотитах гранат совместно с моноклинным пироксеном располагается в виде ветвящихся полос и выклинивающихся линз различной мощности.

Основными породообразующими минералами гарбургитов являются оливин, ромбические и моноклинные пироксены, гранат и хромшпинелиды. В зависимости от присутствия шпинели и граната среди этих пород выделяют три основные разновидности: шпинелевые

Таблица 3

Химический состав гарцбургитов из включений в кимберлитах трубки Мир (в вес.%)

Окислы	Гарцбургиты							Среднее из семи анализов
	шпинелевые		шпинель-гранатовые			гранатовые		
	28	29	30	31	32	33	34	
SiO <sub>2</sub>	45,08	43,1	42,70	44,73	42,9	42,34	45,24	43,73
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,18	0,02	0,06	0,15	0,05	0,18	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,98	2,71	0,65	0,53	0,59	2,89	0,87	1,32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	0,25	0,24	0,46	-	0,29	0,15	0,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,31	1,54	1,29	2,24	2,71	0,98	1,11	1,6
FeO	5,89	5,33	5,62	4,91	5,72	6,75	5,78	5,71
MnO	0,11	0,12	0,10	0,10	0,10	0,12	0,11	0,11
NiO	0,2	0,2	0,24	0,13	-	0,23	0,257	0,18
CoO	0,012	0,014	Следы	0,017	-	0,013	0,006	0,009
MgO	39,20	40,97	42,86	42,29	39,90	41,37	42,20	41,25
CaO	1,27	0,98	0,45	1,11	0,76	1,39	0,28	0,89

Na <sub>2</sub> O	0,15	0,11	0,1	0,09	0,12	0,16	0,08	0,13
K <sub>2</sub> O	0,10	0,08	0,08	0,16	0,16	0,08	0,08	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,07	0,04	0,02	-	0,05	0,002	0,03
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,3	0,52	0,43	Не обн.	Нет	0,47	0,66	0,52
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,00	2,64	4,25	2,76	6,06	2,79	2,62	3,40
SO <sub>3</sub>	0,14	0,17	0,11	Следы	Не обн.	Следы	0,15	0,08
CO <sub>2</sub>	0,46	0,62	-	0,42	0,25	-	0,22	0,28
П.п.п.	Не обн.	0,28	0,51	-	Не обн.	Не обн.	0,1	0,13
Сумма	99,33	99,88	99,26	100,03	99,42	99,50	99,44	99,30
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,49	3,46	4,35	2,19	2,11	6,89	5,20	
f	15,5	14,3	13,8	14,4	17,4	15,76	14,03	
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	0,25	0,19	0,18	0,25	0,28	0,24	0,16	

Анализы выполнены: 28-30, 33 и 34 - в Центральной химической лаборатории ЯТГУ, аналитики А.А. Азизова, Н.Д. Тихоньких, Г.Ф. Помазова; 31 - в химической лаборатории ЦНИГРИ (г.Тула); 32 - в ИГЕМ АН СССР, аналитик Л.П. Некрасова.

Таблица  
Химический состав лерцолитов из включе

Окислы	36	37	38	39	40	41
SiO <sub>2</sub>	44,02	41,52	42,12	41,80	44,72	41,81
TiO <sub>2</sub>	Следы	0,07	0,02	0,15	0,02	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,56	2,04	2,80	4,29	5,28	2,55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,51	0,29	0,51	0,35	0,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,78	1,40	1,20	1,38	0,74	1,02
FeO	5,32	6,29	7,62	5,61	6,68	7,69
MnO	0,10	0,13	0,13	0,13	0,15	0,13
NiO	0,20	0,20	0,22	0,23	0,17	0,21
CoO	0,015	0,015	0,003	0,015	0,012	0,017
MgO	42,46	42,09	38,38	38,70	36,35	39,12
CaO	1,76	0,61	1,95	1,90	2,06	1,95
Na <sub>2</sub> O	0,26	0,29	0,23	0,30	0,22	0,19
K <sub>2</sub> O	0,12	0,16	0,08	0,08	0,12	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,06	0,05	0,04	0,05	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,29	0,42	0,62	0,71	0,36	0,89
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,18	4,06	3,90	4,17	2,72	3,63
SO <sub>3</sub>	Не обн.	0,05	0,13	0,12	0,04	0,17
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	Не обн.	-
П.п.п.	0,45	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"	Не обн.
Сумма	99,45	99,50	99,12	99,43	99,68	98,98
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,82	4,45	6,35	4,06	9,03	7,54
f	12,5	16,4	18,68	15,3	16,9	18,21
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0,38	0,45	0,31	0,38	0,34	0,27

Анализы выполнены: 36, 42, 44-46, 48-50 - в Центральной химической лаборатории ЯГУ, аналитик Н.Д. Тихоньких; 37-41, 47, 51, 52 -

гарцбургиты (оливин 40-55%, ромбический пироксен 45-60%, хромовая шпинель до 5%), шпинель-гранатовые гарцбургиты (оливин 50-70%, ромбический пироксен 25-48%, моноклинный пироксен 0,5-1,0%, хромовая шпинель 1-2%, гранат 1-3%) и пироповые гарцбургиты (оливин 30-80%, ромбический пироксен 15-65%, моноклинный пироксен до 3%, гранат 1-30%).

Лерцолиты представляют собой наиболее распространенную группу пород (около 80% от их общего количества). Размеры включений колеблются от 5-10 до 20-25 см. По относительной

в кимберлитах грубки Мир (в вес.%)

	42	43	44	45	46	47	48	49
	41,20	44,94	42,00	41,30	43,94	41,96	46,00	44,80
	0,02	0,12	Следы	0,01	0,05	0,05	0,20	0,02
	0,85	5,30	3,10	1,75	6,97	3,50	5,19	2,63
	0,16	0,54	0,34	0,10	0,25	0,34	0,35	0,34
	1,14	2,91	1,21	1,44	1,17	1,22	2,50	2,22
	6,42	4,80	6,54	6,97	6,47	6,50	4,56	4,67
	0,10	0,12	0,16	0,08	0,13	0,13	0,13	0,13
	0,22	0,07	0,20	0,20	0,15	0,22	0,17	0,20
	Следы	0,025	Следы	0,012	0,013	0,012	0,011	0,01
	42,98	34,07	40,23	42,23	34,86	38,01	33,03	37,51
	1,00	2,85	1,80	2,13	3,26	2,92	2,46	1,24
	0,14	0,14	0,16	0,21	0,32	0,22	0,25	0,19
	0,12	0,32	0,12	0,08	0,20	0,14	0,21	0,12
	0,06	0,03	0,06	0,06	0,12	0,06	0,08	0,06
	0,25	0,35	0,33	0,19	0,26	0,52	0,56	Не обн.
	3,89	3,60	4,03	3,29	2,16	3,22	3,40	5,80
	0,12	0,05	0,11	0,19	-	0,04	0,10	0,11
	-	0,43	-	-	-	0,70	-	-
	1,02	3,18	Не обн.	Не обн.	-	-	0,45	Не обн.
	99,44	100,32	100,06	100,05	100,06	99,24	99,09	100,05
	5,63	1,64	5,40	4,84	5,52	5,33	1,82	2,1
	14,96	18,4	16,1	16,5	17,97	16,88	17,61	15,52
	0,26	0,46	0,28	0,28	0,52	0,36	0,46	0,31

там же, аналитик Г.Ф. Помазова: 43, 53, 54 - в химической лаборатории ЦНИГРИ (г.Тула); 55 - по Е.В. Францесон (1968).

величине минералов и их форме выделяются средне- и крупнозернистые породы с панидиоморфнозернистой и аллотриоморфнозернистой структурами. Судя по наличию бластопорфировых структур, породы испытывали частичное дробление и катаклаз. Текстуры пород массивные, иногда отмечаются грубополосчатые.

Главными породообразующими минералами лерцолитов являются оливин, ортопироксен, клинопироксен и гранат с подчиненным значением хромшпинели; реже наблюдаются флогопит и сульфиды (табл. 4). В зависимости от присутствия хромшпинели и граната

Таблица 4 (окончание)

Окислы	50	51	52	53	54	55	Среднее из 20 анализов
SiO <sub>2</sub>	42,20	44,90	42,79	43,14	43,88	46,00	43,25
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,02	0,10	0,12	0,19	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,91	1,83	4,60	3,71	1,27	3,11	3,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,14	0,25	0,27	0,34	0,34	0,29	0,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,17	0,98	1,61	3,72	3,77	3,34	1,75
FeO	6,07	6,32	6,75	4,75	4,56	5,03	5,98
MnO	0,16	0,09	0,16	0,11	0,10	Следы	0,12
NiO	0,18	0,23	0,19	0,23	0,15	0,13	0,19
CoO	0,011	0,003	0,012	0,005	0,01	0,01	0,01
MgO	41,94	39,43	36,88	36,81	35,01	33,34	36,50
CaO	2,13	2,40	2,01	2,97	3,27	2,01	2,03
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,26	0,18	0,25	0,46	0,15	0,23
K <sub>2</sub> O	0,16	0,08	0,12	0,14	0,17	0,07	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,05	-	0,03	0,04	0,05	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,44	0,25	-	1,06	-	0,02	0,43
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,72	3,01	3,68	4,55	5,20	-	3,47
SO <sub>3</sub>	0,05	0,04	0,10	0,02	0,02	-	0,07
CO <sub>2</sub>	-	-	-	0,33	0,76	5,41	1,09
П.п.п.	0,38	Не обн.	Не обн.	0,0	0,0	Не обн.	0,78
Сумма	99,55	99,89	99,37	101,21	99,13	99,13	99,18
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,19	6,45	4,2	1,27	1,21	1,50	
f	14,72	15,62	18,48	18,6	19,2	2,00	
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	0,41	0,34	0,39	0,39	0,63	0,22	

в этих породах выделяются две разновидности: шпинель-гранатовые лерцолиты (оливин 50-70%, ортопироксен 25-48%, клинопироксен 0,5-6,0%, хромшпинель 1-2%, гранат 2-4%) и гранатовые лерцолиты (оливин 20-60%, ортопироксен 25-50%, клинопироксен 10-25%, гранат 5-25%).

Верлиты относятся к довольно редким разновидностям гипербазитов и встречаются в виде единичных включений размером 40-70 мм. Макроскопически они представляют собой зеленовато-серые крупнозернистые породы, обладающие гнидиоморфнозернистой структурой с элементами симплектитовых сростаний. Последние представлены сростками оливина с диопсидом, флогопита с диопсидом

Таблица 5

Химический состав верлита, флогопита из верлита и флогопита из кимберлитов (в вес.%)

Окислы	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	43,63	44,95	38,84
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,20	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,59	11,41	12,75
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	0,14	0,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,04	2,94	1,39
FeO	2,80	1,19	4,60
MnO	0,14	0,06	0,05
NiO	0,10	-	0,10
CoO	0,008	-	0,014
MgO	25,30	28,58	24,42
CaO	8,42	0,37	1,46
Na <sub>2</sub> O	1,31	0,42	0,26
K <sub>2</sub> O	2,01	7,75	9,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,60	2,48	4,85
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,60	Не обн.	1,10
CO <sub>2</sub>	-	-	0,74
SO <sub>3</sub>	0,60	-	-
П.п.п.	2,16	-	0,63
Сумма	99,46	100,49	100,19

1 - верлит, 2 - флогопит из верлита, 3 - флогопит из кимберлита трубки Мир.

Анализы выполнены: 1 - в Центральной химической лаборатории ЯТГУ, аналитик Г.Ф. Помазова; 2 - в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитик Г.В. Бондарева; 3 - по Е.В. Францессон (1968).

и оливином и характерны для слюдяных верлитов. Основными минералами верлитов являются оливин, диопсид, гранат и флогопит, наблюдаются и сингенетичные сульфиды (табл. 5). В зависимости от минерального состава среди верлитов выделяются две разновидности: флогопитовые верлиты (моноклинный пироксен 50%, оливин 3%, флогопит с единичными зернами сульфидных минералов 20%) и флогопит-гранатовые верлиты (моноклинный пироксен 60%, флогопит 25%, оливин 10%, гранат 5,0%).

Вебстериты по сравнению с дунитами и перидотитами распространены довольно ограничено. По минеральному и химическому составам (табл. 6) эти породы занимают промежуточное положение

Таблица 6

Химический состав вебстеритов из включений

Окислы	Шпинель-гранатовые вебстериты			Гранатовые вебстериты	
	72	73	74	75	76
SiO <sub>2</sub>	50,62	50,20	49,86	49,18	47,27
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,07	0,05	0,21	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,84	3,86	1,54	3,32	5,49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,34	0,54	0,66	0,36	0,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,56	3,40	3,38	3,29	2,40
FeO	3,13	4,56	3,46	4,78	3,45
MnO	0,19	0,19	0,21	0,19	0,16
NiO	0,09	0,09	0,10	0,08	0,064
CoO	0,01	0,011	0,01	0,01	0,008
MgO	23,02	24,58	27,45	23,32	26,46
CaO	12,06	10,56	9,25	12,58	6,18
Na <sub>2</sub> O	0,34	0,28	0,31	0,38	0,72
K <sub>2</sub> O	0,22	0,12	0,14	0,20	0,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,12	0,15	0,07	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,22	Не обн.	0,03	0,15	1,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,38	1,70	2,23	2,25	3,82
SO <sub>3</sub>	0,08	0,09	Не обн.	0,10	Следы
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	0,40
П.п.п.	Не обн.	Не обн.	0,78	0,42	0,99
Сумма	100,36	100,37	99,61	99,89	99,62
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,68	1,34	1,02	1,45	1,43
f	25,0	24,4	19,90	25,7	18,1
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	0,46	0,40	0,45	0,58	1,30

Анализы выполнены: 72, 73, 78, 85 - в Центральной химической лаборатории ЯТГУ, аналитик Г.Ф. Помазова; 74, 75 - там же, аналитик Н.Д. Тихоньких; 76-77, 79, 80 - там же, аналитик

\*В анализе 85 в сумму нормативных компонентов входит 8,82%

в кимберлитах трубки Мир (в вес.%)

Гранатовые вебстериты					
77	78	79	80	81	82
47,80	47,20	47,02	46,50	46,78	44,40
0,32	0,10	0,39	0,32	0,25	0,01
3,70	4,56	4,00	4,86	6,36	13,38
0,48	0,47	0,43	0,57	0,72	0,37
3,81	2,90	2,85	2,26	3,74	2,28
4,28	5,24	4,67	4,31	3,56	2,91
0,20	0,19	0,19	0,18	0,14	Следы
0,10	0,13	0,088	0,070	0,036	-
0,01	0,01	0,009	0,01	Не обн.	-
24,35	22,00	23,39	21,78	20,29	23,88
10,23	12,19	10,53	12,91	12,42	7,43
0,28	0,34	0,29	0,40	0,43	0,35
0,14	0,16	0,16	0,25	0,14	0,58
0,05	0,06	0,06	0,05	0,03	0,05
0,76	0,98	0,92	0,86	1,52	-
2,35	3,65	4,06	2,62	5,16	2,60
0,15	0,19	0,14	0,09	0,04	-
0,90	-	0,73	1,61	0,78	-
0,52	Не обн.	0,37	0,55	5,20	-
100,33	100,30	100,29	100,19	100,84	100,28
1,09	1,80	1,63	1,90	0,95	1,27
24,7	27,00	24,30	23,10	26,40	18,10
0,42	0,50	0,54	0,65	0,57	0,93

А.А. Азикова; 81 - в Химической лаборатории ЦНИГРИ (г.Тула), 83 и 84 - в ИГЕМ АН СССР, аналитик Л.П. Некрасова, 82 - по Е.В. Францесон (1968).

кордиерита; в сумму анализа 81 не входят H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>, CO<sub>2</sub> и п.п.п.

Таблица 6 (окончание)

Окислы	Гранатовые вебстериты			Среднее из семи анализов
	83	84	85	
SiO <sub>2</sub>	41,00	43,70	40,38	48,24
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,20	0,85	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,65	16,87	15,62	4,15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,73	0,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,31	0,56	3,43	3,26
FeO	4,29	5,36	6,68	4,13
MnO	0,14	0,18	0,25	0,18
NiO	-	-	0,026	0,08
CoO	-	-	0,013	0,009
MgO	24,47	21,15	24,30	23,66
CaO	6,34	6,52	2,61	10,89
Na <sub>2</sub> O	0,43	0,49	0,32	0,38
K <sub>2</sub> O	0,33	0,66	0,37	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	0,07
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,70	0,85	0,60	0,49
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,56	1,82	3,34	2,92
SO <sub>3</sub>	-	-	0,11	0,08
CO <sub>2</sub>	2,80	0,20	-	0,44
П.п.п.	Не обн.	0,87	Не обн.	0,36
Сумма	99,46	99,43	99,62	100,78
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,86	0,57	1,94	
f	21,30	21,40	29,30	
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	0,76	1,45	0,69	

между отдельными разновидностями перидотитов и энстатитсодержащих магнезиальных эглогитов. Макроскопически вебстериты представляют собой среднезернистые зеленовато-серые породы панидиоморфнозернистой структуры с элементами порфирированной и венцовой, обусловленной обрастанием ортопироксенов цепочками зерен граната. К породообразующим минералам, слагающим вебстериты, относятся ромбические и моноклинные пироксены с подчиненным количеством граната и хромшпинелидов. Реже присутствуют оливин и флогопит. По минеральному составу выделяются две разновидности вебстеритов: шпинель-гранатовая (ромбический пироксен 35-40%, моноклиновый пироксен 50-60%, гранат 4-8%, хромшпинель 0,2-1,0%) и гранатовая (ромбический пироксен 30-60%, моноклиновый пироксен 20-60%, оливин 0-20%, гранат 5-20%; отдельные образцы содержат до 3% флогопита).

Энстатиты встречаются редко, но изучено более 20 включений, в 14 из которых определен химический состав (табл. 7). Размеры включений колеблются от 1 до 10 см. Форма их овальная, отмечаются и угловатые обломки. Большинство включений значительно серпентинизировано. По относительной величине минералов все породы крупнозернистые. Структура их типичная панидиоморфнозернистая с элементами венцовой, обусловленной своеобразным распределением цепочек граната вокруг отдельных выделений пироксена. Основным минералом является энстатит. Подчиненное значение имеют оливин, моноклиновый пироксен, гранат и хромшпинель. Выделяются три разновидности: шпинелевые энстатиты (энстатит 90-100%, хромшпинель 3-5%, оливин 0-5,0%), шпинель-гранатовые энстатиты (энстатит 92-95%, моноклиновый пироксен 1-3%, гранат 2-3%, хромшпинель 0,5-1,0%) и гранатовые энстатиты, относящиеся к редкой разновидности гипербазитов (энстатит 47-95%, моноклиновый пироксен 1-4%, гранат 3-50%).

\* \* \*

Минералы, слагающие перечисленные разновидности пород, характеризуются постоянством физических свойств.

Оливины представлены изометричными и овальными зернами размером от 0,1 до 10-50 мм. В большинстве случаев этот минерал бесцветный, реже окрашен в бледно-зеленые тона. Отмечаются случаи зональной окраски зерен (бледные розовато-желтые центральные участки, постепенно переходящие в бесцветные и бледно-зеленые по периферии). В отдельных ксенолитах оливин обладает отчетливо выраженной спайностью и отдельностью. Более 80 замеров характеризуются очень близкими значениями оптических констант:  $n_g' = 1,678-1,692$ ;  $n_p' = 1,642-1,657$ ,  $2V = 80-88^\circ$

Ромбические пироксены образуют изометричные зерна, размеры которых варьируют от 0,2 до 40,0 мм. В лерцолитах и гарибургитах колебания в размерности кристаллов имеют пределы 0,2-15,0 мм, в вебстеритах - 1-6 мм и ортопироксенитах - 2-40 мм. Макроскопически минерал бледно-желтовато-зеленый, под

Таблица 7

Химический состав энстатитов из включений

Оксиды	Шпинель-гранатовые энстатиты				
	57	58	59	60	61
SiO <sub>2</sub>	52,62	50,40	51,32	52,00	52,78
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,11	0,09	0,32	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,12	3,40	3,85	3,45	2,88
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52	0,87	0,38	0,70	0,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,63	4,13	3,79	4,01	4,39
FeO	3,72	3,63	3,38	3,65	3,65
MnO	0,16	0,14	0,16	0,18	0,16
NiO	0,096	0,13	0,146	0,102	0,010
CoO	0,012	0,013	0,010	0,012	0,012
MgO	32,70	31,65	31,68	30,56	30,50
CaO	1,60	1,44	1,40	1,80	1,15
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,15	0,16	0,12	0,17
K <sub>2</sub> O	0,12	0,08	0,12	0,12	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,07	0,02	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не обн.	0,91	0,82	0,51	0,76
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,26	2,97	2,54	2,20	1,45
SO <sub>3</sub>	0,08	0,10	-	0,09	0,14
CO <sub>2</sub>	-	-	0,22	0,20	0,30
П.п.п.	0,26	Не обн.	Не обн.	0,30	0,84
Сумма	100,21	100,13	100,36	100,34	100,35
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,02	0,87	0,89	0,91	0,83
f	18,30	20,20	18,40	20,00	20,80
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	0,30	0,23	0,28	0,24	0,33

Анализы выполнены: 57-64 и 66-70 - в Центральной химической лаборатории ЯТГУ, аналитик Г.Ф. Помазова, 65 - в Химической лаборатории ЦНИИГРИ (г. Тула).

в кимберлитах трубки Мир (в вес.%)

Гранатовые энстатиты					
62	63	64	65	66	67
47,16	49,12	52,58	50,22	48,40	49,46
0,05	0,09	0,13	0,22	0,12	0,25
6,90	2,71	3,82	2,33	3,82	3,40
1,16	0,54	0,47	0,56	0,40	0,71
1,61	2,87	4,82	5,18	5,51	4,07
6,04	5,64	2,80	4,25	4,02	3,65
0,21	0,16	0,16	0,14	0,19	0,15
0,13	0,148	0,094	0,09	0,11	0,117
0,013	0,046	0,012	0,008	0,014	0,012
32,00	35,01	32,26	31,51	29,13	30,85
1,50	0,84	1,25	2,26	2,30	2,22
0,14	0,16	0,12	0,16	0,15	0,12
0,08	0,12	0,08	0,12	0,12	0,08
0,05	0,09	0,046	0,03	0,06	0,02
0,65	1,10	0,56	-	0,81	1,10
2,47	1,36	1,10	-	4,35	3,00
0,04	0,14	Следы	0,04	0,92	0,24
-	-	-	0,23	-	0,55
Не обн.	Не обн.	Не обн.	3,42	0,14	0,31
100,20	100,14	100,30	100,77	99,87	100,309
3,75	1,96	0,58	0,82	0,72	0,89
19,20	19,50	19,10	23,00	24,50	20,00
0,22	0,28	0,20	0,28	0,27	0,20

Таблица 7 (окончание)

Окислы	Гранатовые энстатиты			Среднее из 12 анализов
	68	69	70	
SiO <sub>2</sub>	52,20	41,38	39,30	50,69
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,26	0,15	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,10	13,76	12,08	3,56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,68	1,80	1,90	0,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,30	1,38	2,41	3,94
FeO	4,03	5,53	5,46	4,04
MnO	0,16	0,27	0,27	0,16
NiO	0,136	0,066	0,107	0,109
CoO	0,013	0,012	0,139	0,014
MgO	32,50	23,81	26,56	31,70
CaO	1,40	5,45	3,37	1,60
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,22	0,17	0,15
K <sub>2</sub> O	0,12	0,12	0,27	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,07	0,10	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,55	1,10	1,00	0,65
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,58	2,64	-	2,02
SO <sub>3</sub>	Не обн.	0,30	0,16	0,15
CO <sub>2</sub>	"	1,54	-	0,12
П.п.п.	0,30	0,13	6,42	0,46
Сумма	100,32	99,84	99,74	100,31
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,22	4,00	2,26	
f	18,40	22,40	23,50	
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	0,24	0,34	0,44	

микроскопом – бесцветный. Довольно часто отмечаются следы механических нарушений кристаллов пироксена, выраженные в образовании поперечных трещин, изогнутости и скручивании кристаллов. В деформированных зернах часто присутствуют узкие, параллельные спайности вроски ортопироксена, отличающегося физическими свойствами от первичного пироксена.

В крупнозернистых породах в энстатите наблюдаются многочисленные новообразования моноклинного пироксена и граната, образующие игольчатые либо узкие пластинчатые выделения, отвечающие по составу этим же минералам. Ориентировка этих новообразований связана со спайностью, а также со слабо выраженными диагональными трещинами. Подобный факт следует рассматривать как доказательство более поздней кристаллизации некоторой части граната и моноклинного пироксена в гипербазитах или распада твердых растворов. В ортопироксенах из лерцолитов и гарцбургитов отмечаются параллельно ориентированные пластинчатые вроски рудного минерала бурого цвета, возможно ильменита.

Оптические константы энстатита довольно стабильны ( $n_g' = 1,664-1,675$ ,  $n_g'' = 1,655-1,666$ ,  $2V = 70-84^\circ$ ,  $cNg = 2-11^\circ$ ), причем большие углы характерны для наиболее деформированных зерен. Железистость энстатита 3-11% Fs.

Моноклинные пироксены отмечаются чаще в гранатосодержащих разновидностях и тесно ассоциируют с пиропом, образуя изолированные изометричные зерна размером от 0,2-0,5 до 4-6 мм илиglomerовые скопления. Отдельные кристаллы включены в гранате и ортопироксене в виде пластинок распада. В некоторых образцах вебстеритов отмечается грубополосчатое и микроштокверковое распределение моноклинного пироксена в ассоциации с гранатом среди основной ортопироксеновой массы. Цвет пироксена зеленый до яркого изумрудно-зеленого. По сравнению с оливином и энстатитом моноклинный пироксен характеризуется большими колебаниями светопреломления ( $n_g' = 1,684-1,715$ ;  $n_g'' = 1,673-1,685$ ;  $+2V = 60-75^\circ$ ;  $cNg = 32-42^\circ$ ). Пироксены с высокими показателями преломления ( $n_g = 1,705-1,715$ ) характеризуются сравнительно низким двупреломлением (0,016-0,018), большими углами оптических осей ( $+2V = 75-82^\circ$ ) и заметным плеохроизмом - синевато-зеленым по Ng и желтовато-зеленым по Nr. Описанные пироксены относятся к хромдиопсиду.

Хромшпинель является аксессуарным минералом и образует изометричные и линзовидные выделения размером от 0,1-0,2 до 1-3 мм. В обломках крупных монокристаллов оливина (размером более 50 мм) отмечаются идиоморфные кристаллы и сростки шпинели величиной до 1-3 мм. Эти кристаллы представляют собой прекрасно образованные октаэдры и кубооктаэдры с преимущественным развитием граней октаэдра. Отдельные идиоморфные или ксеноморфные зерна шпинели бывают включены в крупные выделения пиропов. Во многих ксенолитах шпинель-гранатовых дунитов шпинель замещается реакционными каемками граната. Цвет шпинели красновато-бурый и коричневатобурый. Показатель преломления колеблется от 1,815 до 2,0 и, возможно, выше.

Гранаты представлены зернами разнообразных форм - от субидиоморфных до округлых и изометричных. В дунитах и лерцолитах этот минерал образует гнездообразные скопления, реже - индивидуализированные выделения, а в вебстеритах и ортопироксенитах группи-

руется в цепочки и линзочки, приуроченные к поперечным трещинам или контактам пироксеновых зерен. Размеры отдельных зерен колеблются от 0,3 до 15,0 мм. В крупных монокристаллах оливина гранат обладает идиоморфными очертаниями удлиненного габитуса с отношением поперечного сечения к длине 1:2. Цвет граната бледно-розовый, сиреневый, розово-фиолетовый до густо-фиолетового, обладающего дихроичными свойствами. Показатели преломления колеблются в пределах 1,738–1,742 (25 замеров) и 1,743 – 1,761 (15 замеров).

Флогопит относится к числу мало распространенных минералов. В одном включении он тесно ассоциирует с гранат-клинопироксеновыми обособлениями, образуя в их краевых участках выделения неправильной формы и идиоморфные лейсты размером 0,5–3,0 мм. Чаще всего лейсты флогопита образуют тесные сростки с гранатом и клинопироксеном и находятся с ними в равновесных условиях. Цвет флогопита бледный оранжево-желтый, плеохроирует до бесцветного,  $n_m = 1,592$ .

### **Железисто-магнезиальные (ильменитовые) гипербазиты**

Первые сведения о составе ильменитовых пород из кимберлитов мы находим у исследователей южноафриканских трубок. П.Вагнер (Wagner, 1909), а позднее и А.Вильямс (Williams, 1932), описывая кимберлитовые породы и родственные кимберлитам включения, кратко характеризовали включения с ильменитовой эвтектикой. А.Вильямс (Williams, 1932) отметил также случаи срastания ильменита с гранатом, ильменита с серпентином и редкий случай срastания ильменита с цирконом и пироксеном.

После открытия кимберлитовых трубок на Сибирской платформе были описаны сростки граната с ильменитом и ильменита с оливином из трубок Далдыно-Алаkitского района и высказано предположение о ксеногенном характере ильменита (Сарсадских и др., 1960). А.П. Бобриевич и др. (1960), описывая включения гранатовых гипербазитов, отметили, что в кимберлитовых трубках Обнаженная и Русловая обнаружены включения ультраосновных пород, сложенные ильменитом, флогопитом и диопсидом, и привели химические составы пород из двух включений. Позднее А.П. Бобриевич и др. (1964) кратко описали ильменитовую породу с графической структурой из трубки Мир, но, к сожалению, эта порода и слагающие ее минералы не были проанализированы. Е.В. Францессон (1968) приводит краткое описание ильменит-диопсидовой породы из трубки Мир, обладающей графической структурой; кроме того, ею отмечены сростки ильменита с гранатом и ильменита с флогопитом и серпентином.

Ниже приводится детальное описание рудных гипербазитов, основанное на изучении 50 ксенолитов, отобранных из различных трубок Якутии.

В зависимости от наличия в породах граната выделяются ильменитовые гипербазиты и гранат-ильменитовые гипербазиты.

## Ильменитовые гипербазиты

Породы данной подгруппы объединяют следующие разновидности: оливиниты, ильменитовые оливиниты, флогопит-ильменитовые оливиниты, ильменит-диопсид-флогопитовые породы, ильменит-флогопит-диопсидовые породы, флогопит-ильменитовые породы, ильменит-диопсидовые породы, пикроильменит-диопсидовые породы с графической структурой, ильменитовые энстатиты.

Оливиниты представляют собой темные зеленовато-серые среднезернистые породы панидиоморфной структуры, слабо серпентинизированные. Размеры включений - до 60-80 мм. Оливиниты состоят из бледно-оливкового оливина (99-100%), имеющего показатель преломления  $n'_g = 1,695$ ,  $n'_p = 1,660$  ( $Fa = 11\%$ ), и единичных зерен ильменита.

Ильменитовые оливиниты по распространенности весьма ограничены. Нередко породы этого типа встречаются совместно с гранатовыми перидотитами, составляя вместе один ксенолит. Одно такое включение было сложено двумя породами: оливинитом и шпинель-гранатовым гарцбургитом (табл. 8). Контакт между обеими породами довольно резкий и ровный, причем около контакта минералы шпинель-пиропового гарцбургита значительно деформированы. Ильменитовый оливинит в этом включении занимает объем  $12 \times 20 \times 40$  мм. Макроскопически он представляет собой среднезернистую породу зеленовато-черного цвета, обладающую панидиоморфнозернистой структурой с элементами сидеронитовой. Он состоит из оливина (80%), пикроильменита (17%), флогопита (3%).

Неравномернозернистая структура ильменитового оливинита не позволяет сделать каких-либо выводов о характере приконтактовых изменений в этой породе. Ильменитовая порода образована, вероятно, позднее шпинель-пиропового перидотита (флогопитизация пироба, гарцбургита, возможно, связана с внедрением ильменитовой породы),

Флогопит-ильменитовые оливиниты обнаружены в кимберлитовых брекчиях трубки Университетская. В данном случае, как и в описанном выше, включение представлено двумя породами: пироповым перидотитом и флогопит-ильменитовым оливинитом (см. табл. 8). Форма включения уплощенно-овальная, его поверхность гладкая, как бы приполированная, размер  $50 \times 60 \times 60$  мм. Пироповый перидотит составляет примерно 1/5 часть включения, а остальной объем сложен пикроильменитовой породой. Контакт между ними резкий, неровный.

Флогопит-ильменитовый оливинит среднезернистый до грубозернистого, зеленовато-черный. Состоит из флогопита (10,7%), оливина (39,5%), пикроильменита (49,8%). Структура породы порфировидно-сидеронитовая. Отмечаются симплектитовые срастания флогопита и оливина с пикроильменитом.

Переходная зона между пироповым перидотитом и ильменитовой породой характеризуется следующими особенностями. В пироповом перидотите зерна клинопироксена замещены пикроильменитом,

Таблица 8  
Химический состав безгранатовых

Окислы	87	88	89	90	91	92
SiO <sub>2</sub>	39,26	32,24	42,9	29,91	20,26	43,84
TiO <sub>2</sub>	0,07	9,95	0,15	17,96	25,51	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,58	1,63	0,59	1,69	1,99	8,48
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,41	0,13	0,43	0,81	1,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,94	8,03	2,71	7,71	7,54	3,40
FeO	10,13	9,65	5,72	11,15	13,62	2,88
MnO	0,13	0,14	0,10	0,13	0,18	0,13
NiO	0,29	0,12	0,2	0,104	0,19	0,15
CoO	0,01	-	-	0,01	0,02	0,007
MgO	44,03	39,90	23,89	18,55	27,93	27,80
CaO	0,16	0,96	0,76	0,77	Следы	6,47
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,07	0,12	0,42	0,13	0,76
K <sub>2</sub> O	0,08	0,34	0,16	0,42	1,46	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	-	0,09	0,069	0,08	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,59	1,85	1,30	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,13	6,60	4,76	6,21	5,66	2,92
S <sub>общ</sub>	0,11	-	-	Следы	Следы	0,08
CO <sub>2</sub>	-	0,90	0,25	"	"	1,51
П.п.п.	-	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,72	100,69	99,75	100,51	100,20	100,82
Zr <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-

87-88 - ильменитовые оливиниты из трубки Мир; 89 - шпинель-гранатовый перидотит, контактирующий с ильменитовым оливинитом (88); 90 - ильменитовый гарибургит из трубки Мир; 91 и 92 - слюдяной ильменитовый оливинит, контактирующий с гранатовым лерцолитом из трубки Университетская; 93-94 - ильменитовые породы с графической структурой (93 - из трубки Мир, 94 - из трубки Монастери, Южная Африка); 95 - слюдяной ильменитовый пироксенит из трубки Дружба; 96 и 97 - слюдяные ильменитовые перидотиты из трубки Малокуонапская (97 - катаклазированный аналог 96); 98 и 99 -

образующим узкие занозистые оторочки мощностью не более 0,2-0,4 мм. В отдельных зернах клинопироксена вдоль спайности отмечаются редкие, неравномерно распределенные игольчатые выделения пикроильменита длиной 0,05-0,1 мм. В ильменитовой породе наблюдается узкая кайма (5-7 мм) аллотриоморфного строения, сложенная сростками изометрических зерен пикроильменита, размер которых не превышает 0,1-0,3 мм.

ильменитовых гипербазитов (в вес.%)

	93	94	95	96	97	98	99
	30,38	33,56	22,38	37,2	33,16	30,55	31,27
	18,20	15,50	11,20	7,42	6,12	7,52	6,71
	2,26	4,01	4,78	4,21	3,00	8,29	8,97
	0,09	0,25	0,19	0,13	0,058	0,14	0,24
	8,48	6,72	5,1	4,67	7,16	6,47	6,69
	8,49	9,07	6,26	7,14	3,57	6,25	9,07
	0,1	0,39	0,18	0,13	0,16	0,16	0,11
	0,051	Следы	0,09	0,067	0,06	0,23	0,26
	0,015	-	0,01	-	-	0,006	0,007
	23,47	15,62	22,83	21,00	19,82	28,81	25,14
	Следы	11,20	12,75	10,78	14,80	5,26	6,12
	0,13	0,09	0,27	0,35	0,23	0,15	0,23
	0,16	0,24	2,06	1,65	1,38	1,97	3,01
	0,069	0,05	Следы	-	-	0,06	0,05
	-	0,2	-	0,30	0,40	-	-
	6,76	1,91	5,57	4,84	7,12	1,14	1,50
	0,44	-	0,07	-	-	-	-
	Следы	1,98	9,98	0,10	0,90	-	-
	Не обн.	-	Не обн.	Не обн.	1,78	3,31	4,00
	99,52	100,79	99,51	99,875	99,718	100,31	99,37
	-	-	-	-	-	-	-

диоксид-флогопитовая порода с ильменитом из Трубки Обнаженная; 100 - слюдяной ильменитовый пироксенит из трубки Дебеерс, Южная Африка; 101-104 - основные титанистые породы Луны.

Анализы выполнены: 87 - в Центральной химической лаборатории ЯТГУ, аналитик Г.Ф. Помазова; 88, 89 и 95-97 - в ИГЕМ АН СССР, аналитик Л.Н. Некрасова; 90-93 - в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик Н.М. Зорина; 94 и 100 - по А.Н. Вильямсу (Williams, 1932). 98, 99 - по А.П. Бобриевичу и др. (1960).

Ильменит-диоксид-флогопитовые породы характерны для кимберлитовых трубок северо-востока Сибирской платформы. Ранее такие же породы отмечались в трубках Южной Африки - Де Бирс и Весельтон (Williams, 1932).

В качестве примера приводится описание включения ильменит-диоксид-флогопитовой породы из трубки Дружба Средне-Оленекского района. Форма включения неправильная, слегка удлинённая, размер

Таблица 8 (окончание)

Окислы	100	101	102	103	104
SiO <sub>2</sub>	44,24	40,00	43,00	42,00	38,00
TiO <sub>2</sub>	3,00	11,00	9,00	8,00	9,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,61	10,00	13,00	13,00	11,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,67	0,54	0,51	0,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,48	-	-	-	-
FeO	4,29	19,00	17,00	18,00	20,00
MnO	0,17	0,35	0,55	0,27	0,50
NiO	0,25	-	-	-	-
CoO	-	-	-	-	-
MgO	25,84	8,50	6,50	7,00	10,00
CaO	1,60	10,00	10,50	10,00	10,00
Na <sub>2</sub> O	-	0,65	0,56	0,51	0,51
K <sub>2</sub> O	8,46	0,22	0,11	0,10	0,064
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,31	-	-	-	-
S <sub>общ</sub>	-	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	0,67	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	-	-	-
Сумма	99,77	100,50	100,80	99,50	99,90
Zr <sub>2</sub> O	-	0,19	0,03	0,095	0,095

его 30×90×110 мм. Структура породы среднезернистая, по характеру взаимоотношений минералов - панидиоморфнозернистая с элементами порфировой (идиоморфные выделения флогопита) и сидеронитовой. Минеральный состав породы (в %): пикроильменит 19, диопсид 30, флогопит 51.

Ильменит-флогопит-диопсидовые породы найдены в кимберлитовом автолите из трубки Малокуонапская, где обнаружено сложное включение, представленное двумя породами почти одинакового состава, но с разными структурными особенностями. Форма включения овальная, размер - 4×6 см. Одна его часть, составляющая примерно 40%, сложена ильменит-флогопит-диопсидовой породой, а другая (60%) - породой того же минерального состава, но с большим содержанием серпентина; порода эта напоминает слюдяной кимберлит. Контакт между породами очень неровный и расплывчатый, указывающий на постепенный переход. Очевидно, вторая

часть включения представляет собой продукт частичного плавления первичной породы или механической резорбции в сочетании с частичным плавлением.

Ильменит-флогопит-диопсидовая порода зеленовато-бурого цвета и среднезернистого сложения, структура ее аллотриоморфнозернистая. Состав породы (в %): ильменит 12, флогопит 25, диопсид 43 и серпентин с гидрогранатом 20.

Флогопит-ильменитовые породы из кимберлитов Южной Африки кратко описал А.Ф. Вильямс (Williams, 1932). Аналогичные породы были обнаружены в трубках Сибирской платформы Обнаженная и Университетская. Размеры включений 1-8 см. Породы крупнозернистые, представлены флогопитом (80%), ильменитом (15%), серпентином (5%), иногда отмечается незначительная примесь оливина. Структура порфириовидно-сидеронитовая и сидеронитовая. Форма включений овальная, с неровной поверхностью. Флогопит формирует идиоморфные таблички, ильменит - ксеноморфные выделения и прожилки. В кимберлитах трубки Обнаженная отмечаются сростки, состоящие из флогопита (10-15%) и ильменита (85-90%).

Физические свойства породообразующих минералов во всех разновидностях пород близки. Оливины в значительной части серпентинизированы. Сохранившиеся реликты имеют бледно-зеленый цвет.  $n_{g'} = 1,695-1,698$ ,  $n_{p'} = 1,657-1,664$ ,  $Fa = 11-14\%$ .

Пикроильмениты по форме выделения весьма разнообразны: индивидуализированные зерна, прожилковидные, линзообразные и пластинчато-удлиненные, шестоватые и дендритовидные выделения. В отраженном свете большинство крупных выделений пикроильменита имеет мозаичную структуру.

Диопсиды обычно раздроблены и замешены серпентином. Оптические константы:  $n_{g'} = 1,693-1,700$ ,  $n_{p'} = 1,672-1,678$ ,  $2V = 58-60^\circ$ .

Флогопит образует изометричные выделения и таблички желтовато-коричневого цвета размером 0,1-5,0 мм. Плеохроирует в светлых желтовато-оранжевых тонах;  $n_{g'} = 1,608$ ,  $n_{p'} = 1,564$ ,  $2V_{Np} = 10^\circ$ .

Ильменит-диопсидовые породы обладают сидеронитовой псевдопоякилитовой, графической структурами и представляют собой полнокристаллические крупнозернистые образования, окрашенные в зеленовато-серые тона. Основные минералы - пикроильменит (20-97%) и диопсид (2-80%), в одном из включений отмечены сульфиды (до 1%).

Диопсид образует крупные зерна неправильной формы размером от 5-7 до 10-20 мм.

Пикроильменит, судя по характеру выделений, является более поздним и нередко располагается между зернами диопсида. Занозистые прожилковые выделения ильменита часто пересекают монокристаллы пироксена. Структура пикроильменита мозаичная, обусловленная сростками изометричных зерен размером 0,3-0,7 мм. Строение зерен однородное, но на отдельных участках отмечаются следы распада твердых растворов на ильменит I и II. Форма выделений иль-

менита II преимущественно пластинчатая, реже отмечаются случаи комбинации пластинчатых выделений по двум взаимно перпендикулярным направлениям.

Пикроильменит-диопсидовые породы с графической структурой в настоящее время обнаружены только в кимберлитах трубки Мир. Первое включение этих пород описано А. П. Бобривичем и др. (1964), который привел краткое макроскопическое описание, но не определил состав пироксена, ассоциирующего с пикроильменитом. В данной работе приведено описание 12 подобных включений. Форма их эллипсовидная и овальная, реже изометричная с неровной поверхностью. Размеры — 20–30 мм в поперечнике, отдельные включения достигают 40–60 мм по длинной оси. Макроскопически это зеленоватые и белесые породы с ориентированными выделениями рудного минерала. По относительным размерам минералов выделяются средне- и крупнозернистые разновидности, обладающие графическими и субграфическими структурами. Пироксен в половине включений почти полностью замещен белым серпентином. Содержание пикроильменита в описываемых породах колеблется от 10 до 35%, диопсида — от 65 до 90%.

Пикроильменит присутствует в виде удлиненных монокристаллов (от 5 до 40 мм) игольчатого или пластинчатого габитуса. Их поперечные сечения в различных образцах неодинаковые: в одних наблюдаются правильные или разносторонние шестиугольники размером 0,5–3 мм, в других — характерные пластинчатые сечения размером (0,2–0,8) × (15–30) мм также с гексагональными поперечными срезами. В проходящем свете пикроильменит просвечивает красно-вато-коричневым цветом. Препараты полированных шлифов на срезах, перпендикулярных общему удлинению пикроильменитовых выделений, в отраженном свете обнаруживают одновременное угасание всех индивидов. Это явление и их ориентировка по определенным кристаллографическим направлениям в клинопироксене указывают на изоструктурный характер сростаний минералов.

Диопсид во всех описываемых включениях представлен только частями довольно крупных, иногда гигантских монокристаллов, размер которых определяется размерами самих включений. Цвет пироксена бледно-зеленый и бутылочно-зеленый. По оптическим константам ( $n_{g'} = 1,696-1,699$ ,  $n_{p'} = 1,675-1,678$ ,  $n_{g'} - n_{p'} = 0,021-0,022$ ) он относится к диопсиду.

Серпентин во всех включениях интенсивно замещает клинопироксен (иногда целиком). Цвет серпентина белый, структура волокнистая. Показатели преломления:  $n_{g'} = 1,546 \pm 0,002$ ,  $n_{p'} = 1,542 \pm 0,002$ .

В табл. 8 приведен химический состав пикроильменитового пироксенита из кимберлитов трубки Мир, а для сравнения — химический состав аналогичной породы из трубки Монастери, Южная Африка (Williams, 1932).

Пикроильменитовые энстатититы микроскопически представляют собой полнокристаллические среднезернистые породы пандиоморфнозернистой структуры (см. табл. 8). Включение пикроиль-

менитового энстатитита из трубки Мир имеет овальную форму размером  $30 \times 30 \times 30$  мм. Это темная зеленоватая порода с величиной зерен 0,3–3,0 мм. Структура породы панидиоморфнозернистая, участками сидеронитовая. Порода состоит из пикроильменита (34%), ромбического пироксена (65%) и флогопита (до 1%).

Ромбический пироксен образует ксеноморфные выделения размером 1–3 мм. Цвет в мелких зернах желтовато-зеленоватый. Оптические константы:  $n_g = 1,679$ ,  $n_p = 1,670$ ,  $n_g - n_p = 0,009$ ,  $F_s = 11\%$ . Почти 90% зерен пироксена замещено баститом.

Пикроильменит в породе распределен неравномерно, в виде коротких прожилков и линзочек длиной не более 1–2 мм при поперечном сечении 0,1–0,3 мм; он также образует клиновидные вроски в краевых участках ортопироксена.

Флогопит присутствует в породе в виде отдельных идиоморфных табличек и листочков бледно-желтого цвета. Размеры выделений флогопита 0,5–2 мм.

### Гранат-ильменитовые гипербазиты

Гранатсодержащие разновидности ильменитовых гипербазитов описываются среди ультраосновных включений впервые, хотя о сростках граната и ильменита в литературе сообщалось неоднократно. В данной подгруппе по минеральному составу (табл. 9) и структурным особенностям выделяют семь основных разновидностей: ильменит-гранатовые оливиниты и лерцолиты, гранат-ильменитовые оливиниты, гранат-ильменитовые верлиты, вебстериты и пироксениты, гранат-ильменитовые породы.

Ильменит-гранатовые оливиниты отмечены только в трубке Мир. Данная разновидность пород к ильменитовым гипербазитам относится условно, так как ильменит в ней присутствует только в аксессуарных количествах. По железистости эти породы соответствуют рассматриваемой группе, чем и отличаются от магнезиальных гипербазитов. Ильменит-гранатовые оливиниты представлены двумя включениями пятнистой окраски и размером  $40 \times 50$  и  $60 \times 70$  мм. На зеленовато-сером фоне этих оливинитов выделяются оранжевые пятна граната. Породы неравномернозернистые, с порфировой структурой. В них наблюдаются сравнительно крупные выделения клинопироксена, оливина и граната, которые в сумме составляют 14–28% и сцементированы микрозернистой, существенно оливиновой массой (70–86%) с отдельными просечками ильменита. Границы между ильменитом и гранатом очень неровные, коррозионные. Вокруг граната часто наблюдаются узкие оторочки флогопита. В одном случае флогопит зафиксирован на границе граната и моноклинного пироксена. Основная цементирующая масса (70–78%) состоит из микрозернистого оливинового агрегата мозаичной структуры. Размер отдельных зерен 0,05–0,1 мм. Оптические константы оливина соответствуют таковым из вкрапленников. В отдельных участках отмечаются скопления мелких жилков и отдельные просечки ильменита.

Таблица 9

Количественный минеральный состав гранат-ильменитовых гипербазитов из трубки Мир (в %)

Порода	№ обр.	Минерал					
		Ильменит	Гранат	Диопсид	Оливин	Флогопит	Энстатит
Гранат-ильменитовые перидотиты	A-198	0,5	5	4	90	Ед.зн.	-
	A-414	1,2	15	24	59	Ед.зн.	0,8
	A-601	3,0	20	30	45	2	Ед.зн.
	A-147	20	2	30	5	1	42
	A-4	30	2	35	30	2	-
	A-76	35	25	5	35	-	-
	D-2-30*	50	5	43	-	2	-
A-3	64	3	12	-	-	-	
Гранат-ильменитовые пироксениты	A-201	15	5	80	-	-	-
	A-126	35	25	38	-	-	-
Гранат-ильменитовые породы	A-13	83	13	-	-	-	-
	A-196	90	10	-	-	-	-
	A-457	90	10	-	-	-	-
	A-333	5	95	-	-	-	-
	A-241	95	5	-	-	-	-

Примечание. В обр. A-147 и A-126 присутствуют сульфидные минералы в количестве единичных зерен, в обр. A-4 их содержится 0,5%, а в обр. A-3 - 11%.

\* Обр. D-2-30 из трубки Дружба.

Гранат-ильменитовые оливиниты встречены только в одном образце, представляющим собой полнокристаллическую крупнозернистую породу, обладающую аллотриоморфной структурой. Включение по форме приближается к овальной с неровной, бугристой поверхностью. Макроскопически включение имеет пеструю окраску оранжевого, черного и зеленовато-бурого цвета. Размер его 25×30×45 мм, а размеры выделений минералов 10-30 мм. Структура породы аллотриоморфнозернистая. Минеральный состав породы (в%): гранат 25, ильменит 35, оливин 38, клинопироксен - 2. Из вторичных минералов присутствуют хлорит и иддингсит.

Гранат образует изометричные зерна размером 10-15 мм с закругленными, как бы оплавленными краями (см. табл. 17). Не-

редко зерна граната пересечены жилками пикроильменита. На границе выделений граната и оливина образованы реакционные каймы толщиной 0,2–0,8 мм, сложенные микрозернистой хлорит–карбонатной массой. Граница зерен граната на этих участках неровная, зубчатая, очевидно, образованная за счет реакционной коррозии.

Пикроильменит представлен довольно крупными выделениями неправильной формы размером до 40 мм. Отдельные его прожилки полностью пересекают включение по длинной оси. В отраженном свете выявляется аллотриоморфное строение этих выделений. Краевые части мелких зерен в проходящем свете просвечивают зеленовато–бурым цветом.

Ильменит–гранатовые лерцолиты впервые были обнаружены А.И. Пономаренко при изучении ксенолитов глубинных пород из кимберлитовой трубки Мир в виде ксенолита овальной формы, величиной 35 × 45 × 65 мм. Порода довольно свежая, крупнозернистая, типичной панидиоморфной структуры, обусловленной неправильными сростками оливина и моноклинового пироксена с "порфириро–бластическими" выделениями граната. В подчиненном количестве находятся энстатит, ильменит, сульфидные минералы и алмазы.

Гранат яркого оранжево–красного цвета, представлен слабо–трещиноватыми, несколько удлинненными овальными и субидиоморфными зернами (4–7 мм) предположительно ромбодекаэдрического габитуса. Характерная форма и более крупные размеры гранатов создают впечатление бластопорфиновой структуры. В отдельных зернах граната наблюдаются единичные идиоморфные включения серпентинизированного оливина размером 0,2–0,4 мм. Краевые участки зерен граната замешены, как правило, вторичными продуктами, среди которых наблюдается мелкочешуйчатый флогопит.

Ильменит локализуется в виде каплевидных выделений (0,1–2,0 мм) преимущественно среди оливин–клинопироксеновой основной массы. Реже отмечаются червеобразные выделения общей длиной до 10 мм, которые частично обволакивают полукольцами зерна граната, но не соприкасаются с ними. Иногда зерна ильменита тесно ассоциируют с сульфидами. Тонкие сколы ильменита просвечивают буровато–коричневым цветом. Минерал анизотропен и немагнитен, в отраженном свете обнаруживает однородное строение. Диагностирован на основании рентгеноструктурного анализа. Вокруг большинства зерен ильменита наблюдаются реакционные оторочки мощностью 0,2–0,4 мм, в которых значительная роль принадлежит магнетиту.

Сульфидные минералы представлены каплевидными выделениями размером 0,3–1,2 мм розовато–желтого цвета. Эти выделения состоят из пирротина (70–75%) и пентландита (25–30%). Структура этих выделений микрографическая.

Алмазы встречены в виде единичных бесцветных зерен размером до 1,2 мм. Судя по морфологическим особенностям, одно из зерен представляет собой деформированный двойник по шпинелевому закону; поверхность граней обладает штриховкой. Это зерно находится в сростании с более мелкими неправильными выделениями, на по–

верхности которых можно наблюдать занозистую сповидную штриховку.

Гранат-ильменитовые верлиты относятся к числу сравнительно редких пород. Форма этого включения близка к прямоугольной, поверхность неровная, размер его  $20 \times 25 \times 35$  мм. Порода крупнозернистая, полнокристаллическая, обладающая панидиоморфно-зернистой структурой с участками сидеронитовой. Размеры минералов 1–10 мм. Минеральный состав породы (в %): клинопироксен 35, оливин 30, пикроильменит 30, гранат 2, пирротин 3.

Пикроильменит образует ксеноморфные зерна и выделения неправильной формы размером от 1–3 до 10 мм, а также присутствует в виде занозистых жилок длиной 3–4 мм, которые проникают между зернами оливина и клинопироксена. Внутренняя структура выделений пикроильменита, выявленная в отраженном свете, ксеноморфнозернистая. Минерал подвержен вторичным процессам грануляции.

Гранат приурочен к выделениям клинопироксена и развивается на границе с зернами оливина. Форма его выделений червеобразная, граничные — до 1 мм, при поперечном сечении 0,2–0,3 мм.

Пирротин присутствует в виде овальных и лапчатых выделений размером 0,2–0,8 мм, локализуясь по периферии выделений пикроильменита. Характерные формы выделений пирротина позволяют отнести его к минералам, сингенетичным с образованием описанной породы.

Гранат-ильменитовые вебстериты отмечены в кимберлитовых трубках Мир (табл. 10) и Дружба в виде овальных включений размером 3–8 см. Породы средне- и крупнозернистые, полнокристаллические, с аллотриоморфной и сидеронитовой структурами. Сложены они пикроильменитом (20%), оливином (5%), диопсидом (30%), энстатитом (42%), гранатом (2%), флогопитом (1%), сульфидами (0,5–1,0%). Размеры зерен колеблются в среднем от 0,5–1,0 до 4–5 мм. Наблюдаются реакционные структуры замещения и прорастания. Первые представлены каемками энстатита, развивающегося по периферии клинопироксенов, а вторые — прожилками пикроильменита, замещающего клинопироксены по трещинам спайности.

Пикроильменит распределен в породе в виде густой сети ветвящихся коротких прожилков и линзочек величиной 0,3–2 мм. Нередко выделения пикроильменита проникают вдоль спайности моноклинного пироксена и образуют с ним сростки, напоминающие графические структуры.

Сульфиды представлены единичными вкрапленниками изометрической формы размером 0,1–0,3 мм. Эти выделения сложены пирротинном и халькопиритом, причем характерной особенностью их сростания является зональное распределение минералов. Обычно центральные участки сложены одним или несколькими зернами пирротина, которые окружены оторочкой ксеноморфных зерен халькопирита размером 0,01–0,05 мм. В зернах пирротина наблюдается эмульсионная вкрапленность пластинчатых выделений пентландита, содержание котсрых достигает 5–8% от общего объема пирротинных выделений.

Таблица 10

Химический состав гранат-ильменитовых гипербазитов (в вес. %)

Оксиды	105	106	107	108	109	110
SiO <sub>2</sub>	40,70	38,72	43,06	30,21	37,49	15,45
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,18	0,65	7,14	10,33	23,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,46	1,33	3,75	5,06	1,78	3,78
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,06	0,06	0,17	0,40	0,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,29	0,83	3,94	5,96	7,10	7,45
FeO	11,32	13,40	7,62	10,04	9,10	11,89
MnO	0,14	0,16	0,12	0,14	0,16	0,23
NiO	0,13	0,16	0,19	0,196	0,064	0,081
CoO	0,013	0,008	0,001	-	0,015	0,015
MgO	40,42	41,36	29,98	23,89	22,48	16,20
CaO	0,23	0,42	4,53	7,11	4,43	9,01
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,12	0,56	0,52	0,89	0,20
K <sub>2</sub> O	0,12	0,08	0,16	4,15	0,36	0,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,09	0,09	0,09	0,069	Следы
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,60	0,34	1,84	-	-	-
H O <sup>+</sup>	2,96	2,32	3,56	1,27	4,87	4,39
S <sub>общ</sub>	0,08	Не обн.	0,05	-	Следы	Следы
CO <sub>2</sub>	Не обн.	0,57	Следы	-	"	6,52
П.п.п.	" "	Не обн.	Не обн.	4,01	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,87	100,20	100,16	99,95	99,54	99,77

105-110 - гранат-ильменитовые перидотиты (105-107, 109 - из трубки Мир, 108 - из трубки Русловая, 110 - из трубки Дружба).

Анализы выполнены: 105, 106 - в Центральной химической лаборатории ЯТГУ, аналитик Г.Ф. Помазова; 107 - там же, аналитик А.Г. Дмитриева; 108 - по А.П. Бобривичу и др. (1960); 109, 110 - в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик Н.М. Зорина.

Гранат-ильменитовые пироксениты отмечены в кимберлитах трубки Мир в виде обломков овальной формы. Макроскопически они представлены крупнозернистыми породами, обладающими типичной сидеронитовой структурой. Их минеральный состав довольно однообразен: клинопироксен, пикроильменит, гранат.

Изучено два включения этих пород. Одно из них величиной 15 × 20 × 30 мм является обломком более крупного включения, размеры которого, вероятно, достигали не менее 50-70 мм. Макроскопически это крупнозернистая порода зеленовато-серого цвета, на светлом фоне которой наблюдаются резко очерченные выделения

черного пикроильменита и темно-оранжевого граната. Структура породы панидиоморфнозернистая с участками сидеронитовой; минералогический состав: клинопироксен (75%), пикроильменит (15%), гранат (10%).

Клинопироксен представлен выделениями неправильной формы размером 3–5 мм.

Пикроильменит резко ксеноморфен по отношению к пироксену, образует выделения неправильной формы и нередко проникает по трещинам спайности. Выделения пикроильменита разнообразны: от тончайших жилок, измеряемых первыми долями миллиметров, до более крупных изометричных зерен величиной 1–4 мм.

Гранат так же, как и пикроильменит, резко ксеноморфен по отношению к пироксену. Его выделения пространственно тяготеют к зернам пикроильменита, образуя на некоторых участках подобие реакционных кайм в промежутках между ильменитом и пироксеном. В данном случае гранат образует четковидные и изометричные выделения размером 1–3 мм.

Аналогичный состав имеет и второе включение, содержание пикроильменита в котором достигает 25%, а граната соответственно снижается до 5%. В этом включении наиболее ярко наблюдаются реакционные взаимоотношения граната и пироксена. Первый замещает краевые части пироксена и на отдельных участках проникает вдоль спайности в виде тончайших иголок. Отмечены и вкрапленники сульфидных минералов размером 0,3–3,5 мм, локализующиеся около крупных выделений пикроильменита. Сложены они пирротином, халькопиритом и пентландитом.

Пирротин представлен ксеноморфными зернами величиной 0,5–3,0 мм и тончайшими жилками мощностью не более 0,01 мм. В отраженном свете пирротин розовый, обладает отчетливой спайностью 0001, магнитен. Его наиболее крупные выделения окружены каймой изометричных зерен халькопирита, размеры которых не превышают 0,02–0,05 мм. В пирротине отмечаются отдельные включения пентландита величиной 0,03–0,02 мм и многочисленные эмульсионные выделения пентландита пластинчатого и игольчатого габитуса. Размеры этих выделений обычно не превышают 0,01 мм по длинной оси, а содержание достигает 20–25%.

Гранат-ильменитовые породы широко распространены среди включений ильменитовых пород. Обычно их размеры не превышают 10–15 мм в диаметре; структура аллотриоморфная. По составу это биминеральные породы, сложенные гранатом (15%) и пикроильменитом (85%).

Гранат образует округлые, овальные и изометричные зерна размером 1–3 мм. Ильменит является как бы цементирующей массой, в которую погружены более мелкие зерна граната. Довольно высокое содержание ильменита и его крупные выделения создают в породе облик сидеронитовой структуры. Под микроскопом в отраженном свете отчетливо видно его ксеноморфнозернистое внутреннее строение. Дополнительная грануляция создает впечатление мозаичной структуры.

По сравнению с гипербазитами включения эклогитов изучены более детально. В ряде работ А.П. Бобривича и др. (1957, 1959) описаны эклогиты, содержащие алмазы. З.В. Бартошинский (1960) привел морфологическую характеристику алмазов из эклогита, описанного А.П. Бобривичем и др. (1957). Один эклогит без алмазов описан Е.В. Францесон (1968). Выделяются два типа эклогитов в зависимости от геолого-структурных уровней образования: эклогиты коры и эклогиты мантии.

Эклогиты корового происхождения, т.е. эклогиты фундамента, обнаружены в кимберлитах трубок Мир, Удачная, Обнаженная, Университетская и др. Обычно это среднезернистые породы, гранобластовой структуры, состоящие из серпентинизированного моноклинного пироксена зеленого цвета, бледного оранжево-красного граната ( $n = 1,758$ ). Отдельные разновидности содержат до 5–10% плагиоклаза. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, ильменитом и рутилом.

Эклогиты предположительно мантийного происхождения изучены детальнее. Обычно это грубо- и гигантозернистые породы преимущественно гранат-клинопироксенового состава, иногда отмечаются и ортопироксеновые разности. Подчиненное значение принадлежит рутилу, графиту, алмазам и сульфидным минералам, сингенетичным с породообразующими минералами. Среди эклогитов выделяются две группы: магнезиальные и магнезиально-железистые.

### Магнезиальные эклогиты

Магнезиальные эклогиты занимают промежуточное положение между гранатовыми вебстеритами и магнезиально-железистыми эклогитами. Несмотря на близкие химические составы вебстеритов и магнезиальных эклогитов, они отличаются по структурным признакам, составу минералов, присутствию в эклогитах рутила, графита и флогопит-амфиболовых новообразований, не характерных для гипербазитов. От магнезиально-железистых эклогитов они отличаются химическим составом (табл. 11) и характером слагающих минералов, а также отсутствием алмазов.

По минеральному составу среди магнезиальных эклогитов выделяются две разновидности: безэнстатитовые и энстатитовые.

Безэнстатитовые эклогиты – крупнозернистые породы, окрашенные в зеленые и красновато-оранжевые тона и представленные биминеральной ассоциацией моноклинного пироксена и граната с единичными зернами рутила, графита и сульфидных минералов. Структура их гилпидиоморфнозернистая, панидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой, обусловленной идиоморфными вростками граната в моноклинном пироксене.

Гранат (25–50%) бледно-розового цвета, с характерным оранжевым оттенком, образует зерна изометричных очертаний часто с

Таблица 11  
Химический состав магнезиальных

Оксиды	Безэнстатитовые эклогиты				
	111	112	113	114	115
SiO <sub>2</sub>	41,78	39,50	46,38	43,66	36,14
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,34	0,24	0,10	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,63	15,02	9,91	15,25	16,59
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	0,04	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,68	1,52	0,72	1,71	0,52
FeO	6,43	6,79	5,36	5,06	5,90
MnO	0,15	0,18	0,16	0,21	0,28
NiO	-	-	-	0,04	-
CoO	-	-	-	0,007	-
MgO	23,32	22,14	20,23	19,26	18,24
CaO	3,00	5,40	11,76	11,08	11,00
Na <sub>2</sub> O	0,68	0,84	0,77	0,50	0,15
K <sub>2</sub> O	0,12	0,24	0,41	0,22	0,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	0,059	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,85	0,60	0,30	Не обн.	1,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,96	4,59	2,94	1,08	2,37
SO <sub>3</sub>	-	-	-	0,04	-
CO <sub>2</sub>	0,00	1,30	0,35	-	5,90
П.п.п.	1,10	1,16	-	1,34	1,23
Сумма	100,33	99,62	99,53	99,66	99,91
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,82	4,46	7,44	2,95	9,78
f	25,82	27,30	27,50	22,20	27,00
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	0,80	1,06	1,18	0,72	0,36

Анализы выполнены: 111-113, 115-117, 119, 121, 123, 124 - в ИГЕМ АН СССР, аналитик Л.П. Некрасова; 114 - в Центральной химической лаборатории ЯТГУ, аналитик Г.Ф. Помазова;

элементами огранки. Размеры зерен 5-12 мм. Показатели преломления 1,728-1,740. Часто в гранате наблюдаются закономерно или беспорядочно ориентированные включения игольчатого габитуса.

Клинопироксен (50-75%) представлен бледно-зелеными и травяно-зелеными зернами величиной 3-5 мм, реже более крупными

эклогитов (в вес. %)

	Энстатитовые эклогиты					
	116	117	118	119	120	121
	44,88	41,62	45,12	43,32	43,04	45,26
	0,68	0,39	0,43	0,38	0,40	0,60
	7,39	19,90	15,08	17,12	16,43	13,67
	-	0,042	0,13	-	-	-
	3,18	1,60	0,40	0,56	2,32	0,96
	5,72	6,47	4,45	5,00	5,11	5,72
	0,15	0,21	0,20	0,21	0,18	0,16
	-	0,53	-	-	0,03	-
	-	-	-	-	-	-
	22,79	22,53	21,16	20,54	20,32	20,24
	0,76	3,82	10,07	8,70	6,68	7,38
	0,91	0,15	0,59	0,53	0,51	1,33
	0,32	0,20	0,30	0,16	0,51	0,24
	-	0,09	-	-	0,07	-
	1,20	0,26	Не обн.	0,60	0,62	0,60
	4,87	2,02	-	1,65	3,80	3,00
	-	0,10	0,30	-	0,10	-
	0,35	-	-	0,85	1,15	Не обн.
	1,10	0,50	2,13	-	4,12	1,13
	100,30	99,96	100,36	99,62	100,55	100,29
	1,78	4,04	11,12	8,92	2,20	5,95
	29,00	26,30	18,60	21,20	26,70	28,40
	1,23	0,35	0,89	0,69	1,02	1,57

122 - по А.А. Панкратову, 1961; 125 - по Е.В. Францесон (1968); 126 - по Н.В. Соболеву и др. (1969).

выделениями (до 10-15 мм). Оптические константы:  $n_g = 1,690-1,700$ ,  $n_p = 1,669-1,678$ ,  $2V = 64-68^\circ$ ,  $cNg = 32-39^\circ$ .

Рутил редок. Образует зерна неправильной формы размером 0,3-0,8 мм. На тонких сколах просвечивает бурым цветом. Диагностирован на основании рентгеноструктурного анализа.

Таблица 11 (окончание)

Окислы	122	123	124	125	126
SiO <sub>2</sub>	44,12	43,88	45,00	51,04	45,28
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,17	0,64	0,36	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,31	18,12	16,91	7,50	16,15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	-	-	0,11	0,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,00	0,80	1,03	1,53	2,98
FeO	5,24	5,72	4,64	6,78	8,93
MnO	0,22	0,24	0,18	0,11	0,21
NiO	0,03	-	-	-	-
CoO	-	-	-	-	-
MgO	19,75	19,46	19,75	26,88	15,97
CaO	8,91	6,84	8,24	3,81	7,54
Na <sub>2</sub> O	1,01	0,54	1,19	0,86	1,63
K <sub>2</sub> O	0,33	0,29	0,20	0,08	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	-	-	He обн.	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,55	0,45	0,35	0,06	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,30	3,00	1,52	-	0,95
SO <sub>3</sub>	0,02	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	0,36	0,56	0,40	-	0,26
П.п.п.	2,84	-	-	0,98	0,80
Сумма	101,27	100,07	99,65	100,05	99,93
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	7,15	4,50	4,43	2,88
f	29,40	25,00	22,60	24,30	4,27
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	1,34	0,83	1,39	0,94	1,79

Графит отмечен в нескольких образцах, где его содержание не превышает 0,2–0,3%. Наблюдаются плоские таблички с изометричными очертаниями размером 0,4–1,0 мм.

Реакционные минералы развиты на границе выделений граната и клинопироксена и представлены флогопитом и амфиболом.

Энстатитовые эклогиты обычно крупнозернистые породы, состоящие из граната и моноклинного пироксена с подчиненным количеством энстатита. Акцессорные минералы представлены рутилом, графитом и сульфидами. Широко развиты реакционные минералы – флогопит, роговая обманка, реже – зеленая шпинель.

Гранат (40–60%) представлен оранжево–красными зернами с элементами кристаллографической огранки. Их размеры 3–10 мм, отдельные сростки достигают 20–30 мм. Показатель преломления 1,729–1,740.

Клинопироксен (30–50%) обладает менее выраженным идиоморфизмом по сравнению с гранатом и образует ксеноморфные выделения размером 5–25 мм с плавными закругленными контурами. Цвет серовато–зеленый с голубоватым оттенком. Оптические константы:  $n_g = 1,693–1,696$ ,  $n_p = 1,670–1,672$ ,  $2V = 62–72^\circ$ ,  $cNg = 38–46^\circ$ . Характерно присутствие ориентированных пластинчатых выделений ильменита и, реже каплевидных зерен сульфидных минералов размером до 0,1–0,2 мм.

Энстатит (10–20%) обладает одинаковым идиоморфизмом с гранатом. Цвет бледно–желтый, величиной 4–6 мм.

Таблица 12

Химический состав магнезиально–железистых эклогитов (в вес. %)

Окислы	127	128*	129	130	131
SiO <sub>2</sub>	45,98	44,80	45,60	44,40	42,35
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,64	1,03	0,81	0,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,48	13,17	9,23	13,15	15,60
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	0,045	–	0,018	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,23	3,90	2,39	4,56	4,50
FeO	6,07	5,39	10,00	7,04	7,02
MnO	0,15	0,2	0,26	0,22	0,2
NiO	–	0,025	–	0,045	Следы
CoO	–	0,068	–	0,01	0,006
MgO	17,74	17,2	15,5	15,35	15,17
CaO	12,1	9,21	11,2	9,7	9,21
Na <sub>2</sub> O	1,74	1,74	1,37	1,8	0,99
K <sub>2</sub> O	0,33	0,79	0,21	0,28	0,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	0,10	–	0,1	0,13
H <sub>2</sub> O <sup>–</sup>	0,60	0,37	0,60	0,15	0,52
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,91	1,77	3,07	2,05	2,56
SO <sub>3</sub>	–	0,07	–	0,1	0,05
CO <sub>2</sub>	0,26	–	0,3	–	–
П.п.п.	0,80	0,9	–	0,18	2,18
Сумма	99,93	100,33	100,33	100,18	100,84
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,72	1,83	4,18	1,54	1,59
f	31,90	35,10	44,20	42,90	43,70
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	2,07	2,53	1,58	2,08	1,51

### Магнезиально-железистые эклогиты

Магнезиально-железистые эклогиты охватывают большую группу пород с существенно кальциевым или железисто-кальциевым уклоном и с более щелочным по сравнению с предыдущей группой пород (табл. 12). Соответственно, они отличаются и по характеру минеральных ассоциаций. Это крупнозернистые темно-зеленые породы с порфиробластовыми выделениями темно-оранжевого граната. По составу это типичные биминеральные породы, представленные гранатом и моноклинным пироксеном. В тесном парагенезисе с этими минералами иногда ассоциируют алмаз, рутил, графит, сульфиды, а в одном случае отмечен корунд. Широко проявлены реакционные минералы, представленные флогопитом, роговой обманкой, реже плагиоклазом.

Таблица 12 (окончание)

Оксиды	132	133	134	135*	136	137
SiO <sub>2</sub>	42,28	43,43	42,20	44,19	44,90	41,82
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,65	0,44	0,49	0,44	1,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,13	16,10	13,56	15,42	14,65	13,78
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,018	0,03	0,03	0,04	-	1,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,02	3,37	5,33	3,30	1,67	8,56
FeO	7,19	6,84	7,40	7,06	8,23	6,70
MnO	0,24	0,20	0,23	0,31	0,17	0,24
NiO	0,069	0,02	0,013	-	-	0,096
CoO	-	0,001	0,008	-	-	-
MgO	15,15	14,33	14,80	13,96	13,90	13,88
CaO	8,70	11,45	11,02	10,93	11,20	8,91
Na <sub>2</sub> O	2,18	1,57	1,22	1,61	2,04	1,29
K <sub>2</sub> O	0,40	0,29	0,46	0,32	0,26	0,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	-	-	-	-	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,32	не обн.	0,10	0,10	0,15	0,58
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,00	1,62	2,08	1,61	1,81	4,04
SO <sub>3</sub>	1,11	0,12	0,10	-	-	0,08
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	0,17	0,35
П.п.п.	0,12	-	0,52	-	-	4,12
Сумма	99,83	99,82	99,72	100,19	99,59	101,13
FeO(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	1,43	1,98	1,38	2,13	4,92	0,79
f	44,00	41,60	46,20	45,50	41,10	54,30
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	2,58	1,86	1,68	1,93	2,26	1,62

Анализы выполнены: 129, 131, 133, и 142 в ИГЕМ АН СССР, анализ Л.П. Некрасова; 127, 130, 132, 134 - в Центральной химической лаборатории ЯТГУ, аналитик Г.Ф. Помазов; 137, 140 - в химической лабо-

Гранат (40-60%) образует либо отдельные идиоморфные кристаллы удлиненного габитуса, либо сростки идиоморфных кристаллов, обладающих неровной поверхностью. Их размеры достигают от 4-10 до 20-30 мм, цвет оранжевый с различными оттенками. Показатели преломления колеблются от 1,746 до 1,777. Из включений зафиксированы каплевидные выделения сульфидов размером до 0,1-0,5 мм.

Моноклинный пироксен (40-60%) в большинстве включений составляет основную ткань и представлен крупными слабо ограниченными зернами размером 5-15 мм, а их сростки обычно значительно больше. Цвет пироксена в штуфах темно-зеленый, в проходящем свете голубоватый. Оптические константы:  $n_g = 1,689-1,706$ ,  $n_p = 1,668-1,685$ ;  $2V = 65-72^\circ$ ,  $cNg = 38-43^\circ$ . В отдельных

138	139*	140	141*	142*	143*
42,63	46,27	43,20	49,06	49,74	49,43
0,26	0,75	0,60	0,80	0,68	0,33
14,74	11,13	15,90	11,90	12,33	15,00
-	0,10	-	0,05	-	0,07
4,00	4,44	3,68	3,65	2,23	2,06
6,28	5,49	6,77	7,17	7,50	4,20
0,33	0,13	0,14	0,28	0,17	0,07
-	-	0,03	-	-	-
-	-	-	-	-	-
13,66	13,66	12,28	11,49	11,05	10,39
11,12	11,02	9,66	8,92	8,62	11,54
0,81	2,67	2,19	3,87	3,82	3,86
0,54	0,28	0,63	1,00	0,78	0,41
0,065	-	0,10	0,05	-	-
4,59	-	0,64	0,35	0,90	-
-	3,21	4,14	1,55	1,74	1,78
-	-	0,05	-	-	-
-	-	0,51	-	-	-
-	1,05	4,19	0,33	-	-
99,02	100,20	99,83	100,41	99,56	99,68
1,57	1,23	1,83	1,96	3,36	2,03
43,00	41,90	46,00	48,40	46,80	37,50
1,35	2,95	2,82	4,87	4,60	4,27

ратории ЦНИГРИ (г. Тула); 128, 135, 139, 141, 143 - по Н.В. Соболеву и др. (1966, 1969); 138 - по Е.В. Францесон (1968).

\* Образцы, содержащие алмазы.

случаях в этом пироксене наблюдаются ориентированные пластинчатые включения ильменита.

Алмазы наблюдаются не во всех включениях этой группы, и их распределение вообще крайне неравномерно. Более подробная характеристика алмазов будет дана ниже.

Рутил (0,1–1,0%) распределен также неравномерно и образует зерна неправильной формы размером 0,5–6,0 мм; иногда образует сростки с сульфидами, реже – с алмазами.

Графит (до 0,5%) образует пластинчатые выделения с закругленными краями, реже – идиоморфные кристаллы гексагонального габитуса размером 2–3 мм.

Флогопит и роговая обманка обычно развиты на границе зерен граната и моноклинного пироксена, образуя каймы шириной 0,2 – 1,5 мм. Иногда в этих каймах присутствуют зерна плагиоклаза удлиненного габитуса с полисинтетическим строением и магнетит.

## МИНЕРАЛЫ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ

## МИНЕРАЛЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Сведения о минеральном составе включений ультраосновных пород из кимберлитов Якутии весьма ограничены и не систематизированы. А.П. Бобривичем и др. (1959), А.А. Панкратовым (1961) было приведено несколько химических анализов гранатов без характеристики пород. Другие минералы, сосуществующие с гранатом, не рассматривались. Б.Г. Лутц и В.К. Маршинцев (1962), Е.В. Францесон (1968) приводят химические анализы минералов из трех включений ультраосновных пород: одного лерцолита и двух вебстеритов. Как указывалось выше, ильменитовые гипербазиты и слагающие их минералы тоже не были проанализированы.

## Минералы магниальных гипербазитов

В настоящем разделе рассматриваются химизм минералов, слагающих гипербазиты, их оптические и некоторые физические свойства.

Оливин относится к числу наиболее распространенных минералов среди включений гипербазитов. Содержание оливина в магниальных гипербазитах колеблется от 5–10% (в отдельных разновидностях энстатитов, вебстеритов, верлитов) до 99–100% – в дунитах.

Формы выделений в основном обусловлены характером и степенью катаклаза, который в различных случаях проявлен по-разному. Наиболее часто наблюдаются значительно деформированные изометричные зерна, реже – пойкилитовые вростки идиоморфных очертаний в энстатите и гранате.

Размеры выделений оливина установить трудно из-за интенсивной трещиноватости. Отдельные зерна измеряются сотыми долями

миллиметра, но размер большинства из них 1–10 мм, редко 40–50 мм; не исключено обнаружение и более крупных монокристаллов.

Окраска оливина бледно-зеленая с салатovým оттенком; эта цветовая разновидность наиболее характерна для гипербазитов нормального магнезиального ряда. Среди этих же пород отмечаются оливины с зональной окраской: от желтовато-розовой в ядрах зерен до бесцветной и бледно-зеленой по периферии. Оливин ильменитовых гипербазитов обычно окрашен в желто-зеленые и оливково-зеленые тона.

В результате глубинного катаклаза первичные формы оливина в подавляющем большинстве оказываются нарушенными.

Довольно часто в оливине ультраосновных включений отмечается волнистое и черепитчатое угасание, аналогичному таковому в некоторых минералах дислоцированных метаморфических пород; реже наблюдается двойниковое строение. В оливинах из кимберлитов широко проявлена спайность, которая наблюдается в крупных желваках-монокристаллах, где она располагается по трем взаимно перпендикулярным направлениям – параллельно (001), (010) и (100). Фиксируются в оливинах и субпараллельные трещины отдельности. В настоящее время в геосинклинальных областях известно несколько массивов гипербазитов, среди которых обнаружены дуниты, сложенные оливином с отчетливой спайностью (Курода, Мацухиса, 1970).

Во всех описанных случаях оливины со спайностью по химическому составу не отличаются от обычных высокомагнезиальных оливинов, но в их внутренней структуре намечаются изменения, выраженные в повышенной интенсивности рефлекса 020. Этот пик в обычных оливинах выражен значительно слабее. Причины появления спайности в оливине неясны, возможно, это обусловлено изменением параметра элементарной ячейки в связи с кристаллизацией в условиях высоких температур и давлений.

Оливин со спайностью в кимберлитах трубки Мир содержит в виде пойкилитовых вростков идиоморфные кристаллы малинового граната с александритовым эффектом ( $n = 1,760-1,769$ ) и идиоморфные кристаллы хромита (?) в основном октаэдрического габитуса. Предварительные исследования показывают, что гранаты, извлеченные из монокристаллов оливина, близки гранатам из алмазов. По видимому, оливин со спайностью и с включениями граната и хромита происходит из значительных глубин верхней мантии.

Массовые замеры показателей преломления оливина из разнообразных гипербазитов иллюстрирует гистограмма (рис. 1), построенная по  $n_g$  с точностью до 0,002. Максимальное количество замеров (70%) колеблется в пределах 1,682–1,686. Судя по этим константам, большая часть замеров относится к оливинам с низкой железистостью (примерно 6–8%), что хорошо увязывается с химическими анализами. Реже отмечаются более низкие значения:  $n_g = 1,678$ , что соответствует содержанию до 4% фаялитового компонента. Отмечаются также и более высокие значения:  $n_g = 1,687-1,694$  ( $Fa = 8-11\%$ ). Отдельное поле на гистограмме с более высокими показателями преломления ( $n_g = 1,698-1,702$ ,

$Fa=14-16\%$ ) характеризует составы оливина из включений железистомагнезиальных гипербазитов.

Судя по химическим анализам (табл. 13), исследованные оливины маложелезистые (содержание фаялитового компонента 6,7-7,8%), относятся к форстериту. Данные химических составов удовлетворительно увязываются с результатами оптических констант.

В оливине со спайностью (анализ 5) отмечено повышенное содержание  $MgO$  (до 51,67%), что на 1,5-2,0% выше известных значений для магнезиальных оливинов.

Ортопироксены так же, как и оливин, являются широко распространенными минералами гипербазитов и входят в состав некоторых разновидностей магнезиальных эглогитов.

Содержание ромбических пироксенов в гипербазитах колеблется от 5-7% в дунитах, до 80-100% в пироксенитах. Форма выделений обычно изометричная, реже таблитчатая. Размеры варьируют от 0,1-0,5 до 20-500 мм. Цвет в зависимости от состава изменяется от бесцветного до бледного желтовато-зеленого. В ортопироксенах по сравнению с оливином еще более ярко проявлены механические деформации: образуются поперечные и диагональные трещины с разрывами и смещениями; отдельные кристаллы часто бывают изогнуты и скручены.

Петрографический анализ многочисленных включений показывает, что ромбические пироксены наиболее часто подвержены разнообразным изменениям. Часто в значительно катаклазированных породах вдоль плоскостей спайности наблюдаются новообразования пироксена с низким двупреломлением и значительными углами погасания (до 15-20°). Вновь образованная кристаллическая фаза относится, вероятно, к клиноэнстатиту, появившемуся в результате воздействия повышенных локальных давлений (стресса).

В катаклазированных породах существенно пироксенитового состава в ромбических пироксенах вдоль спайности и вдоль диагональных трещин присутствуют удлиненные пластинчатые вросстки клинопироксена нередко зонального строения. Часто выделения этого пироксена сопровождаются игольчато-пластинчатым гранатом, реже - хромшпинелью.

На гистограмме изученных ромбических пироксенов, построенной по  $N_g$  (рис. 2), 82% замеров находится в интервале 1,668-1,676 ( $F_s = 5-8\%$ ), 9% имеют более низкие показатели - 1,664-1,668 ( $F_s = 2-4\%$ ), что соответствует почти чистому энстатиту, 9% имеют наиболее высокие значения:  $n_g = 1,676-1,688$  ( $F_s = 12-17\%$ ) и относятся к бронзиту. Двупреломление колеблется в пределах 0,009-0,011. Углы  $2V$  во всех случаях имеют знак (+) и достигают 74-84° (в дунитах, лерцолитах и гарцбургитах 70-78, в пироксенитах 78-84°). Углы погасания ортопироксенов редко равны нулю, чаще  $sN_g$  лежит в пределах 1-11°.

По химическим анализам (табл. 14) и оптическим константам для гранатовых перидотитов (анализы 1, 2), характерны ортопироксены существенно энстатитового состава, а для пироксенитов -

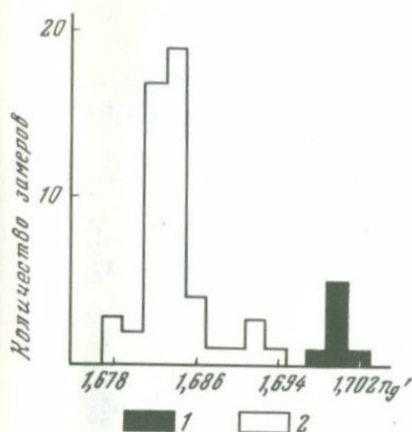


Рис. 1. Гистограмма показателей преломления оливинов из включений ультраосновных пород трубки Мир

1 - оливины из ильменитовых гипербазитов; 2 - оливины из магнезиальных гипербазитов

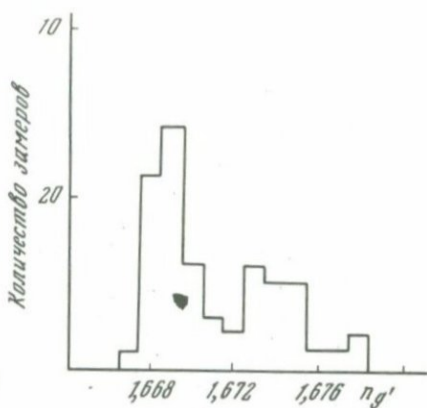


Рис. 2. Гистограмма показателей преломления ромбических пироксенов ультраосновных пород из трубки Мир

бронзиты (анализы 4-6). Ортопироксены характеризуются низким содержанием  $Al_2O_3$  (0,60-0,86%) и суммы  $R_2O_3$  (1,60-2,15%); увеличение суммарного  $R_2O_3$  в пироксенитах обусловлено за счет  $Fe_2O_3$  (хотя отношение  $FeO/Fe_2O_3$  остается на одном уровне с пироксенами из перидотитов);  $Cr_2O_3$  составляет 0,12-0,44%. Возможно, что хром в ортопироксенах изоморфно замещает алюминий, поэтому при интерпретации данных по химическим составам в группе  $Fe_2O_3$  необходимо принимать суммарное содержание  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$ .

Суммарное значение  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  в ромбических пироксенах колеблется в пределах 1%, что ранее было отмечено М.О'Хара и Е.Мерси (O'Hara, Mercy, 1963). Позднее И.Д.Мак-Грегор (1968), Ф.Р.Бойд и Дж.Л.Ингленд (1968), Ф.Р.Бойд и И.Д.Мак-Грегор (1968) экспериментально установили для синтетических и природных составов, что при стабильном давлении с повышением температуры до  $1600^{\circ}C$  в ромбических пироксенах наблюдается закономерное уменьшение содержаний  $Al_2O_3$ ; подобная картина наблюдается в экспериментах при постоянной температуре с увеличением давления. Следовательно, при одновременном увеличении давления и температуры в ортопироксенах будет падать содержание  $Al_2O_3$ .

Результаты изучения стабильности глиноземистых энстатитов (Бойд, Мак-Грегор, 1968) приведены на рис. 15 в сочетании с геотермами океанических областей, докембрийских щитов и кривой стабильности графит-алмаз. На эту же диаграмму нанесено поле ортопироксенов из включений гипербазитов трубки Мир.

Таблица 13

Химический состав оливина из включений гипербазитов трубки Мир (в вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	41,82	41,14	40,97	38,33	41,09	41,78	40,89	40,6
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.	0,03	Не обн.	0,06	0,14	Следы	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	" "	" "	0,26	0,93	Не обн.	Следы	0,17	Не обн.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	Следы	0,02	Не обн.	0,03	"	0,01	Следы
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	0,52	1,17	1,71	1,22	2,19	0,64	1,7
FeO	7,22	7,24	5,54	7,18	6,69	6,39	7,82	7,18
MnO	0,08	0,06	0,08	0,23	0,06	0,14	0,05	0,11
NiO	-	-	0,33	0,44	0,05	0,18	0,13	0,38
CoO	-	-	0,16	0,04	0,01	-	0,01	0,03
MgO	50,43	50,89	51,67	49,60	50,27	49,8	49,54	48,69
CaO	0,21	0,06	Следы	0,28	0,27	0,06	0,27	0,15
Na <sub>2</sub> O	Не обн.	Не обн.	-	0,22	0,08	Не обн.	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	0,26	0,04	"	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,31	1,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	0,31
CO <sub>2</sub>	Следы	Не обн.	-	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
П.п.п.	Не обн.	-	-	-	-	"	"	"
Сумма	100,43	99,91	100,23	99,22	99,87	100,68	99,84	100,30
Fa, %	8	8	7	9	8	8	8	9
	1,682	1,682	1,680	1,682	1,680	1,684		1,686
	1,648	1,648	1,645	1,647	1,646	1,650		1,648
2V <sup>°</sup>	86	86	84	86	84	88		87
a <sub>0</sub>	4,77	4,77	-	4,762	4,760	4,754		-
b <sub>0</sub>	10,23	10,23	-	10,23	10,23	10,22		-
c <sub>0</sub>	6,00	6,00	-	6,00	5,99	5,99		-

1-3 - оливины из дунитов; 4 - оливин из гарцбургита; 5-8 - оливины из гранатовых перцолитов.

Анализы выполнены: 1,2,6 - в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитик Г.В. Бондарева; 3-5 - в ИГиГ СО АН СССР, аналитик И.К. Кузнецова, 7 - по А.А. Панкратову (1961); 8 - по Е.В. Францесон (1968)

Таблица 14

Химический состав ромбических пироксенов из гипербазитов  
трубки Мир (в вес.%)

Окис- лы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	55,7	56,14	57,14	52,02	57,6	55,6	56,06	56,6
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,15	0,14	0,24	0,13	0,12	0,06	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,86	0,81	0,6	1,28	0,47	0,6	1,8	0,71
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	0,28	0,12	Не обн.	0,19	0,14	Не обн.	0,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,47	2,38	0,87	4,08	0,78	1,14	1,47	1,20
FeO	3,86	2,69	4,13	4,13	5,89	7,06	2,41	7,72
MnO	0,04	0,07	0,1	Следы	0,09	0,07	0,1	0,04
MgO	35,78	37,2	35,39	30,92	35,11	33,35	36,8	33,08
CaO	0,88	0,35	0,45	1,34	0,33	0,39	1,76	0,24
Na <sub>2</sub> O	0,2	0,31	0,1	0,22	Следы	0,1	Не обн.	0,08
K <sub>2</sub> O	0,04	0,05	0,05	0,14	0,03	0,02	Не обн.	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	0,06	-	-	0,04	-
CO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	4,06	-	-	-	-
П.п.п.	1,2	" "	0,94	Не обн.	Не обн.	1,24	-	Не обн.
Сумма	99,62	100,43	100,03	99,49	100,62	99,83	100,56	100,04
Fs, %	6,4	7,7	7,7	12,3		11,9	5,8	12,6
n <sub>g</sub>	1,688	1,669	1,672	1,678	1,673	1,684	1,666	1,683
n <sub>p</sub>	1680	1,660	1,663	1,665	1,663	1,675	1,655	1,672
2V,°	76	75	78	76	82	84	70	83
a <sub>0</sub>	13,24	18,26	18,26	-	-	18,28	-	-
b <sub>0</sub>	8,83	8,84	8,84	-	-	8,85	-	-
c <sub>0</sub>	5,19	5,21	5,21	-	-	5,21	-	-

1 - энстатит из гарцбургита, 2-4 - энстатиты из лепролитов, 5-6 - из энстатитов, 7-8 - из вербстеритов. Анализы выполнены: 1, 3, 6, 8 - в ИГиГ СО АН СССР, аналитик И.К. Кузнецова; 2, 5 - в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитик Г.В. Бонадарева; 4, 7 - по Е.В. Францессон (1968).

Судя по положению поля малоглиноземистых энстатитов из включений в кимберлитах трубки Мир, а также учитывая область существования гранатовых гипербазитов с высокомагнезиальным пиропом в их составе, можно предполагать, что нижняя температурная область ограничивается температурой около 800°С и изоплетой Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в энстатите 1%, которая с левой стороны ограничивает все составы рассматриваемых пироксенов.

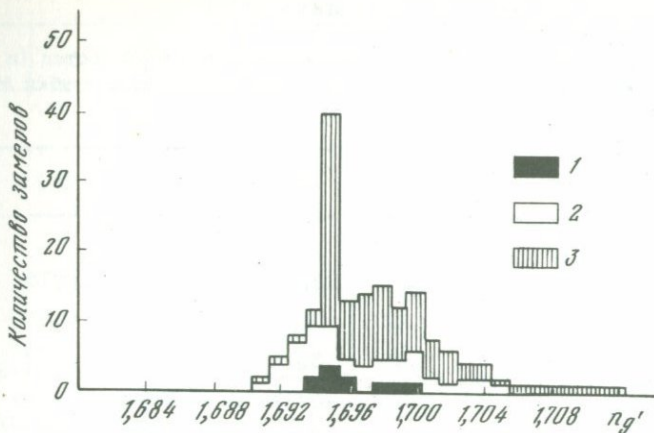


Рис. 3. Гистограмма показателей преломления моноклинных пироксенов из включений ультраосновных пород и эклогитов в трубке Мир

1 - ильменитовые гипербазиты; 2 - эклогиты; 3 - магнезиальные гипербазиты

Следовательно, составы ромбических пироксенов отвечает температурам 800–1000°С и давлению 30–40 кбар, что соответствует глубинам 120–150 км.

Моноклинные пироксены, как следует из петрографических описаний, относятся к числу довольно распространенных минералов во включениях гипербазитов, но их содержание в этих породах неравномерно. В отдельных разновидностях дунитов и перидотитов моноклинные пироксены содержатся в незначительных количествах (1–3%) или вообще отсутствуют. Наиболее высокие их содержания (20–80%) характерны для большинства пироксенитов. Присутствие клинопироксенов в рассматриваемой группе пород несомненно отражает как первичный состав вещества, из которого образованы эти породы, так и термодинамические условия их кристаллизации.

По форме преобладают изометричные и таблитчатые выделения, реже наблюдаются игольчатые, образующиеся при замещении ромбических пироксенов. Окраска пироксенов зеленая, в дунитах и гарцбургитах – изумрудно-зеленая различных оттенков, в пироксенитах – бледно-зеленая. Наиболее ярко окрашенные изумрудно-зеленые пироксены обладают плеохроизмом. Несмотря на различные ассоциации минералов, их оптические свойства изменяются мало, (рис. 3):  $n_g^o = 1,693-1,700$ ,  $n_p = 1,672-1,677$ ,  $2V = 62-70^o$ ,  $cNg = 32-48^o$ . Клинопироксены с более высокими показателями преломления и углами оптических осей ( $n_g = 1,705-1,715$  и  $2V = 75-82^o$ ), вероятно относятся к высокохромистым разновидностям – хромдиопсидам. Известно, что клинопироксены гипербазитов маложелезистые, но присутствие в их составе значительных

Таблица 15

Химический состав (в вес.%), формулы и компонентный состав (в %) мол-клиньных пироксенов из магнезиальных гипербазитов трубки Мир

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	53,95	54,29	53,62	53,41	54,75	54,34
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,12	0,18	0,21	0,05	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,17	0,89	3,02	3,17	0,77	3,45
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,38	0,37	1,03	1,38	0,36	0,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,10	1,76	1,41	1,72	1,50	0,42
FeO	0,53	1,45	1,13	0,90	1,87	1,05
MnO	0,05	0,06	0,07	Не обн.	0,07	0,04
MgO	16,94	17,25	17,44	16,41	17,61	18,30
CaO	19,13	22,37	19,04	19,53	22,16	20,16
Na <sub>2</sub> O	2,23	0,82	1,85	1,76	0,63	1,37
K <sub>2</sub> O	0,05	0,07	0,08	0,11	0,06	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,00	Не обн.	Не обн.
П.п.п.	" "	0,63	1,43	Не обн.	0,30	" "
Сумма	99,68	100,08	100,30	99,60	100,13	99,45
n <sub>g</sub>	1,691	1,697	1,696	1,702	1,695	
n <sub>p</sub>	1,668	1,675	1,673	1,676	1,672	
Формулы						
Si	1,83	1,95	1,83	1,97	1,99	1,97
Ti	-	0,002	0,01	0,03	0,01	0,03
Al <sup>4+</sup>	0,05	-	0,06	-	0,002	-
Al <sup>6+</sup>	0,07	0,04	0,06	0,10	0,23	0,07
Cr	0,03	0,014	0,03	0,04	0,014	-
Fe <sup>3+</sup>	0,04	0,03	0,03	0,05	0,033	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,04	0,02	0,03	0,05	0,06	0,03
Mn	-	-	-	-	0,02	-
Mg	0,86	0,87	0,89	0,82	0,95	0,89
Ca	0,70	0,80	0,70	0,74	0,86	0,73
Na	0,14	0,04	0,12	0,13	0,04	0,10
K	-	-	-	-	0,004	-
Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>2+</sup> +Mg	4,4	2,2	3,3	3,1	5,6	3,2

Таблица 15 (окончание)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
Компонентный состав						
Jd	7	-	6	4	2,3	7
Ac	4	3	3	5	20	1
Jr	3	-	3	4	-	-
Di	64	78	67	69	80,0	70
Hd	4	2	3	5	6,0	3
Ep	18	17	18	13	7,5	19
Молекула Чермака	-	-	-	-	2,2	-

1 - пироксен из гарцбургита, 3-4 - то же, из гранатовых перидотитов, 2, 5, 6 - то же, из гранатовых вебстеритов. Анализы 1-3 и 5 выполнены в ИГиГ СО АН СССР, аналитик И.К. Кузнецова; 4 и 6 - по Е.В. Францесон (1968).

количеств хрома резко повышает показатели преломления. Из-за этих особенностей невозможно определить железистость по оптическим константам.

По химическому составу (табл. 15) моноклинные пироксены гипербазитов маложелезистые ( $FeO + Fe_2O_3 = 1,5-2,37\%$ ), богатые магнием (16,41-18,30%) и окисью кальция (19,04-22,37%) и сравнительно бедны глиноземом (0,77-3,45%). Повышенные содержания хрома (0,24-1,38%  $Cr_2O_3$ ) значительно увеличивают общее количество полуторных окислов в клинопироксенах из перидотитов.

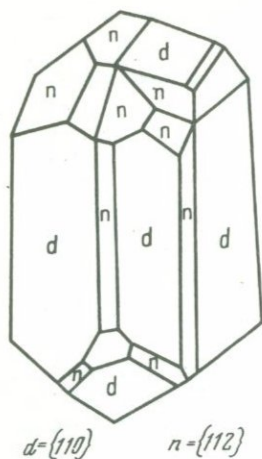
На основании пересчетов химических анализов моноклинные пироксены на минералы обнаруживаются существенные различия между клинопироксенами из перидотитов и пироксенитов. Эти отличия заключаются в содержаниях эгиринового, диопсидового и юритового компонентов (в %):

	Перидотиты	Пироксениты
Эгирин	3-5	1-3
Юрит	3-4	1
Диопсид	64-69	70-80

Таким образом, клинопироксены перидотитов богаче полуторными окислами и щелочами и беднее кальцием, чем клинопироксены из пироксенитов. Различия в содержаниях  $CaO$  отражаются и на отношениях  $Ca/(Ca + Mg)$ , которые изменяются от 44 до 47,9%. Судя по этим отношениям, температура кристаллизации колеблется в узком интервале - от 850 до 1000°C. Высокие содержания хрома, возможно, расширяют область существования этих пироксенов.

В пироксенах наблюдаются пойкилитовые вроски идиоморфных зерен граната, каплевидные выделения сульфидов и пластинчатые вроски хромистого ильменита. Содержание хрома в ильмените 5,67%.

Рис. 4. Морфология кристалла граната из моноклинного пироксена, обр. А-52



различных регионов также варьирует в значительных пределах.

В основном гранаты во включениях трубки Мир распределены равномерно, но есть случаи и неравномерного распределения, обусловленного четко выраженной полосчатостью. Размеры зерен 0,5–5, реже 10–20 мм. Форма выделений гранатов изометричная, часто округлая, с неровными поверхностями. Реже наблюдаются кристаллы с элементами огранки. В двух ксенолитах – монокристаллах оливина – отмечены скопления удлиненных идиоморфных кристаллов граната розовато-фиолетового цвета размером 2–4 мм. В одном из включений гранатового вебстерита в моноклинном пироксене обнаружены пойкилитовые вростки идиоморфных кристаллов красного граната размером 0,3–1 мм. Морфологические особенности одного из кристаллов этого образца исследованы на гониометре В.П. Афанасьевым (рис. 4).

Изученный кристалл граната изобилует гранями, многие из которых в различной степени корродированы. Ребра сглажены, превращены в тонко- и грубоматированные цилиндрические поверхности. Крупные габитусные грани обладают весьма совершенным строением, они лишены каких-либо видимых под бинокляром фигур травления или вихриналий роста. Вдоль трещин, пересекающих кристалл, наблюдается серия мелких выколов.

Кристалл удлинен вдоль оси третьего порядка и имеет псевдопризматическую форму. Подобная форма может быть обусловлена анизотропией среды кристаллизации в условиях одностороннего давления (?). Аналогичными формами обладают фиолетово-розовые кристаллы пироба – пойкилитовые вростки в оливине и алмазах. Грани, расположенные в поясе, перпендикулярном удлинению кристалла, развиты хорошо, в то время как грани, формирующие торцовые окончания кристалла, почти все матированы и искажены.

Установка и юстировка кристалла производилась по  $L_4$  при  $\rho = 90^\circ$ , а сами замеры – при двух положениях кристалла. Так как

не была известна ориентировка кристаллографических осей кристалла, кроме  $L_3$ , возникла необходимость идентифицировать замеренные грани и определить ориентировку других осей. В результате проведенных измерений установлено следующее: грани 7-4-3 оказались принадлежащими тетрагонтриоктаэдру  $\{112\}$ , гексаэдр имеет символ  $[146]$ . Отмечаются довольно большие различия  $\Delta\phi$  для различных простых форм и для различно расположенных граней одной формы. Наиболее хорошо развитые зеркальные гладкие грани  $\{146\}$  в поясе юстировки имеют  $\Delta\phi = 0^\circ 55' - 0^\circ 57'$  и  $\Delta\rho = 0^\circ 45'$ , в то время как более узкие и слабо развитые грани тетрагонтриоктаэдра  $\{112\}$  имеют в том же поясе  $\Delta\phi = 0^\circ 01'$  и  $\Delta\rho = 0^\circ 00'$ .

Высокая точность совпадения координат  $\{112\}$  с вычисленными свидетельствует о хорошей юстировке кристалла. Поэтому расхождение координат грани  $\{146\}$  между вычисленными и измеренными проще объяснить фактической разницей  $\Delta\phi$  и  $\Delta\rho$  для разных граней одной простой формы. Если для граней 3-4-7, расположенных в главном поясе,  $\Delta\phi = 0^\circ 01'$  и  $\Delta\rho = 0^\circ 00'$ , то грани 13-14, принадлежащие вершине, имеют  $\Delta\phi = 0^\circ 26' - 1^\circ 27'$  и  $\Delta\rho = 2^\circ 18' - 3^\circ 12'$ . В некоторой степени это может быть связано с меньшей точностью измерений, но вероятней, такое расхождение связано с дефектами кристаллической структуры этого кристалла, что является отражением среды кристаллизации.

Кроме вышеописанных форм, на исследованном кристалле присутствуют небольшие, но хорошо развитые грани ромбододекаэдра, а также ряд других граней, большинство из которых обладает весьма несовершенным строением, дающим слабые сигналы при измерении.

Следовательно, преобладающее развитие на гранате граней  $\{146\}$  и  $\{112\}$ , являющихся для граната довольно необычными, свидетельствует о специфических условиях кристаллизации исследованного кристалла. Развитие граней  $\{146\}$  обусловлено, вероятно, анизотропией среды кристаллизации, причем стимулировался рост граней вдоль оси третьего порядка; развитие граней, положение которых не соответствовало главному направлению роста, подавлялось.

Кроме описанных выше форм выделений граната, в грубозернистых пироксенитах, точнее в ромбических пироксенах этих пород, наблюдаются игольчатые и узкопластинчатые выделения розового граната, развитые вдоль спайности или вдоль системы диагональных к спайности параллельных трещин ступенчатого строения. Гранаты в таких случаях обычно ассоциируют с моноклинным пироксеном, реже — со шпинелью.

Преобладающий цвет гранатов в гипербазитах розовый с фиолетовым оттенком различной тональности. Реже отмечаются гранаты, окращенные в густо-фиолетовые цвета. Они обычно дихроичны и связаны только с дунитами, гарцбургитами и лерцолитами. В монокристаллах оливина обнаружены гранаты, обладающие яркой малиновой окраской со слабо выраженным александритовым эффектом, которые можно сопоставить с гранатами, включенными в алмаз. Красные, малиново-красные и грязно-сиреневые гранаты характерны для пироксенитов.

Таблица 16

Химический состав (в вес.%), формулы и компонентный состав (в %) гра						
Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	41,32	41,66	39,96	41,67	42,90	42,24
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,14	Не обн.	0,72	0,23	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,06	19,54	19,55	20,04	23,52	21,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,08	5,22	6,00	4,54	1,01	0,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,50	0,86	3,87	1,29	1,37	3,83
FeO	11,23	6,65	6,12	6,06	5,36	5,97
MnO	0,04	0,62	0,34	0,29	0,21	0,12
MgO	17,02	19,81	18,24	20,42	21,08	21,90
CaO	5,56	5,25	4,76	5,36	4,66	4,56
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	0,40
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	0,60	-	-	0,10
Сумма	100,17	99,75	99,47	100,39	100,34	101,07
n	1,744	1,742	1,738	1,740	1,738	1,743
Уд. вес a <sub>0</sub>	11,554	11,534	11,529	-	-	11,496
Формулы						
Mg	1,86	-	2,03	2,18	2,20	2,30
Fe <sup>2+</sup>	0,68	-	0,37	0,38	0,31	0,35
Fe <sup>3+</sup>	-	-	0,22	-	0,08	-
Mn	-	-	0,01	0,01	0,01	-
Ca	0,43	-	0,37	0,42	0,35	0,34
ΣR <sup>2+</sup>	2,97	-	3,00	2,98	2,95	2,99
Al	1,80	-	1,68	1,68	1,93	1,75
Fe <sup>3+</sup>	0,02	-	-	0,06	-	0,20
Cr	0,12	-	0,34	0,22	0,06	0,04
ΣR <sup>3+</sup>	2,00	-	2,02	2,00	1,99	1,99
Si	2,98	-	3,00	2,97	3,00	2,97
Ti	0,02	-	-	0,03	0,01	-
ΣSi	3,00	-	3,00	3,00	3,00	2,97
+SiO <sub>2</sub>	+0,03	-	-	-	+0,01	-
Компонентный состав						
Pyr	62,0	70,2	62,6	69,3	70,3	76,7
Alm	23,0	13,8	20,1	13,7	13,7	11,4
Spes	-	1,2	0,3	0,4	0,3	-
Gross	5,0	-	-	-	12,4	-
And	4,0	2,0	-	3,0	-	9,70
Uv	6,0	11,6	12,0	11,6	-	1,70
Кноррингит	-	1,2	5,0	2,0	3,3	-
Скиагит	-	-	-	-	-	0,5
Ca-компонент	15,0	13,6	12,0	14,6	12,4	11,4

нагов из магнезиальных гипербазитов (включения в кимберлитах трубки Мир)

	7	8	9	10	11	12
	41,78	44,00	41,70	44,33	40,05	42,00
	0,17	0,29	0,32	0,04	0,36	0,24
	19,60	21,53	20,13	21,43	22,26	20,10
	2,62	0,19	2,02	2,15	1,03	3,80
	3,62	1,79	3,67	0,21	1,68	1,00
	5,98	7,98	5,47	7,64	7,78	8,34
	0,42	0,13	0,41	0,30	0,28	0,18
	20,30	19,91	22,32	18,93	19,60	19,30
	5,63	2,83	3,68	4,80	5,13	5,33
Следы	-	-	-	-	-	-
"	0,69	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	0,13
	0,03	0,29	-	0,07	0,68	0,02
	100,05	99,63	99,72	99,90	98,45	100,47
	1,735	1,739	1,739	1,736	1,742	1,745
	11,521	11,483	11,500	11,518	11,501	3,74
Формулы						
	2,08	2,22	2,36	2,10	2,08	2,07
	0,57	0,50	0,32	0,48	0,46	0,50
	-	0,01	-	0,01	0,01	-
	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
	0,42	0,23	0,28	0,38	0,39	0,41
	3,10	2,97	2,98	2,99	2,96	2,99
	1,59	1,90	1,68	1,88	1,86	1,71
	0,19	0,09	0,20	-	0,08	0,05
	0,14	0,01	0,11	0,12	0,06	0,22
	1,92	2,00	1,99	2,00	2,00	1,98
	2,88	2,98	2,95	2,98	2,98	2,99
	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
	2,89	3,00	2,97	3,00	3,00	3,00
	-	+0,31	-	+0,31	+0,01	+0,01
Компонентный состав						
	69,3	74,0	78,8	70,6	70,3	69,0
	9,0	17,0	4,9	15,8	15,7	16,6
	1,0	0,3	0,8	0,6	0,6	0,8
	-	3,7	-	7,0	6,9	-
	7,00	4,7	3,8	-	4,0	2,5
	7,00	0,60	5,6	6,0	2,5	11,60
	-	-	-	-	-	-
	6,7	-	6,1	-	-	-
	14,0	8,70	9,4	13,0	13,4	14,1

Таблица 16 (окончание)

Компо- ненты	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	42,13	44,38	42,50	44,38	44,08
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,10	0,20	0,10	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,40	23,63	21,90	23,63	21,94
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,84	0,24	0,17	0,24	1,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,78	0,76	4,33	0,76	1,92
FeO	7,42	5,59	9,53	5,29	5,05
MnO	0,33	0,20	0,13	0,20	0,18
MgO	19,09	20,98	18,60	20,98	20,36
CaO	4,56	4,01	3,20	4,01	4,24
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	Не опр.
K <sub>2</sub> O	-	0,40	-	-	" "
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	-
Сумма	100,16	99,89	100,56	99,59	100,00
n	1,736	1,735	1,748	1,732	1,748
Уд. вес	-	-	-	-	-
a <sub>0</sub>	-	11,499	-	11,480	11,518
		Формулы			
Mg	2,02	2,25	2,00	2,25	2,19
Fe <sup>2+</sup>	0,44	0,34	0,57	0,32	0,31
Fe <sup>3+</sup>	0,09	0,04	-	0,04	0,06
Mn	-	0,012	0,01	0,01	0,01
Ca	0,35	0,31	0,25	0,31	0,33
ΣR <sup>2+</sup>	2,90	2,95	2,83	2,93	2,90
Al	1,96	2,00	1,86	2,01	1,87
Fe <sup>3+</sup>	-	-	0,23	-	0,04
Cr	0,05	0,01	0,01	0,02	0,09
ΣR <sup>3+</sup>	2,01	2,01	2,01	2,02	2,00
Si	2,99	3,00	2,99	3,00	2,97
Ti	0,01	-	0,01	-	0,03
ΣSi	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
SiO <sub>2</sub>	-	+0,019	+0,07	+0,20	+0,21
		Компонентный состав			
Pyg	67,3	74,5	66,6	75,0	73,0
Alm	18,0	11,5	19,0	12,0	11,3
Spes	0,30	0,5	0,3	0,3	0,3
Gross	10,9	11,5	7,6	10,1	1,9
And	-	2,0	6,0	2,7	9,0
Uv	3,0	0,75	0,5	0,75	4,5
Кноррингит	-	-	-	-	-
Скиагит	-	-	-	-	-
Ca-компонент	13,9	13,5	14,1	12,7	15,4

Анализы гранатов вебстеритов (1) и перидотитов (4-5) выполнены в ИГиГ СО АН СССР, аналитик И.К. Кузнецова; 6, 9 - по Н.В. Соболеву (1964); 7, 8, 11, 16, 17, 20 - по А.А. Панкратову (1961); 10, 18,

	18	19	20	21	22	23
	44,73	4,43	42,05	42,08	42,30	42,25
	0,05	-	0,28	0,20	0,14	0,12
	19,06	1,26	21,63	21,85	20,95	21,09
	2,82	1,14	1,18	0,96	1,60	1,60
	0,13	0,90	1,78	2,00	2,00	2,85
	7,04	7,17	8,22	7,28	8,02	6,52
	0,28	0,17	0,23	0,13	0,30	0,30
	18,54	9,30	19,04	19,72	19,60	20,50
	6,93	5,06	5,68	5,78	5,40	5,14
	-	-	-	-	Следы	Следы
	-	-	-	-	"	"
	-	0,07	-	0,26	-	-
	-	-	0,04	-	0,02	0,04
	99,58	99,50	100,33	100,26	100,33	100,41
	1,744	1,741	-	1,742	1,744	1,743
	-	3,60	3,88	3,72	3,73	3,73
	11,521	1,497	-	-	-	-
			Формулы			
	2,11	2,15	2,04	2,12	2,10	2,17
	0,45	0,45	0,49	0,44	0,48	0,38
	-	-	-	-	-	0,01
	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
	0,57	0,40	0,44	0,45	0,41	0,39
	3,15	3,01	2,98	3,02	3,01	2,98
	1,71	1,87	1,83	1,81	1,78	1,77
	-	0,05	0,10	0,11	0,11	0,14
	0,07	0,07	0,07	0,05	0,09	0,09
	1,88	1,99	2,00	1,97	1,98	2,00
	3,00	8,00	2,99	2,99	2,99	2,94
	-	0	0,01	0,01	0,01	0,06
	3,00	3,0	3,00	3,00	3,00	3,00
	+0,42	+0,32	+0,03	+0,06	+0,07	+0,07
			Компонентный состав			
	70,3	71,5	68,4	71,0	70,0	72,3
	15,0	14,9	16,7	14,9	16,0	13,3
	0,6	0,3	0,3	0,3	0,6	0,6
	5,6	7,8	6,8	5,8	3,2	3,0
	-	2,5	4,8	5,5	5,7	6,3
	8,5	3,0	3,0	2,5	4,5	4,5
	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-
	14,1	13,3	14,6	13,8	13,4	13,8

19 - по Г.И. Смирнову (1959); 12, 21-23 - по Н.М. Сарсадских, В.С. Ровша и В.А. Благулькиной (1960); 13, 15 - по Е.В. Францессон (1968); 14 - по Е.Г. Лутцу, В.К. Маршняцеву (1962).

Включения в гранатах из гипербазитов чаще всего представлены "оплавленными" или идиоморфными зернами оливина и моноклинного пироксена, реже наблюдаются идиоморфные вроски хромита и хромшпинели. В отдельных случаях зерна граната переполнены многочисленными ксеноморфными вросками хромита и хромдиопсида одновременно, но эти образования не носят характера реакционных замещений, образуют типичные симплектитовые (эвтектические) сростки. Зерна этих сростков граната с хромшпинелью и хромдиопсидом нередко отмечаются в кимберлитовых породах.

В шпинель-гранатовых гипербазитах гранат является реакционным минералом, образующим характерные оторочки вокруг шпинели. В одном случае отмечена обратная картина – вокруг зерна розового пироба образована хромшпинель. Поверхность вновь образованного зерна шпинели огранена. Граница между гранатом и шпинелью неровная, коррозионная.

Среди отдельных включений псевдопорфировых гранатовых перидотитов под микроскопом наблюдается интенсивная трещиноватость зерен граната, но их краевые участки плотные и, вероятно, перекристаллизованы. Вновь образованный гранат формирует узкие каемки размером 0,2–0,3 мм и более темной окраски, а внешняя сторона приобретает идиоморфные очертания. Перекристаллизация и обрастание гранатом нового состава указывают, по-видимому, на неравномерность среды или изменение термодинамических условий.

В оранжево-красных гранатах из железисто-магнезиальных перидотитов почти постоянно отмечаются каплевидные выделения ильменита размером 0,2–1,0 мм. В одном случае в идиоморфном кристалле

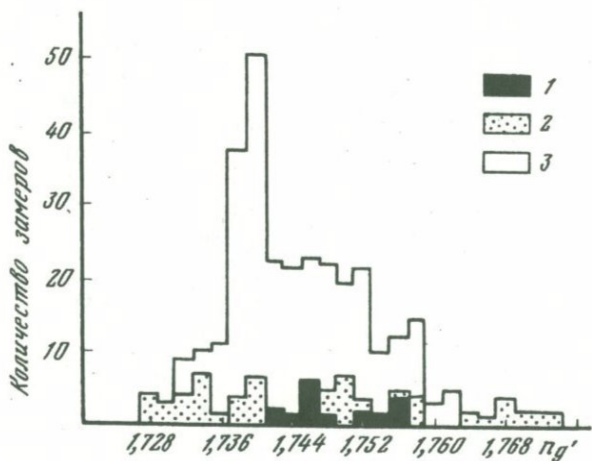


Рис. 5. Гистограмма показателей преломления гранатов из включений в кимберлитах трубки Мир

1 – гранаты из ильменитовых гипербазитов; 2 – гранаты из эклогитов; 3 – гранаты из магнезиальных гипербазитов

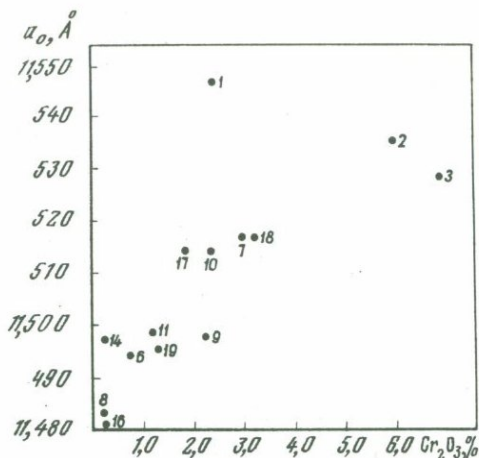


Рис. 6. Зависимость параметра элементарной ячейки ( $a_0$ ) гранатов из ультраосновных пород от содержания в них  $Cr_2O_3$ . Номера точек соответствуют номерам химических анализов гранатов в табл. 16

ярко-малинового пироба, включенного в оливин, отмечено зерно гексагонального габитуса размером около 1 мм, представленное либо сульфидами никеля, либо никелистым железом.

Показатели преломления описываемых гранатов отражены на гистограмме (рис. 5), построенной по 126 замерам. Двухвершинность гистограммы обусловлена двумя типами гранатов: перцолитовым и пироксенитовым. Преобладающее число замеров характеризует показатели преломления, равные 1,736–1,740; 15% – 1,740–1,744, т.е. около половины включений гипербазитов имеют очень близкие  $n = 1,736-1,744$ . Реже, в дунитах и гарцбургитах, отмечается повышение показателей преломления граната до 1,750–1,764 за счет увеличения содержания в них хрома. Показатели преломления ярко-малиновых пиробов из монокристаллов оливина достигают 1,760, т.е. эта константа соответствует гранатам из алмазов.

Как видно из составов граната (табл. 16),  $a_0$  зависит в основном от содержания  $Cr_2O_3$ , CaO и  $Fe_2O_3$  и колеблется от 11,480 до 11,582 Å. Наиболее высокие значения  $a_0 = 11,554-11,582$  Å отвечают гранатам с низкими содержаниями хрома (рис. 6).

Как видно из приведенных химических анализов граната, колебания основных окислов в их составах не превышает 40%: MgO 18,54–21,78%; CaO 2,83–6,93%; FeO +  $Fe_2O_3$  7–10%, но содержание  $Cr_2O_3$  изменяется от 0,19 до 6,0%. Не исключено, что в отдельных породах гранаты могут содержать и большее количество хрома.

Высокая магнизиальность гранатов отражается и при пересчете на минералы. Основным компонентом рассматриваемых гранатов является пироп (66,6–75,7%). Альмандиновый компонент в их составах не превышает 20%, исключая гранаты из вебстеритов, в которых

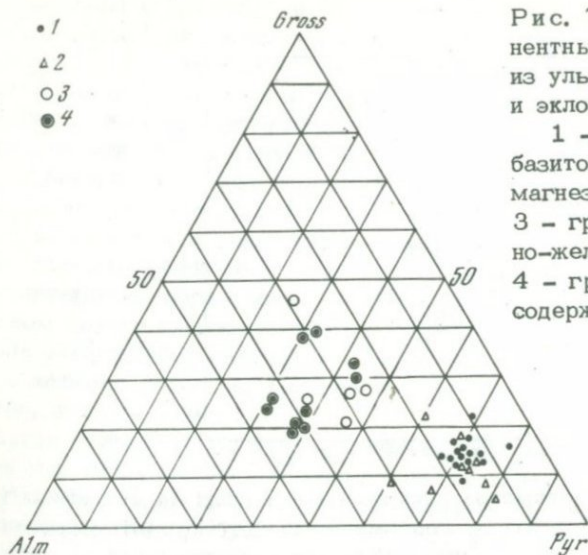


Рис. 7. Диаграмма компонентных составов гранатов из ультраосновных пород и эклогитов габбро Мир

1 - гранаты из гипербазитов; 2 - гранаты из магнезиальных эклогитов; 3 - гранаты из магнезиально-железистых эклогитов; 4 - гранаты из эклогитов, содержащих алмазы

этот компонент содержится в несколько больших количествах (19–23%). Содержание хромовых компонентов (уваровита и кноррингита), как и содержание  $Cr_2O_3$ , колеблется довольно значительно; Са-компонент в сумме составляет 8,7–15,4%.

На сводной диаграмме компонентных составов граната из гипербазитов и эклогитов (рис. 7) первые образуют обособленное поле ограниченных составов (пироп 67–76%, альмандин 10–18%, гроссуляр 12–18%). На диаграмме составов альмандин – пироп – уваровит + кноррингит гранаты гипербазитов также обособлены от гранатов эклогитов, образуя вытянутое поле в сторону увеличения содержания хромовых компонентов. Однако их малохромистые разновидности и высокомагнезиальные гранаты эклогитов расположены в одном поле (см. рис. 7).

### Минералы ильменитовых гипербазитов

Вопросам минералогии ильменитовых гипербазитов посвящено весьма ограниченное число работ (Сарсадских и др., 1960; Бобриевич и др., 1964), в которых приведено лишь несколько химических анализов ильменита. Другие минералы, в частности, клинопироксен и энстатит, характеризуются единичными замерами оптических констант.

Как видно из петрографического описания ильменитовых гипербазитов, основными минералами, слагающими эти породы, являются ильменит, гранат, оливин, диопсид, энстатит, флогопит; в подчиненном количестве присутствуют сульфидные минералы. В единичных случаях наблюдаются акцессорные муассанит и алмазы.

Ильменит. В большинстве рассматриваемых пород является породообразующим минералом, его содержание колеблется от 5 до

50%. Формы выделений довольно разнообразны, по преобладают ксеноморфные, имеющие мозаичное внутреннее строение, и только в ильменит-диопсидовых породах с графической структурой ильменит образует игольчатые и пластинчатые кристаллы гексагонального габитуса. Размеры выделений ильменита колеблются от десятых долей миллиметра до 30–40 мм. В отдельных из них отмечаются структуры распада. Нередки случаи замещения краевых участков зерен перовскитом, реже перовскит развит вдоль трещин, пересекающих ильменитовые выделения. В табл. 17 приводятся новые и ранее опубликованные химические анализы ильменита из ильменитовых гипербазитов. Наиболее стабильными окислами ильменитов из ильменитовых гипербазитов являются  $TiO_2$  (47,80–52,28%) и  $FeO$  (22,76–27,06%). Так же, как и в ильменитах из отдельных желваков, в кимберлитах отмечаются значительные колебания  $Fe_2O_3$  (6,62–16,77%) и  $MgO$  (5,80–13,88%).

Для сопоставления химических составов ильменита из ильменитовых гипербазитов и из отдельных желваков в кимберлитах проведено сравнение основных компонентов, слагающих эти минералы, методом математической статистики. Для этого использовано 10 химических анализов ильменита из рудных гипербазитов и 100 химических анализов пикроильменита из желваков кимберлитовых пород. Сравнивались три основных компонента:  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$  ( $TiO_2$ , как наиболее стабильный компонент из сравнительного анализа исключалась).

Для ильменитов из кимберлитов получены следующие коэффициенты корреляции:  $r_1$  – между  $MgO$  и  $Fe_2O_3$  = -0,75;  $r_2$  – между  $MgO$  и  $FeO$  = -0,47;  $r_3$  – между  $FeO$  и  $Fe_2O_3$  = +0,24. Коэффициент  $r_3$  показывает, что связи нет или не устанавливается на уровне значимости  $q = 0,01$  (99% доверительной вероятности).

Для ильменитов из ильменитовых гипербазитов коэффициенты корреляции:  $r_1$  – между  $MgO$  и  $Fe_2O_3$  = -0,86;  $r_2$  – между  $MgO$  и  $FeO$  = -0,76;  $r_3$  – между  $FeO$  и  $Fe_2O_3$  = +0,47. Коэффициент  $r_3$  незначим при уровне значимости  $q = 0,05$ .

При сравнении трехмерных векторов ( $MgO$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$ ) пикроильмениты из ильменитовых гипербазитов и из желваков в кимберлитах не различаются с уровнем значимости  $q = 0,05$  (95% доверительной вероятности); между  $MgO$  и  $FeO$  и  $FeO$ ,  $MgO$  и  $Fe_2O_3$  в сравниваемых ильменитах наблюдаются обратные связи.

Несмотря на неравнозначное количество сравниваемых анализов, составы ильменитов не имеют существенных различий. Очевидно, ильменитовые перидотиты могут являться источником ксенокристаллов пикроильменита в кимберлитах.

Граната содержится от 1–2 до 25%. При подсчете содержания граната исключались желваки граната с включениями зерен ильменита, так как они не могут достоверно характеризовать распределение обоих минералов из-за малого объема образца. Формы выделений граната неправильные, и лишь в одном случае отмечены округло-овальные. Цвет желтовато-оранжевый с различной плотностью

Химический состав минералов ильменитовых гипербазитов из

Таблица 17

Окислы	1	2	3	4	5
	Гранаты				
	A-13	A-76	A-147	Г-3п	A-147/1
SiO <sub>2</sub>	41,46	42,3	42,30	40,75	55,8
TiO <sub>2</sub>	1,02	0,84	2,38	0,40	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,84	21,4	18,40	21,30	2,52
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,04	1,90	0,22	0,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,77	13,5*	11,2*	2,33	6,50*
FeO	8,29	-	-	10,11	-
MnO	0,42	0,40	0,27	0,28	0,19
NiO	-	-	-	-	-
CoO	-	-	-	-	-
MgO	19,05	19,30	19,3	15,08	20,20
CaO	4,45	4,61	5,70	8,82	12,2
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	0,19	0,07	2,10
K <sub>2</sub> O	-	-	-	0,09	-
П.п.п.	-	-	-	-	-
Сумма	100,45	102,39	101,64	99,45	100,61
,Si	2,985	3,026	3,000	2,98	1,988
Ti	0,056	0,045	0,129	0,02	0,017
Al <sup>4+</sup>	-	-	-	-	-
Al <sup>6+</sup>	1,766	1,790	1,548	1,83	0,107
Cr	0,001	0,003	0,107	0,01	0,013
Fe <sup>3+</sup>	0,318	0,162	0,216	0,12	-
Fe <sup>2+</sup>	0,501	0,639	0,455	0,64	0,193*
Mg	2,044	2,042	2,068	1,67	1,072
Mn	0,026	0,026	0,017	0,02	0,006
Ca	0,320	0,350	0,438	0,72	0,466
Na	-	-	-	-	0,146
K	-	-	-	-	-
Fe/Fe+Mg	20,00	28,2	24,5	27,7	15,3
Ca - компонент	17,8	11,6	14,1	24,3	-
Cr - компонент	-	-	5,4	-	-
Ca/Ca + Mg	-	-	-	-	30,3
Ca/Ca + Mg + Fe	-	-	-	-	26,9
Cr/Cr + Al	-	-	-	-	10,8

включений в кимберлитах Сибири (в вес. %)

6	7	8	9	10	11	12
Клинопироксены			Оливин	Ильменит		
A-203	И-527	Ц-5-67	A-147/3	A-13	A-147/2	A-265
54,1	53,80	54,82	40,4	0,14	0,19	1,16
0,31	0,50	0,28	0,08	48,31	49,2	48,53
1,81	1,67	2,75	-	0,55	0,68	0,44
0,08	0,32	0,20	0,06	0,18	1,28	0,24
5,48*	3,29	1,28	14,3*	16,17	38,2*	15,84
-	4,02	2,73	-	24,42	-	24,96
0,17	0,17	0,17	0,10	0,26	0,25	0,21
-	-	-	-	-	-	0,10
-	-	-	-	-	-	0,024
17,6	17,00	17,39	46,20	9,79	8,86	9,20
18,0	16,29	18,77	0,03	Следы	-	0,36
-	-	-	-	0,15	-	0,32
1,57	1,70	1,37	-	-	-	-
-	0,10	0,28	-	-	-	-
-	1,0	0,68	-	-	-	-
99,12	99,51	99,76	101,17	99,97	98,66	101,37
1,981	1,97	1,98	0,998	-	-	-
0,009	0,02	0,01	0,001	0,855	0,905	0,855
0,010	0,01	0,012	-	0,017	0,021	0,008
0,069	0,06	-	-	-	-	-
0,002	0,07	0,04	0,001	0,004	0,026	0,005
-	0,09	0,03	-	0,284	-	0,278
0,170	0,12	0,09	0,295*	0,479	0,782*	0,489
0,962	0,97	0,95	1,701	0,343	0,323	0,321
0,004	-	-	0,002	0,006	0,006	0,001
0,707	0,64	0,70	0,001	-	-	-
0,110	0,12	0,11	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
15,0	11,00	8,6	14,8	58,2	-	60,00
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
42,4	40,00	42,4	-	-	-	-
38,4	-	-	-	-	-	-
2,5	54,0	25,0	-	-	-	-

Таблица 17 (продолжение)

Окислы	13	14	15	16	17
	Ильменит				
	Д-2-30	3454/2	34/48	27/1	Ил-527
SiO <sub>2</sub>	0,46	0,96	0,16	He обн.	1,40
TiO <sub>2</sub>	52,28	50,79	48,02	48,37	50,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	1,07	0,68	He обн.	0,85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95	0,98	0,24	0,20	0,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,62	6,62	16,63	15,41	11,02
FeO	23,97	24,26	24,55	25,66	26,11
MnO	0,26	0,73	0,21	0,21	0,28
NiO	0,12	-	0,11	0,19	-
CoO	0,031	-	0,028	-	-
MgO	12,34	13,88	9,08	8,65	9,74
CaO	0,38	0,48	0,34	He обн.	He обн.
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,15	0,26	0,36	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0,08
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0,04
П.п.п.	-	-	-	-	0,15
Сумма	100,16	99,92	100,30	99,05	100,05
Si	-	-	0,004	-	0,03
Ti	0,900	0,880	0,857	0,913	0,88
Al <sup>4+</sup>	0,013	0,030	0,020	-	-
Al <sup>6+</sup>	-	-	-	-	-
Cr	0,020	0,019	0,009	0,008	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,149	0,114	0,228	0,192	0,21
Fe <sup>2+</sup>	0,461	0,466	0,484	0,536	0,51
Mg	0,422	0,475	0,321	0,323	0,34
Mn	0,001	0,001	0,004	0,005	-
Ca	-	-	0,007	0,015	-
Na	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-
Fe/Fe+Mg	52,2	49,5	-	-	-
Ca -компонент	-	-	-	-	-
Cr -компонент	-	-	-	-	-
Ca/Ca + Mg	-	-	-	-	-
Ca/Ca + Mg + Fe	-	-	-	-	-
Cr/Cr + Al	-	-	-	-	-

18	19	20	21	22	23	24
Ильменит						
Д-5-67	СТ-295п	3	1202	1202/а	Др-2-31	Др-И-1
1,30	0,28	0,54	0,69	0,43	0,39	0,54
50,00	51,09	47,80	49,45	52,43	50,25	48,47
0,90	0,34	Следы	Следы	0,50	0,02	0,27
0,76	0,04	1,40	0,18	0,61	0,03	0,13
9,35	12,20	16,77	12,29	10,28	12,05	13,92
24,56	22,94	27,06	25,66	22,76	26,49	26,14
0,35	0,26	Следы	-	0,23	0,26	0,03
He обн.	0,06	-	-	-	0,006	0,013
	0,002	-	-	-	-	0,006
11,98	12,89	5,80	10,85	12,69	10,57	9,94
-	0,009	0,14	0,28	-	0,04	0,03
-	0,023	-	-	0,33	0,004	0,03
0,31	-	-	-	-	-	-
0,21	-	-	-	-	-	-
0,49	0,16	0,40	0,20	-	0,28	0,22
100,21	100,24	99,91	99,60	100,26	100,39	99,73
0,03	-	0,012	0,017	0,020	0,010	0,012
0,87	0,882	0,872	0,874	0,900	0,880	0,920
-	0,008	-	-	0,014	-	0,008
-	-	-	-	-	-	-
0,02	-	0,026	-	0,010	-	0,004
0,16	0,270	0,306	0,216	0,174	0,210	0,266
0,48	0,448	0,548	0,504	0,435	0,580	0,550
0,41	0,448	0,210	0,380	0,427	0,370	0,172
-	0,005	-	0,007	0,003	0,005	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-

Таблица 17 (окончание)

Окислы	25	26	27	28	29
	Ильменит			Гранат	Клинопи- роксен
	Др-И	Среднее из 16 анализов	Среднее из 100 анализов	31/V	31/V
SiO <sub>2</sub>	0,34	0,47		42,05	53,54
TiO <sub>2</sub>	48,26	49,58	48,35	0,16	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,44	0,46	21,08	4,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,48	0,61	3,11	1,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,22	14,06	14,95	1,51	0,83
FeO	25,48	23,48	25,58	6,74	0,53
MnO	0,04	0,24	0,22	0,26	0,10
NiO	0,006	0,08	0,09	-	-
CoO	-	0,02	0,016	-	-
MgO	9,52	10,36	9,75	19,93	16,19
CaO	0,09	0,14	-	5,41	18,81
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,003	0,12	0,19	-	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	2,54
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0,09
П.п.п.	0,09	-	-	-	1,12
Сумма	100,48	99,47	100,213	100,25	99,92
Si	0,07	-	-	2,990	1,950
Ti	0,937	-	-	0,010	0,010
Al <sup>4+</sup>	0,008	-	-	1,770	0,130
Al <sup>6+</sup>	-	-	-	-	0,040
Cr	0,001	-	-	0,170	0,056
Fe <sup>3+</sup>	0,250	-	-	0,080	0,020
Fe <sup>2+</sup>	0,510	-	-	0,400	0,002
Mg	0,339	-	-	2,120	0,880
Mn	-	-	-	0,020	-
Ca	-	-	-	0,410	0,730
Na	-	-	-	-	0,180
K	-	-	-	-	0,004
Fe/Fe+Mg	-	-	-	18,46	2,4
Ca-компонент	-	-	-	14,6	-
Cr-компонент	-	-	-	8,5	-
Ca/Ca + Mg	-	-	-	-	45,3
Ca/Ca+Mg+Fe	-	-	-	-	44,8
Cr/Cr + Al	-	-	-	-	24,8

окраски. Показатели преломления колеблются в узком интервале - от 1,743 до  $1,752 \pm 0,002$ .

Из химических анализов (см. табл. 17) видно, что гранаты из включений трубки Мир очень близки по содержанию  $MgO$ ,  $CaO$  и суммарного железа и отличаются по содержанию  $Cr_2O_3$ , которое колеблется от 0,04 до 1,9%. Высокое содержание в составе гранатов  $MgO$  (19,05-19,4%),  $Cr_2O_3$  (до 1,9%) и низкое содержание  $CaO$  (4,15-5,7%) соответствует гранатам из обычных гранатовых гипербазитов, содержащих до 70% и более пиропового компонента. Но по повышенному содержанию суммарного железа (в 1,5-2 раза) эти гранаты занимают промежуточное положение между гранатами из гипербазитов и эклогитов. Эта особенность их состава и повышен-

Таблица 17 (примечание)

А-13 - гранат из сростка с ильменитом, трубка Мир; А-76, А-147 - гранат из гранат-ильменитового перидотита, трубка Мир; Г-3п - гранат-сросток с ильменитом, трубка Сытыканская (Бобриевич и др., 1964); А-147/1 - клинопироксен из гранат-ильменитового перидотита, трубка Мир; А-203, И-527 - клинопироксен из ильменит-диопсидовой породы с графической структурой, трубка Мир; Д-5-67 - клинопироксен из ильменит-диопсидовой породы с сидеронитовой структурой, трубка Дальняя; А-147/3 - оливин из гранат-ильменитового перидотита, трубка Мир; А-13 - ильменит из сростка с гранатом; А-147/2 - ильменит из гранат-ильменитового перидотита, трубка Мир; А-265 - ильменит из ильменит-диопсидовой породы с графической структурой, трубка Мир; Д-2-30 - ильменит из гранат-ильменитового перидотита, трубка Дружба; 3454/2 - ильменит из флогопит-оливин-ильменитовой породы, трубка Университетская; 34/48, Ил-527 - ильменит из ильменит-диопсидовой породы с графической структурой, трубка Мир; 27/1 - ильменит из сростка с оливином и муассанитом, трубка Мир; Д-5-67 - ильменит из ильменит-диопсидовой породы с сидеронитовой структурой, трубка Дальняя; СТ-295п - ильменит из гранат-ильменитового серпентинита, трубка Сытыканская; 3 - ильменит из ильменитового перидотита, трубка Удачная (Сарсадских и др., 1960); 1202, 1202/а - ильменит из ильменитового перидотита, трубка Дальняя (Сарсадских и др., 1960); Др-2-31, Др-И-1, Др-И - ильменит из ильменитового перидотита, трубка Дружба (Бобриевич и др., 1964); 31/V - гранат из перидотита, контактирующего с флогопит-оливин-ильменитовой породой (3454/2); 31/V - клинопироксен из перидотита, контактирующего с флогопит-оливин-ильменитовой породой (3454/2).

\*Fe - суммарное, двухвалентное.

Анализы выполнены: 1, 7, 8, 10, 12-19, 28 и 29 в ИГиГ СО АН СССР, аналитик И.К. Кузнецова; 2-6, 9, 11 - на рентгеновском микроанализаторе в ИГиГ СО АН СССР, аналитик Ю.Г. Лаврентьев.

ное содержание  $TiO_2$  (до 0,84–2,38%) являются характерным признаком гранатов из ильменитовых гипербазитов. Некоторая часть гранатов из кимберлитовых пород может соответствовать гранатам из ильменитовых гипербазитов.

Диопсид в ильменитовых гипербазитах занимает второе место после ильменита. Он входит в состав почти всех разновидностей рассматриваемых пород в количестве от 10 до 80%. Цвет его обычно бледно-зеленый и отличается от яркоокрашенных пироксенов из гранитовых гипербазитов и эклогитов. Его показатели преломления колеблются в узком интервале:  $n_g = 1,694-1,701$ ,  $n_p = 1,675-1,680$ .

Химические составы моноклинных пироксенов из ильменит-диопсидовых пород с графической и сидеронитовой структурой и из гранат-ильменитовых перидотитов приводится в табл. 17.

Так же, как и гранаты, моноклинные пироксены из ильменитовых гипербазитов и обычных гипербазитов близки по химическим составам, но все же наблюдаются, хотя и незначительные, но систематические отличия. Если в моноклинных пироксенах из гранатовых гипербазитов преобладает CaO над MgO, то в клинопироксенах из ильменитовых гипербазитов MgO преобладает над CaO. Кроме того, рассматриваемые пироксены почти в два раза богаче суммарным железом. Для них также характерна низкая щелочность ( $Na_2O = 1,37-2,10\%$ ) и глиноземистость ( $Al_2O_3 = 1,67-2,52\%$ ).

Отношение  $Mg/(Mg + Ca)$  в клинопироксенах из ильменит-диопсидовых пород с сидеритовой и с графической структурами близки и равны соответственно 58–60. Эти значения отношений соответствуют температурам 1000–1100° С. Клинопироксен из гранат-ильменитового перидотита характеризуется более высоким отношением  $Mg/(Mg+Ca)$ , равным 70, соответствующим 1250°С.

Оливин входит в состав как гранатовых, так и безгранатовых ильменитовых гипербазитов. Во всех отмеченных случаях оливин — основной породообразующий минерал. Его содержание в породах колеблется от 10 до 80%. Размеры изометричных и овальных зерен достигают от 0,2–4,0 до 15–20 мм. Цвет оливковый, реже — оливковый с коричневым оттенком, чем отличается от окраски оливина обычных гипербазитов. Оптические константы:  $n_g = 1,698-1,701$ ,  $n_p = 1,664-1,666$ ,  $2V = 38-90^\circ$ . Они позволяют отнести оливин к хризолиту с 13–15% фаялитового компонента.

Содержание суммарного железа в оливине из гранат-ильменитового перидотита достигает 14,3%, т.е. в 2 раза выше, чем в оливине магнезиальных гипербазитов. Оливин из флогопит-оливин-ильменитовой породы трубки Университетская более магнезиален ( $Fe = 12\%$ ).

Ромбический пироксен в составе рудных перидотитов встречается довольно редко. Во включениях трубки Мир этот пироксен представлен в двух ассоциациях. В одном случае он совместно

с пикроильменитом образует биминеральную породу, составляя до 65% от ее общего объема, в другом – образует характерные реакционные каймы, замещая клинопироксен гранатового рудного перидотита, и занимает до 42% от общего объема породы. Во включениях трубки Обнаженная (Бобриевич и др., 1960) отмечена флогопит–пикроильменит–ортопироксеновая ассоциация с высоким содержанием ромбического пироксена (до 65%). Формы выделений обычно ксеноморфные, с размером зерен до 1–7 мм. Цвет его бледно-зеленый. По оптическим свойствам ( $n_g = 1,692$ ,  $n_p = 1,679$ ) пироксены из трубки Мир соответствуют энстатиту ( $Fs = 11\%$ ), а из трубки Обнаженная – гиперстену ( $Fs = 21\%$ ).

Рудные минералы в виде сульфидов, сингенетичных с образованием рудных перидотитов, отмечены в нескольких описанных выше включениях. Во всех случаях наблюдаются своеобразные каплевидные обособления, представленные пирротинном, халькопиритом и пентландитом. Строение обособлений зональное, их центральные участки сложены либо монокристаллами, либо сростками нескольких крупных выделений пирротина, которые окружены каймой мелких зерен халькопирита. В пирротине изредка отмечаются изометричные зерна пентландита I, но гораздо чаще наблюдаются эмульсионные выделения пентландита II, который составляет 5–25% от общего объема зерна пирротина. Эти выделения, вероятно, являются продуктами распада первичного высоконикелистого пирротинового твердого раствора. Подобный характер сульфидных образований свойствен собственно магматическим медно–никелевым проявлениям в связи с основными породами и относится к высокотемпературным образованиям.

Флогопит среди ультраосновных пород распространен неравномерно. Этот минерал редок в гипербазитах и почти постоянно сопровождает ильменитовые гипербазиты.

Установление первичной природы флогопита среди гранатовых гипербазитов мантийного происхождения имеет важное значение, так как вопрос о распределении щелочей в верхней мантии, в частности вопрос о распределении калия, в настоящее время является дискуссионным, хотя экспериментально доказана возможность существования флогопита в условиях высоких температур и давлений (Марков и др., 1966; Kushiro *et al.*, 1967). Кроме того, имеются сведения о флогопите как о первичной и равновесной фазе гранатовых гипербазитов из трубок Южной Танзании (Dawson, Powell, 1969).

Среди магнезиальных гипербазитов из трубки Мир флогопит как первичный минерал отмечен в нескольких включениях гранатовых лерцолитов, вебстеритов и верлитов. В гранатовых лерцолитах флогопит тесно ассоциирует со шпинель–гранат–клинопироксеновыми обособлениями, образуя выделения неправильной формы и узкие лейсты размером 1–1,5 мм.

Цвет флогопита бледно–желтый. Плеохроирует он от бесцветного по  $N_p$  до бледно–желтого по  $N_g$ ; показатель светопреломления  $n_m = 1,546$ .

Более высокие концентрации флогопита (5–25%) связаны с некоторыми включениями вебстеритов и верлитов.

В одном из включений слюдяного верлита наблюдались крупные выделения флогопита таблитчатой формы размером до 4–6 мм.

В этой же породе отмечены симплектитовые сростания флогопита с диопсидом и флогопита с оливином. Цвет флогопита бледно-желтый, с нормальной схемой абсорбции. Показатель светопреломления по  $n_m = 1,592$ . В табл. 5 приводится химический состав флогопита из этого включения, и для сравнения дан химический анализ флогопита из кимберлитовых брекчий трубки Мир (Францессон, 1968). Флогопит из перидотита менее железистый и более магниезальный, чем флогопит из кимберлитовых брекчий.

Наиболее высокие концентрации флогопита с безгранатовыми ильменитовыми гипербазитами (1–50%), в которых флогопит также находится в равновесных условиях с основными породообразующими минералами. В гранат-ильменитовых гипербазитах из трубки Мир содержание флогопита не превышает 2%, но более высокие концентрации этого минерала (до 85%) известны из трубки имени Комарова (Пономаренко и др., 1970).

Муассанит в глубинных породах обнаружен во включении гранатового серпентинита из трубки Мир и описан А.П. Бобриевичем и др. (1957); он найден также в отдельном желваке граната из кимберлитовых брекчий этой же трубки (А.Д. Харкив, устное сообщение).

Муассанит из включения гранатового перидотита представлен зернами неправильной формы размером 0,01–0,9 мм (Бобриевич и др., 1957). Его окраска сине-зеленая, синяя, густо-синяя, но в большинстве случаев зерна бесцветные или серые. Блеск сильный, алмазный до металловидного. Удельный вес 3,1, твердость выше 9. Не растворяется в кислотах. Показатель преломления в натровом свете  $n_0 = 2,655$ ;  $n_e = 2,697$ .

А.И. Пономаренко обнаружил муассанит во включении ильменитового оливинита. Обломки зерен его из этой породы достигают 0,2–0,5 мм и обладают зональной окраской от синей до зеленовато-голубой. Рентгенограмма муассанита из этой породы приводится в табл. 18 и сравнивается с синтетическим муассанитом ASTM. Судя по рентгенограммам, сравниваемые минералы довольно близки, отличия находятся в пределах ошибки метода.

Установление муассанита в парагенезисах с гранатовыми перидотитами и ильменитовыми оливинитами может указывать на происхождение этого минерала, как и самих пород, в пределах верхней мантии, а его присутствие в кимберлитах можно объяснить дроблением этих пород в процессе транспортировки из глубоких горизонтов Земли.

Сульфидные минералы в ультраосновных породах принадлежат двум генетическим этапам – собственно магматическому и гидротермальному. С последним этапом связано образование незначительного количества пирротина и халькопирита, пространственно и, возможно, генетически обусловленных процессами серпентинизации.

Таблица 18

Результаты рентгенометрического анализа муассанита из ильменитового оливинита

№ ли- ний	обр. А-27/1		Муассанит (синт.), обр. 201464 ASTM		№ ли- ний	обр. А-27/1		Муассанит (синт.), обр. 201464 ASTM	
	I	O <sub>2</sub>	I	O <sub>2</sub>		I	O <sub>2</sub>	I	O <sub>2</sub>
1	1	(2,860)			21	1	1,241		
2	5	(2,779)			22	1	1,223	25	1,22
3	4	2,625	75	2,61	23	1	(1,152)		
4	5	2,580			24	2	(1,112)	25	1,13
5	10	2,515	85	2,51	25	1	(1,104)		
6	9	2,354	60	2,36	26	4	1,092	50	1,09
7	3	2,186	50	2,19	27	1	(1,075)		
8	2	2,097			28	1	1,064	10	1,06
9	1	2,004	35	2,00	29	8	1,047	50	1,04
10	1	1,833			30	1	1,033		
11	4	1,699	35	1,67	31	1	1,010		
12	1	(1,687)			32	3	1,008		
13	3	1,609			33	4	1,005		
14	1	(1,568)			34	5	1,001	35	1,00
15	10	1,539	100	1,54	35	2	0,999		
16	3	(1,450)			36	7	0,990	60	0,997
17	7	1,423	60	1,42	37	5	0,988	50	0,986
18	10	1,316	100	1,31	38	4	0,981		
19	5	1,291	35	1,29	39	7	0,976	60	0,972
20	2	1,261	35	1,25					

Анализы выполнены в минералогической лаборатории ИГЕМ АН СССР;  
аналитик Г.В.Басова.

Сульфидные минералы собственно магматического этапа наиболее широко распространены среди гранат-ильменитовых гипербазитов, в составе которых они присутствуют от единичных зерен до 11%. Выделения сульфидов образуют полиминеральные агрегаты кашлевидных и изометричных очертаний размером от 0,01 до 1,5 мм; сульфидные минералы тесно ассоциируют с ильменитом, образуя с ним сростки, и находятся в виде обособленных выделений внутри ильменита.

Полиминеральные сростки сульфидов представлены двумя типами ассоциаций. Наиболее простое строение имеют халькопирит-пентландит-пирротиновые обособления. Выделения сульфидов образованы сростками одного или нескольких зерен пирротина, окруженных узкой каймой халькопирита. Зерна пирротина представлены продуктами распада высококичелистого твердого раствора пентландит - пирротин. Содержание пентландита достигает 25-30% от общего объема зерен пирротина. Форма выделений линзовидно-струйчатая.

Более сложный состав имеют каплевидные вроски сульфидных минералов в пикроильмените и в существенно ильменитовых породах. Сульфидные минералы образуют в них изометричные, диско-видные и линзовидные выделения; последние достигают 30 мм в длину. Эти выделения имеют микроагрегатное строение. Они представляют собой распад сложной по составу сульфидно-калиевой фазы железа, никеля и меди. Продукты распада этих фаз представлены пирротином, халькопиритом, пентландитом, джерфшеритом, кубанитом, миллеритом и нерудным минералом неопределенного состава. Распад этой сложной фазы сопровождается образованием узкой оторочки халькопирита по периферии обособления, с внешней стороны которой могут присутствовать выклинивающиеся цепочки зерен джерфшерита. Внутренняя часть обособления сложена ориентированно-линзовидными агрегатами пирротина, халькопирита, джерфшерита и других минералов. В связи с тем, что изучение этих минералов не закончено, мы не приводим результатов аналитических исследований. Необходимо отметить, что среди эклогитов наблюдаются те же минеральные ассоциации.

Как среди ильменитовых гипербазитов, так и среди эклогитов, сульфидные минералы сингенетичны основным силикатным фазам, слагающим эти породы.

Из этого краткого описания следуют выводы:

1. В глубинных породах могут существовать сложные сульфидно-калиевые фазы, которые становятся неустойчивыми при понижении P-T-параметров.

2. Сульфидно-калиевые фазы способствуют миграции таких элементов, как никель, медь, железо.

3. Присутствие калия в составе сложных фаз указывает на один из возможных способов миграции этого элемента из земных недр.

## МИНЕРАЛЫ ЭКЛОГИТОВ

Основными минералами эклогитов являются гранат и клинопироксен; подчиненное значение имеют ортопироксен, алмаз, графит, рутил, сульфиды и корунд. Гранат и клинопироксен подвержены вторичным изменениям, выраженным образованием флогопита и роговой обманки, а также магнетита, шпинели, реже плагиоклаза.

Граната содержится от 30 до 60%, при этом в первой группе не более 40%, а во второй — до 40-60%. Размеры зерен и выделений граната не постоянны. Зерна величиной 3-5 мм редки, чаще они достигают 8-20 мм, а их сростки — 25-35 мм. Изометрические выделения гранатов наиболее характерны для эклогитов первой группы, а идиоморфные — для второй. Их окраска преимущественно оранжевая. Для гранатов из эклогитов первой группы характерны более светлые тона и розовые оттенки, гранаты второй группы эклогитов окрашены в более густые тона с чайными и коричневыми оттенками. Показатели преломления гранатов характери-

зуются широким диапазоном значений (1,728–1,776). На гистограмме (см. рис. 5) иллюстрируются результаты замеров показателей преломления гранатов из 60 включений эклогитов. Наиболее низкими показателями преломления (1,728–1,740) характеризуются гранаты из эклогитов первой группы, гранаты второй группы обладают более высокими значениями (1,744–1,776). Константа эта изменяется в зависимости от железистости граната. Параметры элементарных ячеек гранатов колеблются в широких пределах:  $a_0 = 11,505 - 11,626 \text{ \AA}$ , причем для гранатов первой группы  $a_0 = 11,510 - 11,533 \text{ \AA}$ , для второй –  $a_0 = 11,554 - 11,626 \text{ \AA}$ . Гранаты из второй группы эклогитов, обогащенные кальциевыми компонентами, характеризуются более высокими значениями  $a_0$  (11,608–11,626  $\text{\AA}$ ), а для гранатов, обогащенных алмандиновым компонентом,  $a_0$  значительно меньше (11,554–11,586  $\text{\AA}$ ).

Из химических анализов и компонентных составов гранатов из эклогитов трубки Мир (табл. 19) видно широкое колебание содержаний основных окислов как в гранатах из эклогитов в целом, так и среди выделенных групп. Наиболее отчетливое и закономерное уменьшение содержаний  $\text{MgO}$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  установлено от гранатов из первой группы эклогитов к гранатам из второй. Обратная зависимость наблюдается для  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$ . Характер изменения химических составов гранатов наглядно иллюстрирует тройная диаграмма компонентных составов пироп – алмандин – гроссуляр (см. рис. 7). Гранаты первой группы, содержащие свыше 60% пиропового компонента, образуют изолированное поле с разрывом от гранатов второй группы в 10% пиропового компонента и частично перекрываются полем составов гранатов из гипербазитов, но несколько смещены относительно этого поля в сторону увеличения алмандинового компонента и уменьшения гроссулярового. В это же поле попадает и один гранат из алмазонасного эклогита.

Гранаты из второй группы эклогитов менее магнезиальны. Содержание пиропового компонента в них падает до 27–49%. По содержанию алмандинового и гроссулярового компонентов в поле гранатов второй группы намечаются две ветки. Одна из них существенно кальциевая (верхняя часть поля). Здесь минимум по содержанию гроссулярового компонента совпадает с максимумом кальциевых компонентов в железистых гранатах (26–28%), а а максимум для ветви железистых гранатов (30% алмандинового компонента) в гранатах кальциевой ветви совпадает с минимумом гранатов железистой ветви. Самое высокое содержание алмандинового компонента в гранатах железистой ветви достигает 45%; предел содержания гроссулярового компонента в гранатах кальциевой ветви 46%. Таким образом, в химических составах гранатов из эклогитов трубки Мир отмечается тенденция к существованию непрерывных рядов гранатов пироп–алмандиновых и пироп–гроссуляровых составов.

Таблица 19

Химический состав (в вес.%), формулы и компонентный сос

Компо- ненты	Гранаты из магниезальных				
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	43,16	42,16	42,76	46,16	41,35
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,26	0,26	0,15	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,61	23,37	23,42	20,17	23,74
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,34	0,53	0,27	0,38	0,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,09	1,83	1,56	Следы	2,76
FeO	5,76	5,96	5,21	8,17	10,26
MnO	0,23	0,27	0,20	0,18	0,21
MgO	21,39	21,38	21,78	20,30	18,81
CaO	3,69	4,38	4,48	4,90	3,34
Сумма	99,76	100,14	99,94	100,41	100,92
n	1,741	1,734	1,700	-	1,747
a <sub>0</sub>	11,533	11,538	-	-	11,495
Формулы					
Si	0,05	-	-	0,5	-
Ti	2,99	2,95	2,99	2,94	2,96
Al	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	1,86	1,94	1,93	1,81	1,91
Fe <sup>3+</sup>	-	0,02	0,07	0,03	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,10	0,04	0,06	-	0,08
Fe <sup>2+</sup>	-	0,05	0,02	-	0,07
Mn	0,34	0,32	0,31	0,52	0,61
Mg	2,24	2,24	2,20	2,31	1,99
Ca	0,27	0,34	0,34	0,40	0,25
Компонентный состав					
Pyg	77,0	74,0	75,0	70,9	66,3
Alm	12,4	12,0	11,0	16,2	12,7
Spes	0,3	0,4	0,3	0,8	0,3
Cross	4,1	11,0	9,5	11,1	16,0
And	5,4	1,2	3,2	-	5,0
Uv	0,8	1,2	0,3	1,0	0,3
Sc	-	-	-	-	-
Ca- компонент	13,7	11,8	13,0	12,1	21,6
f	13,2	11,8	11,7	18,5	23,5

тав (в %) гранатов из эклогитов (включения в кимберлитах)

эклогитов		Гранаты из железисто-магниезальных эклогитов			
6	7	8	9	10	11
41,35	42,41	40,76	40,83	39,76	39,65
0,24	0,38	0,23	0,47	0,42	0,67
22,33	21,73	22,76	22,76	21,86	21,18
0,18	0,10	0,13	0,06	0,05	0,08
2,74	6,20	1,26	1,42	2,31	2,54
7,94	7,18	14,23	11,72	13,11	17,45
0,21	0,48	0,27	0,22	0,24	0,39
17,30	12,97	12,63	12,36	9,90	9,25
7,48	8,01	7,80	10,22	12,39	8,91
99,77	99,46	100,07	100,06	100,04	100,12
1,758	-	1,751	1,750	1,758	1,771
11,619	-	-	-	11,619	-
Формулы					
-	0,19	-	0,03	-	0,04
2,98	2,98	2,98	2,96	2,94	2,96
0,01	0,02	0,02	0,04	0,02	0,04
1,89	1,91	1,99	1,97	1,91	1,88
0,01	-	0,01	0,006	0,003	0,006
0,10	0,09	-	0,02	0,09	0,11
0,05	0,26	0,07	0,03	0,04	0,10
0,46	0,49	0,84	0,72	0,81	1,10
1,85	1,44	1,39	1,36	1,090	1,04
0,57	0,64	0,62	0,80	0,980	0,72
Компонентный состав					
61,4	48,0	47,0	44,7	36,5	36,6
17,0	25,0	31,0	27,0	28,5	37,5
0,3	1,0	0,7	0,3	0,3	1,0
16,0	21,5	21,5	27,3	30,0	18,0
5,0	-	-	-	4,7	7,0
0,3	-	0,3	-	-	-
-	4,5	-	-	-	-
21,3	21,5	21,3	27,3	34,7	25,0
20,4	23,7	38,4	34,6	42,7	51,4

Таблица 19

Компоненты	Гранаты из железисто-магнезиальных эклогитов				
	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	40,17	41,72	41,26	40,24	40,00
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,38	0,24	0,32	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,67	21,96	22,52	22,25	22,53
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,05	0,04	0,06	0,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,50	2,17	3,15	2,43	0,04
FeO	11,70	11,25	12,73	16,58	14,60
MnO	0,35	0,20	0,29	0,33	0,22
MgO	12,26	8,65	16,82	10,46	8,42
CaO	11,55	13,70	3,11	7,98	13,87
Сумма	100,70	100,08	100,16	100,65	99,90
n	1,757	1,758	1,763	1,763	1,767
a <sub>0</sub>	11,608	11,626	11,505	11,578	-
	Формулы				
Si	-	-	0,02	0,02	-
Ti	2,96	2,98	2,98	3,001	2,97
Al	0,03	0,02	0,02	0,002	0,05
Cr	1,87	1,989	1,93	1,96	1,99
Fe <sup>3+</sup>	0,005	0,003	-	0,01	-
Fe <sup>3+</sup>	0,125	0,015	0,07	0,03	-
Fe <sup>2+</sup>	0,015	0,113	0,10	0,10	-
Mn	0,72	0,720	0,77	0,03	0,93
Mg	1,34	0,982	1,82	1,16	0,94
Ca	0,91	1,120	0,24	0,64	1,12
	Компонентный состав				
Pyg	44,6	33,3	61,7	39,3	31,1
Alm	24,4	28,2	29,5	38,3	31,3
Spes	0,7	0,5	0,7	0,7	0,3
Cross	23,7	37,1	4,6	19,7	37,3
And	6,3	0,7	3,5	1,5	-
Uv	0,3	0,2	-	0,5	-
Sc	-	-	-	-	-
Ca-компонент	30,3	38,0	8,1	21,7	37,3
f	34,9	41,9	42,4	47,1	48,7

1-3, 6, 8-11 и 21 - анализы А.И.Пономаренко, среди них 3 и 6 - из коллекции А.А.Панкратова; анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР, аналитик И.К.Кузнецова; 4 - по А.П.Бобриевичу и др.

(окончание)

	Гранаты из железисто-магнезиальных эклогитов					
	17	18	19	20	21	22
	40,04	39,86	41,82	39,14	39,51	40,96
	0,53	0,42	0,04	0,17	0,37	0,40
	21,16	21,73	21,60	21,61	21,55	21,66
	0,12	0,15	0,04	Следы	0,04	0,08
	3,85	2,19	2,05	2,39	2,73	3,90
	17,31	18,22	18,99	20,80	20,66	16,70
	0,40	0,35	0,39	0,33	0,41	0,39
	10,12	9,48	9,36	9,29	8,58	11,60
	7,02	8,98	5,86	6,30	6,40	4,91
	100,55	101,38	100,15	100,03	100,25	100,60
	1,767	1,769	1,773	1,774	1,770	1,767
	11,557	11,586	11,559	11,563	11,573	11,543
	Формулы					
	0,06	0,05	0,26	-	-	0,10
	2,98	2,98	3,00	2,98	2,98	2,98
	0,03	0,02	-	0,02	0,02	0,02
	1,89	1,95	1,98	1,94	1,94	1,94
	0,01	0,01	0,005	-	-	0,01
	0,10	0,04	0,015	0,06	0,06	0,07
	0,12	0,09	0,105	0,07	0,09	0,14
	1,10	1,16	1,24	1,32	1,32	1,05
	1,14	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03
	0,57	0,96	1,09	1,05	0,94	1,30
	Компонентный состав					
	38,7	0,74	0,48	0,51	0,52	0,39
	41,1	32,4	36,9	35,3	32,0	44,7
	0,9	42,1	45,1	45,5	46,8	40,9
	13,70	0,6	1,0	0,7	10,0	1,0
	5,1	22,4	15,5	14,2	16,0	9,40
	0,5	2,0	0,8	3,0	7,0	3,4
	-	0,5	0,3	-	-	0,6
	19,3	-	-	-	-	-
	48,9	24,9	16,6	17,2	24,0	13,4
		54,5	53,2	55,4	57,6	44,6

(1959); 7 - по Е.В.Францесон (1968); 5,12-15, 17-19, 20, 22 - по Н.В.Соболеву и др. (1966, 1967, 1969); 16 - гранат из алмазоносного эклогита, коллекция Г.В.Зольникова.

Таблица 20

Химический состав (в вес.%), формулы и компонентный

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	54,84	55,40	54,49	52,95	52,05	54,78	54,12
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,41	0,38	0,76	0,22	0,21	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,72	3,50	2,23	7,41	3,81	8,92	9,07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,31	0,22	0,13	-	0,10	0,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,44	0,62	0,91	2,23	4,14	1,80	1,15
FeO	0,98	0,86	0,44	0,76	2,01	2,16	2,21
MnO	0,04	0,05	0,02	0,04	Следы	0,04	0,02
MgO	16,25	15,01	17,07	13,20	16,08	11,77	11,81
CaO	17,63	20,42	21,80	17,30	19,32	14,58	15,19
Na <sub>2</sub> O	2,98	2,12	1,98	3,91	2,09	4,91	4,97
K <sub>2</sub> O	0,04	0,08	0,01	-	0,18	0,08	0,07
Сумма	99,60	98,78	99,55	98,19	99,90	99,35	99,06
n <sub>g</sub>	1,696	1,693	1,691	-	1,694	1,695	1,695
n <sub>p</sub>	1,675	1,671	1,668	-	1,674	1,674	1,674
Формулы							
Si	1,974	1,99	1,97	1,92	1,91	1,95	1,90
Ti	-	-	0,05	0,06	0,09	0,05	0,09
Al <sup>4+</sup>	0,11	0,01	0,01	0,02	0,0	0,005	0,01
Al <sup>6+</sup>	0,156	0,14	0,04	0,26	0,07	0,32	0,33
Cr	0,009	0,006	0,004	0,004	-	0,004	0,004
Fe <sup>3+</sup>	0,065	0,02	0,026	0,06	0,12	0,033	0,03
Fe <sup>2+</sup>	0,030	0,01	0,02	0,20	0,06	0,07	0,07
Mn	-	-	-	-	-	-	0,02
Mg	0,87	0,85	0,92	0,71	0,88	0,63	0,63
Ca	0,681	0,79	0,84	0,67	0,76	0,56	0,58
Na	0,206	0,14	0,14	0,28	0,15	0,34	0,34
K	-	0,004	-	-	-	0,004	0,004
Компонентный состав							
Jd	13,0	14,0	4,0	26,0	7,0	32,0	33,0
Ac	6,5	-	2,6	2,0	8,0	2,0	2,0
Di	65,0	76,0	83,0	65,0	70,0	49,0	51,0
Hd	3,0	3,0	1,0	2,0	6,0	7,0	7,0
En	11,0	5,50	4,40	3,0	9,0	7,0	6,0
Молекула Чермака	1,5	1,50	5,00	2,00	-	3,0	1,0

1-5 - моноклинные пироксены из магнезиальных эглогитов, 6-17 - то же, из магнезиально-железистых эглогитов. Анализы 1-4, 6, 7, 15 выполнены ИГиГ СО АН СССР, аналитик И.К. Кузнецова; 5 - по Е.В. Францесон (1968); 8, 17 - по А.А. Панкратову (1961); 9-14 - по Н.В. Соболеву и др. (1966, 1969); 16 -

состав (в %) моноклинных пироксенов из эглогитов

	8	9	10	13	14	15	16	17
	53,72	53,30	56,08	53,78	54,36	55,02	54,91	53,83
	0,60	0,42	0,29*	0,56	0,55	0,46	0,61	0,64
	11,25	8,30	12,80	9,74	8,72	9,77	7,54	7,96
	0,12	0,06	0,04	0,14	0,06	0,05	0,11	0,29
	3,25	2,65	1,72	3,66	4,05	2,74	1,77	2,34
	1,46	1,35	1,05	2,46	3,27	4,22	4,46	1,13
	0,02	0,20	0,04	0,08	0,03	0,04	0,12	0,08
	9,58	12,90	8,56	11,17	9,42	8,56	12,33	12,32
	12,94	14,65	11,79	12,30	12,70	12,62	13,35	16,66
	6,20	5,50	6,57	5,18	6,14	6,41	4,46	4,26
	0,10	0,15	0,30	0,13	0,18	0,17	0,26	0,05
	99,24	99,48	99,24	99,20	100,48	100,00	99,92	99,55
	1,702	1,695	-	-	1,705	1,703	-	-
	1,680	1,690	-	-	1,681	1,682	-	-
Формулы								
	1,92	1,92	1,979	1,936	1,95	1,99	1,97	1,81
	0,06	0,07	0,017	0,049	0,03	-	0,01	0,015
	0,02	0,01	0,008	0,015	0,02	0,01	0,02	0,040
	0,42	0,28	0,517	0,322	0,32	0,42	0,31	0,240
	0,004	0,022	0,002	0,004	-	0,004	-	0,006
	0,09	0,06	0,047	-	0,11	0,07	0,05	0,030
	0,05	0,04	0,062	0,074	0,10	0,13	0,13	0,035
	-	-	-	0,002	-	-	-	0,002
	0,51	0,69	0,449	0,604	0,50	0,48	0,66	0,620
	0,49	0,56	0,445	0,476	0,49	0,50	0,51	0,602
	0,42	0,38	0,449	0,366	0,42	0,46	0,31	0,240
	0,004	0,01	0,013	0,004	0,01	0,008	0,01	0,002
Компонентный состав								
	42,0	34,0	40,2	32,0	37,0	42,0	31,0	19,5
	-	8,0	4,7	5,0	5,0	4,0	-	6,5
	44,0	56,0	44,5	41,0	37,0	37,0	38,0	61,0
	6,0	-	1,0	7,0	10,0	10,0	13,0	3,0
	4,0	2,0	-	10,0	6,0	5,0	14,0	5,5
	5,0	-	9,60	5,0	3,0	2,0	4,0	4,5

в ИГиГ СО АН СССР, аналитик И.К. Кузнецова. В сумму анализов не вошли: 12 - H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> 0,05%, 13 - H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> 1,98%, 8 - H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> 0,54%, 1 - П.п.п. - 0,33%, 2 - П.п.п. - 0,49%, 15 - П.п.п. 0,11%, 4 - П.п.п. - 1,88, 6 - 0,67%, 7 - П.п.п. - 0,70%.

Необходимо отметить, что в большинстве проанализированных гранатов щелочи не определялись. По имеющимся данным в гранатах содержится  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,10–0,14%) и  $\text{K}_2\text{O}$  (до 0,10%).

В гранатах из эклогитов наблюдаются включения других минералов. Наиболее часты включения из безэнстатитовых эклогитов; чаще всего встречается игольчатый рутил, ориентированный или по определенному кристаллографическому направлению, или беспорядочно. Диопсид образует в гранате зерна с кристаллографической огранкой размером 0,3–2,0 мм. Иногда эти пироксены двойникованы. Реже отмечаются включения, представленные сростками моноклинного пироксена и сульфидов, и каплевидные мономинеральные выделения. В одном образце в гранате присутствуют каплевидные и удлиненные цилиндрические "ампулы" газовых образований. В отдельных газовых "ампулах" отмечаются твердые минеральные выделения. Длина цилиндров 0,4 мм, диаметр 0,02–0,05 мм.

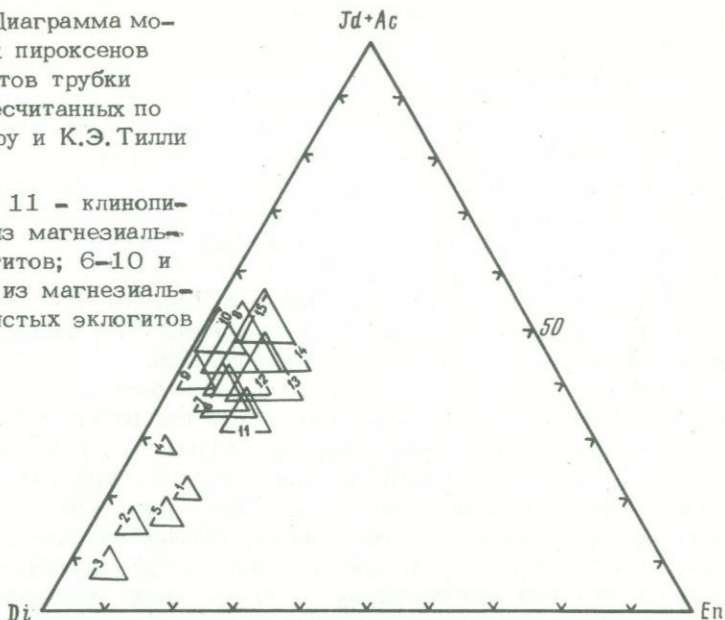
Моноклинные пироксены, как и гранат, играют весьма существенную роль в составе эклогитов. Их содержание колеблется от 40 до 70%, причем в первой группе эклогитов от 50 до 70%, во второй – от 40 до 60%. Обычно размеры выделений клинопироксена несколько выше, чем граната, и достигают 10–20, а иногда 30–40 мм. Травяно-зеленые и бледные синевато-зеленые цвета характерны для пироксенов из первой группы эклогитов; для второй группы наиболее типичны синевато-зеленые цвета более плотных тонов. Оптические константы моноклинные пироксенов варьируют незначительно ( $n_g' = 1,690\text{--}1,705$ ,  $n_r' = 1,670\text{--}1,684$ ,  $2V = 63\text{--}72^\circ$ ,  $cNg = 36\text{--}43^\circ$ ), в то время как их химический состав различен (табл. 20).

Из приведенных химических анализов моноклинные пироксены видно широкое изменение содержаний основных окислов. Так же, как и в составе гранатов, наблюдается уменьшение  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  от пироксенов первой группы ко второй. В этом же порядке увеличивается содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . В распределении  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$  такой зависимости нет.

Результаты пересчетов химических анализов на компонентный состав, приведенные в табл. 20, вынесены на тройную диаграмму диопсид – энстатит – жадеит + акмит (рис. 8). В результате построений на этой диаграмме получают "треугольники невязки", представляющие собой соотношения молекулы Чермака и геденбергитового компонента. Составы моноклинные пироксенов на этой диаграмме расположены вдоль линии диопсид – жадеит при незначительном отклонении относительно содержания энстатита (0–12%). В клинопироксенах первой группы содержаний щелочных компонентов составляет 5–32%, во второй группе 34–48%. Диопсида содержится в пироксенах первой группы 65–84% и в пироксенах второй группы 37–54%. Величина "треугольников невязки" моноклинные пироксенов обеих групп в основном обусловлена пропорциональным увеличением геденбергитового компонента и молекулы Чермака. В гипербазитовых пироксенах алюминий присутствует только в шестерной

Рис. 8. Диаграмма моноклиновых пироксенов из эклогитов трубки Мир, пересчитанных по Г.С. Йодеру и К.Э. Тилли (1965)

1-5 и 11 - клинопироксены из магнезиальных эклогитов; 6-10 и 12-15 - из магнезиально-железистых эклогитов



координации, а в эклогитах, начиная с энстатитовых, постепенно увеличивается его роль в четверной координации; максимальных значений он достигает в алмазосных эклогитах. Вторичные изменения пироксенов в эклогитах постоянны и обусловлены образованием реакционных оторочек роговой обманки каринтинового ряда.

Алмазы в материнских породах обнаружены в двух кимберлитовых трубках. Первый эклогит с алмазом из трубки Ньюнленд описал Т.Г.Бонней (Bonney, 1899). Позднее Н.В.Соболевым и др. (1966) проанализированы минералы этого эклогита и приведено их краткое описание. Вторую находку алмазосного эклогита из кимберлитовой трубки Мир описал А.П.Бобриевич и др. (1959). В.С.Соболев и др. (1969) описали гранатовые серпентиниты с алмазами из трубки Айхал.

В отдельных кристаллах присутствуют включения алмазов ранней генерации, оранжево-красных гранатов, ромбических пироксенов, оливина, графита и рудных минералов.

Алмазы из эклогитов трубки Мир обнаруживают все морфологические разновидности, которые встречаются в основной массе кимберлитовых пород этой же трубки.

Е.В.Соболев и др. (1970, стр. 223), изучая алмазы из кимберлитов и эклогитов трубки Мир отмечают: "... весьма характерно, что у алмазов из эклогитовых ксенолитов общее содержание азота и соотношение между одиночными и ассоциированными центрами практически такое же, как и у большинства алмазов типа I из кимберлитов".

Идентичность морфологических признаков алмазов из эклогитов и кимберлитов трубки Мир, присутствие в алмазах из этих эклоги-

тов включений алмазов ранней генерации (что является чрезвычайно важным фактором), гранатов и пироксенов, а также содержание и распределение азота в алмазах позволяют провести между ними полную аналогию и считать алмазоносные эклогиты одним из первоисточников алмазов в кимберлитах. Очевидно, алмазоносные эклогиты трубки Мир являются не продуктами эклогитизации метаморфических пород коры, как думает В.С. Соболев, а, по-видимому, производным геохимических процессов в глубоких горизонтах верхней мантии при переплавлении вещества верхней мантии, в частности, гранатовых перидотитов.

Справедливо, следовательно, мнение Т.Г. Боннея (Bonney, 1899) о том, что алмазы в кимберлитах не являются первичными минералами, а происходят из алмазоносных эклогитов.

Графит — обычный аксессуарный минерал эклогитов. По характеру распределения в эклогитах отмечаются две генерации графита: идиоморфные и чешуйчатые выделения, сингенетичные с основными породообразующими минералами, и более поздние выделения неправильной формы, расположенные по трещинам в гранате и вдоль спайности в клинопироксенах. Графит первой генерации образует чешуйчатые и таблитчатые выделения размером 0,5–6,0 мм. Очертания чешуек и табличек изометричные, реже они имеют каплевидную форму с оплавленными краями. Строение этих выделений обычно пластинчатое, но иногда отмечается сферолитовое. В эклогитах, содержащих алмазы, наблюдаются идиоморфные таблички гексагонального габитуса, их поверхность скульптурирована пластинчатыми слоями роста. На ребрах таблиц наблюдается продольная штриховка. Графит второй генерации отмечен только в одном включении, представляющем собой гигантозернистый эклогит. В гранате этой породы вдоль тонких трещин отмечены пластинчатые выделения графита неправильной формы, а в клинопироксене вдоль плоскостей спайности развиты многочисленные выделения графита удлиненно-пластинчатого габитуса с отчетливой гексагональной огранкой.

Первые определения изотопного состава углерода в алмазах и графите из алмазоносного эклогита (табл. 21) проводились А.П. Виноградовым и др. (1965).

Из приведенных определений по отношению  $C^{12}/C^{13}$  составы углерода в графите и в алмазах из эклогитов, а также в алмазах из кимберлитов близки. По данным А.П. Виноградова и др. (1965), изотопный состав не связан ни с карбонатами вмещающих пород, ни с битумами кимберлитов. Очевидно, возможным источником углерода алмазов и графита в эклогитах может быть углерод верхней мантии.

Рутил является постоянным аксессуарным минералом обеих групп эклогитов, причем в первой группе отмечены его единичные зерна, а во второй его содержание достигает 1–2%. Кристаллографические формы не характерны, обычно присутствуют овальные зерна размером 0,1–6,0 мм. Поверхность выделений матированная, на изломах видна отчетливая спайность в одном направлении и сильный металлический блеск. На тонких сколах просвечивает бурый. Обладает

Таблица 21

Изотопный состав углерода, графита и алмазов из грубки Мир

Минерал	C <sup>13</sup> , %	C <sup>12</sup> /C <sup>13</sup>
Графит из алмазоносного эклогита	0,95	89,843
Графит из энстатитового эклогита	0,59	89,53
Алмаз из алмазоносного эклогита	0,86	89,762
Алмазы из кимберлитов (среднее из шести определений)	0,72	89,63
Пределы колебаний в алмазах из кимберлитов	0,56–0,88	89,49–89,78

резкой анизотропией и высоким двупреломлением. Характерно повышенное содержание магнезия (до 3%).

Сульфидные минералы в количестве 0,5–2,0% постоянно присутствуют среди эклогитов. Формы их выделений каплевидные и дисковидные размером 0,01–6 мм. Обычно сульфидные минералы заключены в гранате или клинопироксене; отмечаются сростки с рутилом. По составу преобладает высоконикелистый пирротин (пирротин с многочисленными эмульсионными выделениями пентландита), халькопентландит (?) и в одном включении отмечены джерфишерит (калийсодержащий сульфид).

#### ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ

На происхождение включений гранатовых ультрабазитов и эклогитов из кимберлитовых грубок существует два мнения. Большая группа петрологов – М.О'Хара и Е. Мерси (O'Hara, Mercy, 1963), А.Е. Рингвуд и А. Мейджор (Ringwood, Major, 1968), Ф. Бойд и И. Мак-Грегор (1968), Г. Йодер и К. Тилли (1965), П. Никсон и Г. Хорнунг (Nixon, Hornung, 1968), Д. Карсвелл и Дж. Даусон (Carswell, Dawson, 1970), В.С. Соболев (1964), Н.Н. Сарсадских и др. (1960) и многие другие считают эти породы обломками верхней мантии Земли.

Другая менее многочисленная группа исследователей – В.А. Милашев (1960), Е.В. Францесон (1968) и некоторые другие относят включения гипербазитов к сегрегациям интрателлурического (протомагматического) характера и проводят аналогию с гранатовыми перидотитами складчатых областей. В этой связи необходимо отметить, что гранатовые перидотиты альпийских поясов близки по структуре к общему химизму только одной из разновидностей включений в кимберлитах – гранатовым перидотитам, обладающим каталитической структурой. По отношению жадеита к молекуле Чермака они попадают в поле пород гранулитовой фации и не могут сравнивать-

ся с включениями из кимберлитов. Подавляющее большинство других разновидностей среди ультраосновных пород коры не описано. Поэтому мы присоединяемся к мнению первой группы исследователей и также считаем включения гранатовых гипербазитов и эклогитов из кимберлитовых трубок отторженцами верхней мантии.

Среди изученных пород наблюдаются шпинелевые, шпинель-гранатовые и гранатовые разности, характеризующие различные геотермические уровни (зоны) верхней мантии.

Распределение минеральных ассоциаций между различными геотермическими зонами имеет гетерогенный характер. Но все же основной тканью гипербазитового слоя являются лерцолиты, на долю которых приходится до 8% от общего количества включений. Дуниты и пироксениты, особенно их безгранатовые разности, имеют резко подчиненное значение.

Ограниченное количество безгранатовых включений может указывать на незначительную мощность шпинелевых гипербазитов в данном районе. Таким образом, фактический материал несколько противоречит построениям Ф.Р. Бойда и И.Д. Мак-Грегора (1968), однако выводы этих исследователей о том, что под континентами кора подстилается только гранатовыми перидотитами, близки к истине, так как включения шпинелевых гипербазитов наблюдаются не во всех трубках. В центре платформы они редки, а по окраинам, например, в Анабарском и Оленекском районах, в трубках Университетская, Обнаженная и других встречаются постоянно.

Петрографические ассоциации ильменитовых гипербазитов несколько обособлены как по минеральному, так и по химическому составу. Их безгранатовые ассоциации имеют, по-видимому, более позднее происхождение по сравнению с гранатовыми магнезиальными гипербазитами. Гранатовые ассоциации ильменитовых гипербазитов отличаются по составу от безгранатовых и магнезиальных гранатовых гипербазитов. Их происхождение связано с более высокими P-T-условиями формирования.

#### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

Химические составы магнезиальных гипербазитов рассматриваются на основании более 80 химических анализов (см. табл. 2-7), охватывающих все выделенные разновидности, за исключением шпинелевых пироксенитов. Приводятся и средние химические составы по разновидностям пород (см. табл. 25).

Общей тенденцией изменения химических составов по выделенным разновидностям (среднее из составов шпинелевых, шпинель-гранатовых и гранатовых разностей) является увеличение содержаний ряда компонентов от дунитов к пироксенитам. Одновременно наблюдается обратная зависимость в распределении окиси магния, содержание которой в дунитах достигает 43,65%, а в пироксенитах падает до 23,66-31,7%.

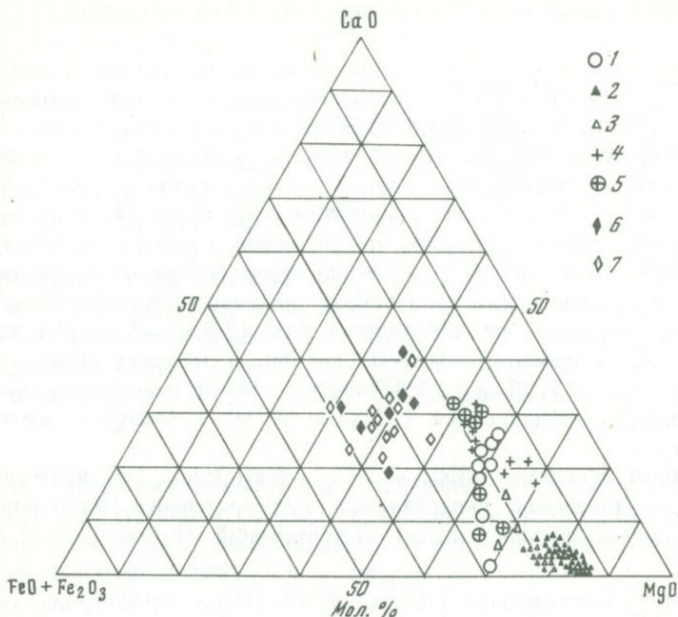


Рис. 9. Положение точек составов ультраосновных пород на диаграмме CaO-MgO-(FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)

1 - дуниты; 2 - лерцолиты; 3 - пироксениты (энстатитовые); 4 - вебстериты; 5 - магнезиальные эклогиты; 6 - магнезиально-железистые эклогиты с алмазами; 7 - магнезиально-железистые эклогиты без алмазов

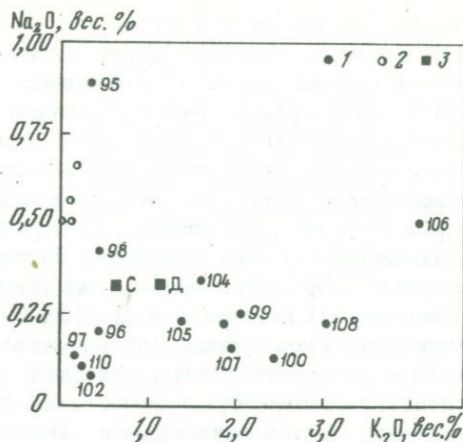
Несмотря на значительные колебания содержаний большинства компонентов, количество суммарного железа (FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) остается на одном уровне во всех разновидностях (7±0,5%), но наблюдаются значительные изменения отношения FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, обусловленные более высокой степенью окисления пироксенитов. Общая железистость  $\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \times 100$

возрастает от 14,3% в дунитах до 26,7% в пироксенитах.

Соотношение главных компонентов наглядно иллюстрирует тройная диаграмма CaO - MgO - (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (рис. 9), на которой точки составов гипербазитов образуют узкое поле, вытянутое в сторону увеличения CaO. Дуниты и перидотиты сконцентрированы в основном около линии MgO - (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Составы пироксенитов (энстатитов) несколько смещены в сторону суммарного железа. Поле точек вебстеритов обособлено от всех гипербазитов из-за высокого содержания CaO; в это же поле попадает некоторая часть магнезиальных эклогитов. Как показано выше, пироксениты характеризуются увеличением содержаний ряда компонентов и уменьшением магнезиальности. Кроме того, эти породы обладают наиболее высокой степенью окисления железа FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1,0-1,2.



Рис. 11. Соотношение  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в ильменитовых гипербазитах (1) по сравнению с лунными образованиями (2) и кимберлитами (3). С — средний состав кимберлитов Сибири (Бобриевич и др., 1964); Д — средний состав кимберлитов Африки по Дели. Номера на диаграмме соответствуют номерам анализов в табл. 8 и 10



но, что между магниезальными и ильменитовыми гипербазитами существует постепенный переход, а кимберлитовые породы занимают промежуточное положение. Лунные образования имеют существенный разрыв по содержанию  $\text{SiO}_2$  и беднее титаном.

По содержанию  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,09–0,81%) ильменитовые гипербазиты соответствуют магниезальным гипербазитам и основным породам Луны и существенно отличаются от эклогитов. Хром распределяется преимущественно в ильмените и гранатах.

Кроме рассмотренных окислов, в составе ильменитовых гипербазитов существенная роль принадлежит щелочам. Их содержание как в суммарном количестве ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,26–9,46\%$ ), так и по отдельным окислам непостоянно; в большинстве анализов их содержится более 1%. Характерно высокое отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , которое колеблется от 1 до 10, и только в одном случае это отношение  $< 1$ . В гипербазитах, эклогитах и лунных образованиях оно изменяется от 0,1 – до 0,5, за исключением слюдяного верлита, где равно 2. Таким образом, ильменитовые гипербазиты по содержанию щелочей и отношению  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  значительно отличаются от гипербазитов первых двух групп, а также и от лунных пород (рис. 11).

#### К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ИЛЬМЕНИТОВЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

Вопросам сосуществования ильменита с Mg-ортосиликатами посвящена работа Ч.Г.Сахама и Д.Р.Торгессона (Sahama, Torgesson, 1949). Эти исследователи анализировали термохимические условия образования гейкелита и ильменита в присутствии форстерита и фаялита или энстатита и феррисиликата и пришли к выводу, что ассоциация гейкелит – оливин возможна только при высоких температурах, причем лишь для оливина, богатого магнием. Для пород, богатых железом, область существования этой ассоциации протягивается до более низких температур.

М. Бессон (Besson, 1967), основываясь на работе Ч.Г. Сахама и Д.Р. Торгессона, аналитическим путем исследовал пару минералов — оливин и пикроильменит из кимберлитов Южной Африки для определения констант равновесия при заданных параметрах стабильности алмаза:  $T = 1250^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 60$  кбар. Однако к расчетам и выводам этого автора следует относиться с определенной осторожностью, так как анализировались минералы из концентратов кимберлитовых пород, которые являются ксенокристаллами, а не достоверными природными ассоциациями. По этой причине в аналитических расчетах несомненно могут быть серьезные ошибки из-за усреднения составов оливина и ильменита. А.П. Бобриевич и др. (1959) отмечают, что валовые химические анализы пикроильменита весьма приблизительно отражают его истинный состав. Например, колебания содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в пикроильменитах трубки Мир достигают 11 вес.%. Как показали наши исследования, состав оливина, ассоциированного с ильменитом, более железистый, чем оливина из кимберлитов.

Е.В. Францессон (1968) определяет температуру кристаллизации диопсид-ильменитовых пород в  $1400^{\circ}\text{C}$ . Судя по приведенной ею диаграмме стабильность диопсида в условиях "сухого" плавления при  $T = 1400^{\circ}\text{C}$  соответствует давлению 3–4 кбар.

В.А. Левицкий и др. (1969), рассматривая существование ильменита в условиях повышенной активности  $\text{CO}_2$ , показали, что даже слабые концентрации  $\text{CO}_2$  при повышении температуры способствуют восстановлению титана, т.е. растворению ильменита. Метод разложения ильменита в токе  $\text{CO}_2$  давно используется в комплексе силикатных анализов. В этой связи отсутствие ильменитовых включений в алмазах можно объяснить не более низкими  $P$ - $T$ -параметрами его кристаллизации, а неустойчивостью в условиях высокой активности  $\text{CO}_2$ . На участках зарождения и кристаллизации алмазов ильменит оказывается нестабильным из-за высокого парциального давления  $\text{CO}_2$ , необходимого при кристаллизации алмазов. Стабильной фазой титана в этих условиях является широко распространенный в алмазоносных эклогитах магниевый псевдорукит (рутил). А. Рингвуд и Г. Ловеринг (Ringwood, Lovering, 1970) исследовали включение ильменит-диопсидовой породы, обладающей графической структурой, из трубки Монастери. По их мнению, ильменит-диопсидовые сростания образованы при распаде высокобарической гранатовой фазы, стабильной в условиях мантии при давлениях 100 кбар (глубина 300 км).

Выводу о глубинном образовании ильменитовых гипербазитов не противоречат приведенные выше данные.

Присутствие в ильменитовых гипербазитах высокомагнезиальных гранатов, обогащенных хромом, и клинопироксенов с высоким отношением  $\text{Mg}(\text{Mg}+\text{Ca})$  указывает на значительные  $P$ - $T$ -условия их кристаллизации. Отношение  $\text{Mg}(\text{Mg}+\text{Ca})$  в клинопироксене, равное 0,38, соответствует  $T = 1250^{\circ}\text{C}$ . Диопсид-ильменит-гранатовые породы характеризуются низким содержанием глинозема в составе клинопироксенов и высоким содержанием пиропового компонента в гранатах (более 70%).

Присутствие хрома в гранатах и ильменитах, возможно, расширяет область существования этих ассоциаций в сторону увеличения давлений, о чем может свидетельствовать присутствие алмаза. Оливин-ильменитовые и диопсид-ильменитовые ассоциации, не содержащие граната и не обладающие графическими структурами, образованы, по-видимому, при более низких параметрах; однако близкие составы клинопироксенов и ильменитов из этих пород и из гранатовых разновидностей не дают основания считать, что они образовались при низких давлениях, как полагает Е.В. Францессон (1968).

Отмеченные случаи формирования ильменитовых жил в гранатовых порфириновых перидотитах и активные контакты ильменитовых гипербазитов со шпинель-гранатовыми и гранатовыми перидотитами, а также частичные изменения гранатовых перидотитов под воздействием ильменитовых гипербазитов могут свидетельствовать о поступлении расплавов, обогащенных титаном и калием, из более глубоких горизонтов, чем гранатовые перидотиты.

На основании экспериментальных данных А. Рингвуд и А. Мейджор (Ringwood, Major, 1968) показали, что оливин состава  $(Mg_{0,85}Fe_{0,15})_2SiO_4$  при температуре  $900^{\circ}C$  и давлении 170 кбар переходит в шпинелевую модификацию с увеличением плотности на 10%, т.е. пиролитовый субстрат существенно оливинового состава на глубинах 400–500 км приобретает плотность 3,6–3,7 г/см<sup>3</sup>. Однако чтобы чистые форстериты, к которым приближаются составы природных оливинов из включений гранатовых перидотитов, превратились в более плотные структурные модификации, требуется давление, значительно превышающее 200 кбар. Но одних фазовых изменений недостаточно, чтобы объяснить увеличение плотностей мантийных образований. Если наши предположения о том, что расплавы или породы, обогащенные калием и титаном, и поступающие из более глубоких горизонтов, чем гранатовые перидотиты – справедливы, можно говорить о существенных изменениях химического состава глубоких горизонтов верхней мантии. Судя по составам изученных ильменитовых гипербазитов, будет увеличиваться роль титана вместо кремния и хрома – вместо алюминия. Подобная схема изменения химического состава легко объясняет резкое увеличение плотностей мантийного субстрата без превращений минералов в структурные формы с более плотными упаковками, так как плотности ильменитовых гипербазитов 3,5–4,1 г/см<sup>3</sup>.

#### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЭКЛОГИТОВ

Химические анализы характеризуют составы двух групп эклогитов: магнезиальных и магнезиально-железистых (см. табл. 11, 12). Их основные отличия заключаются в содержании  $MgO$ , общей железистости, щелочности, а также в распределении хрома и титана. Так, для магнезиальных эклогитов характерно более высокое содержание  $MgO$  (18,24–23,32%) и  $Cr_2O_3$  (0,04–0,42%), низкая же-

лезистость  $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \times 100 = 18,29\%$ , низкая суммарная

щелочность:  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,35-1,57\%$  и небольшое содержание  $\text{TiO}_2$  (0,10-0,68%), в среднем из 15 анализов 0,48%. Магнезиально-железистые эклогиты беднее магнием (10,29-17,74%  $\text{MgO}$ ) и хромом (0,02-0,10%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), более железистые ( $f = 31,9-57,2\%$ ), обладают сравнительно высокой щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1,51-4,87\%$ ) и содержат больше  $\text{TiO}_2$  (0,44-1,18%; в среднем из 18 анализов 0,62%).

Отличия между выделенными группами эклогитов наглядно показаны на диаграмме  $\text{CaO} - \text{MgO} - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ , на которую также нанесены и составы гипербазитов из трубки Мир (см. рис. 9). На этой диаграмме эклогиты образуют два обособленных поля. Эклогиты первой группы частично попадают в поле вебстеритов, а точки их составов образуют узкое поле, вытянутое в сторону увеличения  $\text{CaO}$ . Несмотря на близкие химические составы магнезиальных эклогитов и вебстеритов, между ними существуют различия. Вебстериты в 4-6 раз беднее гранатом, который обладает более высокими показателями преломления, превышающими 1,560, а в сравниваемых эклогитах колеблется от 1,728 до 1,742. В вебстеритах отсутствуют ругит и флоголит-амфиболовые оторочки между гранатами и клинопироксенами. Магнезиальные эклогиты в 2 раза богаче титаном, который преобладает над хромом; вебстериты, наоборот, в 2 раза богаче хромом, чем титаном. Несмотря на одинаковую железистость сравниваемых пород, они резко отличаются по отношению  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ , которое в вебстеритах колеблется в пределах единицы, а в эклогитах - от 2 до 11. Кроме того, магнитная восприимчивость магнезиальных эклогитов в 5-6 раз ниже, чем вебстеритов. Отмеченные особенности подчеркивают различия в условиях образования эклогитов и вебстеритов: первые ближе к гранатовым перидотитам. Высокая же степень окисления вебстеритов может быть обусловлена частичным плавлением перидотитов, в результате которого они образованы.

Составы магнезиально-железистых эклогитов образуют обособленное поле в центре диаграммы (см. рис. 9) с колебанием составов  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  в пределах 20 мол.%. В связи с разнообразием этих пород трудно выделить какие-либо разновидности по химическому составу пород, так как между ними существуют постепенные переходы. Нет закономерностей и между химическими составами пород и присутствием в них алмазов.

Химические анализы магнезиально-железистых эклогитов, пересчитанные на нормативный состав в условиях мезозоны, показывают, что в составе этих эклогитов присутствует либо нормативный форстерит (1,46-21,75%), либо нормативный кварц (до 4,89%). Судя по составам, эклогиты с нормативным кварцем в общих чертах приближаются к толеитам Киллауэа (Гавайи), но значительно отличаются от них по нормативному анортиту, который в толеитах Киллауэа со-

ставляет 24–36% (Йодер, Тилли, 1965). В эклогитах нормативный анортит не превышает 12,83%, и лишь в одном анализе он достигает 18,02%, т.е. нормативного анортита в эклогитах в 2–3 раза меньше, чем в сравниваемых толеитах. Эклогиты с нормативным кварцем в 2–3 раза беднее нормативным ильменитом по сравнению с толеитами Киллауэа.

### СООТНОШЕНИЕ ГРАНАТ – КЛИНОПИРОКСЕН

Химические анализы сосуществующих минералов – гранатов и клинопироксенов из 15 эклогитов трубки Мир – нанесены на АСФ диаграмму (рис. 12), из которой видно, что соединительные линии клинопироксен – гранат имеют разные наклоны и сгруппированы в два пучка.

Сравнивая эту диаграмму с аналогичными построениями К. Аоки и Ж. Куширо (Aoki, Kushiro, 1968), мы видим, что правый пучок на нашей диаграмме в общем соответствует составам гранатов и клинопироксенов из трубок Робертс-Виктор, Обнаженная и Ньюленд. В этот пучок вошли парагенезисы из магнезиальных и частично магнезиально-железистых эклогитов; левый пучок развернут на 25–35° влево и включает только парагенезисы из магнезиально-железистых

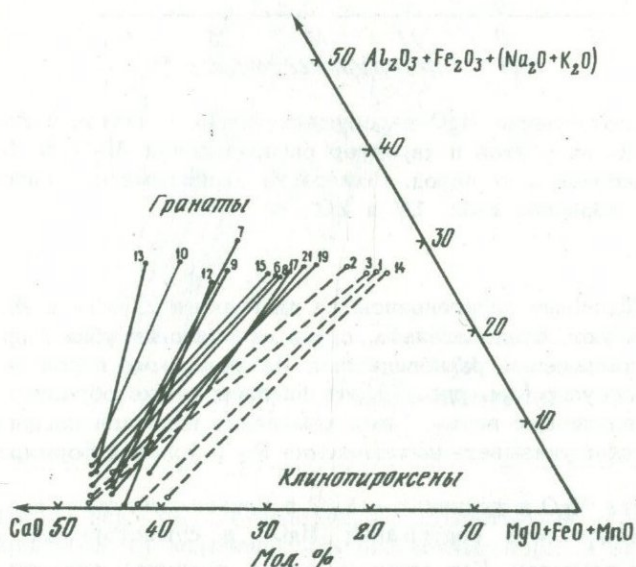


Рис. 12. АСФ-диаграмма распределения минералов эклогитов из кимберлитов трубки Мир. Сплошные линии связывают сосуществующие гранаты и клинопироксены магнезиально-железистых эклогитов, штриховые – гранаты и клинопироксены магнезиальных эклогитов. Номера фигуративных точек граната соответствуют номерам образцов табл. 19

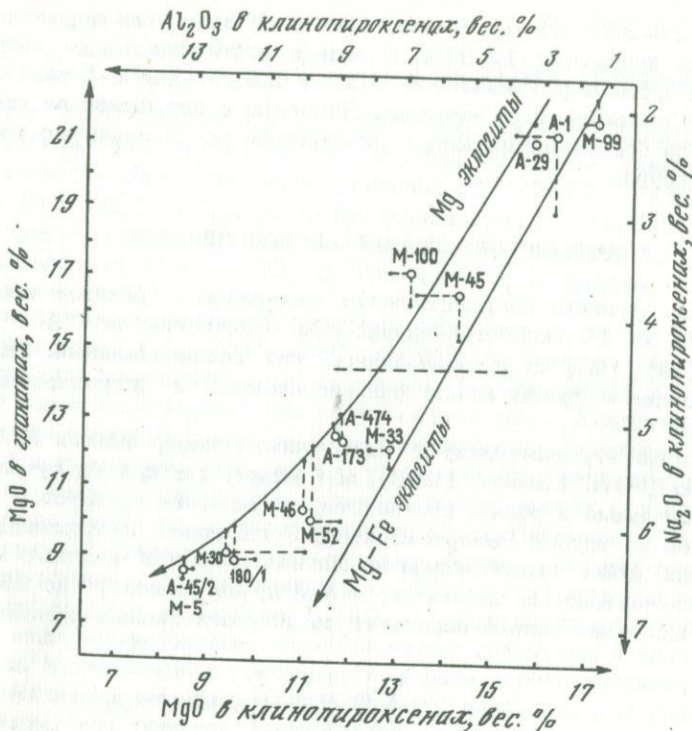


Рис. 13. Соотношение MgO в сосуществующих гранатах и клинопироксенах из эклогитов и характер распределения  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  в клинопироксенах этих пород. Номера на диаграмме соответствуют номерам образцов табл. 19 и 20

эклогитов. Подобные парагенезисы на диаграмме К. Аоки и Ж. Куширо не фигурируют, следовательно, среди эклогитов трубки Мир имеются более кальциевые разновидности. На диаграмме пироп - альмандин - гроссуляр (см. рис. 7) эти анализы также образуют обособленную кальциевую ветвь. Само изменение наклонов соединительных линий может указывать на изменение P-T-условий формирования эклогитов.

На графике MgO в гранатах - MgO в клинопироксенах (рис. 13) показана зависимость содержания MgO в существующих клинопироксенах и гранатах. Как видно из этого графика, содержание MgO закономерно убывает в сосуществующих клинопироксенах и гранатах от магнезиальных эклогитов к магнезиально-железистым. Содержания  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  увеличиваются с уменьшением содержания MgO.

Отношение  $Mg/(Mg + Ca)$  в гранатах и клинопироксенах вычислено для 14 эклогитов (восемь из них содержат алмазы), двух магнезиальных гипербазитов и одного ильменитового гипербазита (рис. 14).

Это отношение повышается от эклогитов с алмазами, гранаты которых обогащены кальцием, через эклогиты более железистого состава из группы магнезиально-железистых эклогитов до минералов из эклогитов магнезиального состава, в число которых входят и эклогиты с ортопироксеном. Характер отношения  $Mg/(Mg + Ca)$  в гранатах и клинопироксенах из магнезиальных гипербазитов соответствует таковому для магнезиальных эклогитов. Отношение  $Mg/(Mg + Ca)$  в клинопироксене из ильменитового гипербазита значительно выше, чем для всех рассмотренных пород. Одновременно гранат из этой породы по соотношению  $Mg/(Mg + Ca)$  близок гранатам магнезиальных гипербазитов. Наклон соединительной линии (гранат - клинопироксен) соответствует эклогитам, содержащим алмазы. По данным К. Аоки и Ж. Куширо (Aoki, Kushiro, 1968), отношение  $MgO/(Mg+Ca)$  в гранатах, сосуществующих с клинопироксенами, богатыми диопсидом, а также с ортопироксеном, богатым энстатитом, увеличивается с повышением давления (при  $T = \text{const}$ ) от 0,81 при 18 кбар до 0,88 при 71 кбар ( $T=1400^{\circ}\text{C}$ ).

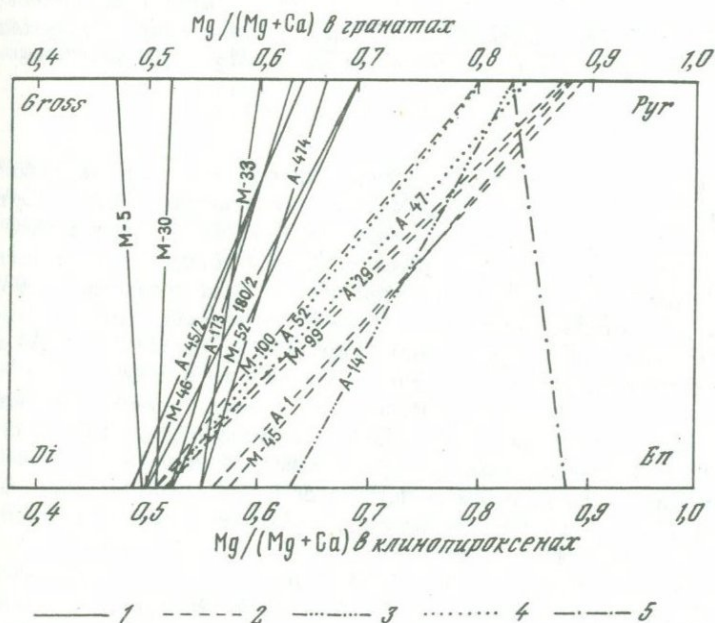


Рис. 14.  $Mg/(Mg + Ca)$  отношение в сосуществующих гранатах и клинопироксенах из включений ультраосновных пород и эклогитов трубки Мир

1 - магнезиально-железистые эклогиты; 2 - магнезиальные эклогиты; 3 - ильменитовые гипербазиты; 4 - магнезиальные гипербазиты; 5 - эклогит Салт-Лейк (Йодер, Тилли, 1965)

Номера на диаграмме соответствуют номерам образцов табл. 15-17, 19, 20

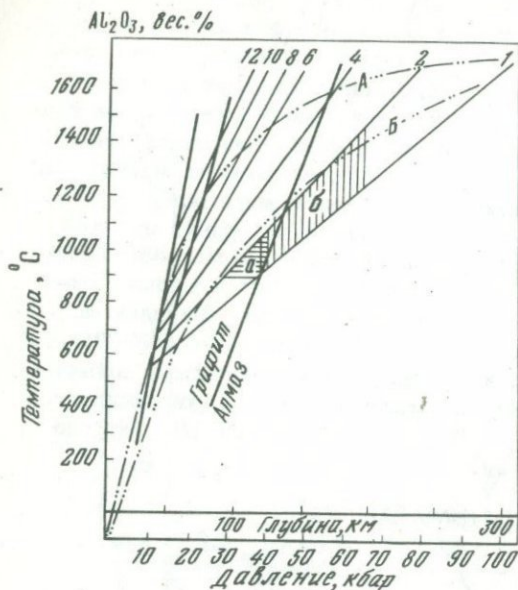


Рис. 15. Соотношение фазовых равновесий в сочетании с геотермами океанических областей (А) и докембрийских шитов (Б). По Ф.Р. Бойду и И.Д. Мак-Грегору (1968)

Штриховкой показана область существования ультраосновных пород: а - магнезиальных гипербазитов, б - ильменитовых гипербазитов (ксенолиты из трубки Мир)

Цифры над прямыми обозначают содержание  $Al_2O_3$  (в вес.%) в энстатите

Температура кристаллизации клинопироксена из ильменитового гипербазита по отношению  $Mg/(Mg+Ca)$  оценивается в  $1250^{\circ}C$ ; давление, соответствующее отношению  $Mg/(Mg+Ca)$  в гранате этой породы, равному 0,82, определяется в 25–30 кбар, т.е. термодинамические параметры образования этой породы приближаются к теоретически рассчитанной области стабильности алмаза. Следует заметить, что расчеты К.Аоки и Ж.Куширо (Aoki, Kushiro, 1968) в данном случае использовать нельзя, так как их эксперименты проводились при  $T = 1400^{\circ}C$ . Используя состав клинопироксена, температуру кристаллизации ильменитового гиперстена можно оценить в  $1250^{\circ}C$ . По данной температуре и глиноземистости энстатита из этой же породы по диаграмме Ф.Р.Бойда и И.Д.Мак-Грегора (1968) определяется точка - состав породы, что соответствует давлению 45–50 кбар (рис. 15).

Уменьшение отношения  $Mg/(Mg+Ca)$  от 0,89–0,80 в гранатах из магнезиальных эклогитов до 0,60–0,47 в эклогитах с алмазами и Са-гранатом, сопровождается, вероятно, увеличением температуры по сравнению с более железистыми породами.

#### МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В РАЙОНЕ ТРУБКИ МИР

Наиболее полно теоретическая модель верхней мантии Земли разработана А.Э. Рингвудом, И.Д.Мак-Грегоров и Ф.Р.Бойдом (1968). Учитывая геофизические данные о том, что под океаническими областями и континентами ниже раздела Мохоровичича вещество зем-

ных недр обладает повышенными плотностями и быстро возрастающими скоростями упругих волн (более 8–9 км/сек), эти авторы полагают, что оно состоит из ультраосновных пород. В зависимости от глубины вещество верхней мантии подразделено ими по фазовому составу. Кроме изменения фазового состава, с увеличением давления изменяется состав отдельных минералов, в частности глиноземистость орто- и клинопироксенов. Используя данные по плавлению гранатовых перидотитов из кимберлитовых трубок при высоких давлениях, А.Э.Рингвуд и Д.Х.Грин считают, что под океаническими областями самый верхний слой мантии сложен шпинелевыми перидотитами, переходящими с глубиной в пироповые перидотиты.

Отдельные вопросы применительно к строению верхней мантии в районе Сибирской платформы рассмотрены также В.С.Соболевым и Н.В.Соболевым (1964).

Базируясь на фактическом материале большого числа изученных включений из трубки Мир и теоретических предпосылках А.Э.Рингвуда и Д.Х.Грина, можно более детально моделировать вертикальный разрез до более глубоких горизонтов, чем уровни распространения гранатовых перидотитов.

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Учитывая фазовый состав, химизм и особенности отдельных минералов, глубинные ксенолиты из трубки Мир можно распределить по термодинамическим уровням земных недр. К наиболее высокому уровням верхней мантии относятся магнезиальные гипербазиты (гипербазитовый слой), сопоставимые с зонами шпинелевых и гранатовых перидотитов по А.Э.Рингвуду, И.Д.Мак-Грегору и Ф.Р.Бойду (1968). К более глубинным образованиям, чем гранатовые перидотиты, относятся ильменитовые гипербазиты, в основном их гранатовые разности.

Зона магнезиальных гипербазитов по минеральному составу подразделена на три подзоны. К верхней относятся шпинелевые гипербазиты. Ниже этой подзоны расположены шпинель-гранатовые гипербазиты, которые с глубиной сменяются существенно гранатовыми гипербазитами. Судя по приведенным минеральным ассоциациям (табл. 22), зона магнезиальных гипербазитов (гипербазитовый слой) имеет гетерогенное строение. Преобладающими ассоциациями двух верхних подзон являются шпинелевые и шпинель-гранатовые дуниты и гарцбургиты. Шпинель по составу относится к хромшпинелидам, оливин является высокомагнезиальным (Fa-4–8%) и относится к форстериту. Ромбические пироксены относятся к ма-логлиноземистым энстатитам ( $Al_2O_3$  – 0,47–0,80 вес.%). Этим ромбические пироксены существенно отличаются от шпинелевых гипербазитов океанических областей, породы которых содержат более высокоглиноземистые пироксены ( $Al_2O_3$  – 5–7 вес.%).

Подзона гранатовых гипербазитов представлена преимущественно гранатовыми лерцолитами с подчиненным количеством гранатовых

Петрографическая зональность ультраосновных пород верхней мантии в районе кимберлитовой трубки Мир

Зона	Подзона гипербазитов	Минеральная ассоциация
Магнезиальные гипербазиты (гипербазитовый слой)	Шпинелевые	Ol + Sp
		<u>Ol + En + Sp</u>
		<u>Ol + En + Di + Sp</u>
		Ol + Di + Ph
	Шпинель-гранатовые	Ol + Sp + Ga
		<u>Ol + En + Sp + Gr</u>
	Гранатовые	<u>Ol + En + Di + Sp + Gr + (Ph)</u>
		En + Di + Sp + Gr
		Ol + Gr
		Ol + Gr + (En + Di)
<u>Ol + En + Di + Gr</u>		
<u>Ol + Di + Gr + Ph</u>		
Ильменитовые гипербазиты	Гранат-ильменитовые гипербазиты	<u>En + Di + Gr</u>
		<u>En + (Di + Gr)</u>
		En + (Di + Gr + Ph)
		<u>Ol + Gr + Ilm</u>
		<u>Ol + Gr + Di + Ilm + (En)*</u>
		Gr + Di + Ilm
		Gr + Di + Ilm + Ol
		Gr + Ilm + Ph

Примечания: 1. Преобладающие ассоциации в подзонах подчеркнуты. 2. Ассоциация, отмеченная звездочкой \*, содержит алмазы. 3. Минералы в скобках имеют резко подчиненное значение.

дунитов и гранатовых пироксенитов. Гранаты этих пород характеризуются высоким содержанием пиропового компонента и часто высокохромистые ( $Cr_2O_3$  иногда достигает 5-6%). Оливины по составу соответствуют оливинам из верхних подзон; ромбические пироксены являются малоглиноземистыми энстатитами, содержащими 0,6-1,8%  $Al_2O_3$ ; клинопироксены относятся к малоглиноземистым диопсидам и хромдиопсидам, содержащим уреитовый компонент. Иногда с гранатовыми гипербазитами связан первичный флогопит. Кроме того, к подзонам шпинель-гранатовых и гранатовых гипербазитов мы относим магнезиальные эклогиты и некоторые безгранатовые ильменито-

вые гипербазиты — ильменитовые и флогопит-ильменитовые оливиниты, так как последние имеют пространственную связь с гранатовыми гипербазитами. По отношению  $Mg/(Mg+Ca)$  и по глиноземистости ортопироксенов термодинамические параметры этой зоны составляют  $T=850-1000^{\circ}C$  и  $P=32-40$  кбар.

Зона ильменитовых гипербазитов располагается ниже слоя (зоны) магнезиальных гипербазитов. Ильменитовые гипербазиты — это высокотитанистые породы, в составе которых кроме граната клинопироксенов, ортопироксенов и оливина значительная роль принадлежит пикроильмениту.

По высокому отношению  $Mg/(Mg+Ca)$  в составе клинопироксенов из гранат-ильменитовых гипербазитов при сравнительно низкой глиноземистости орто- и клинопироксенов, а также по присутствию алмазов в некоторых включениях существование гранат-ильменитовых гипербазитов может соответствовать условиям:  $T=1000-1250^{\circ}C$  и  $P$  — более 50 кбар, т.е. глубинам 150–200 км. Значительные количества титанистого граната и ильменита в составе этих пород легко объясняют быстрое увеличение плотностей мантийного субстрата.

#### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Химический состав модели верхней мантии вычислен на основании средних составов для каждой подзоны, пересчитанных на 100%, без учета воды и  $CO_2$  (табл. 23).

Гипербазитовый слой. Подзона шпинелевых гипербазитов характеризуется наиболее высоким содержанием  $MgO$  (45%) и минимальным количеством  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  и щелочей по сравнению с составом шпинель-гранатовых и гранатовых подзон. Преобладающими породами этой подзоны являются дуниты с высокой магнезиальностью ( $MgO$  до 46,16%). Они отличаются от железисто-магнезиальных дунитов и дунитов среднего состава корового происхождения в основном по содержанию железа (табл. 24).

Подзона шпинель-гранатовых гипербазитов характеризуется повышенным содержанием кремнезема (47,07%), глинозема (2,20%) и извести (2,07%), пониженным содержанием магния ( $MgO$  39,63%) по сравнению со шпинелевыми гипербазитами.

Подзона гранатовых гипербазитов имеет свои особенности состава. Здесь уменьшается содержание  $SiO_2$  (до 45,48%) и  $MgO$  (до 38,54%), одновременно возрастает содержание  $Al_2O_3$  (до 3,54%),  $CaO$  (до 2,21%) и  $Na_2O$  (до 0,21%).

Средний химический состав зоны магнезиальных гипербазитов (гипербазитового слоя) вычислен из 72 химических анализов (табл. 25) по следующей пропорции: лерцолиты 80%, гарцбургиты 10%, дуниты 5%, вебстериты 3% и энстатиты 2%.

Для сравнения среднего химического состава гипербазитового слоя приводится состав модели пиrolита (см. табл. 25). Сравни-

Таблица 23

Химический состав геотермических подзон верхней мантии в районе трубки Мир (в вес. %)

Компо- ненты	Гипербазиты			
	шпинелевые	шпинель- гранатовые	гранатовые	ильмени- товые
SiO <sub>2</sub>	44,67	47,07	45,48	37,84
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,08	0,08	8,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,22	2,20	3,54	1,93
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21	0,42	0,32	0,16
FeO	6,86	7,55	7,44	15,67
MnO	0,12	0,14	0,12	0,14
NiO	0,23	0,17	0,18	0,12
CoO	0,009	0,017	0,015	0,012
MgO	45,00	39,63	38,54	32,39
CaO	0,78	2,07	2,21	1,70
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,14	0,21	0,35
K <sub>2</sub> O	0,09	0,12	0,12	0,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,06	0,05	0,07
SO <sub>3</sub>	0,10	0,06	0,08	0,22
Si	20,87	22,00	21,52	17,66
Ti	0,05	0,05	0,05	5,09
Al	0,64	1,15	1,86	1,02
Cr	0,14	0,28	0,21	0,11
Fe	5,36	5,89	5,81	12,18
Mn	0,09	0,10	0,09	0,10
Ni	0,18	0,13	0,14	0,09
Co	0,007	0,013	0,012	0,009
Mg	27,10	23,86	23,19	19,45
Ca	0,55	1,48	1,58	1,21
Na	0,07	0,10	0,15	0,26
K	0,07	0,10	0,10	0,20
P	0,02	0,02	0,02	0,03
S	0,04	0,02	0,03	0,09

ваемые составы довольно близки, но модели пиролита богаче титаном в 8 раз, никелем – в 2 раза, натрием – в 3 раза и калием – почти в 2 раза. Средний химический состав гипербазитового слоя района трубки Мир в общем близок среднему химическому составу ультраосновных пород из Южной Танзании (Carswell, Dawson, 1970).

Как видно из табл. 25, ильменитовые гипербазиты резко отличаются от состава зоны магнезиальных гипербазитов высоким содер-

Таблица 24

Химический состав дунитов (в вес.%)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	43,63	43,24	43,91	43,33	40,96	40,63
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,07	0,08	0,08	0,07	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,05	1,19	1,53	1,38	0,60	0,85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,22	0,23	0,21	0,03	0,29
FeO	7,63	7,65	7,72	7,69	11,02	12,67
MnO	0,12	0,11	0,12	0,12	0,13	0,19
NiO	0,24	0,24	0,24	0,24	0,30	0,025
CoO	0,06	0,011	0,01	0,012	0,01	0,025
MgO	46,16	46,36	45,09	45,57	45,93	42,94
CaO	0,39	0,48	0,66	0,43	0,17	0,97
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,09	0,11	0,09	0,08	0,77
K <sub>2</sub> O	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04
SO <sub>3</sub>	0,10	0,06	0,08	0,07		0,02
Сумма	99,87	99,86	99,92	99,37	99,44	99,50
Si	20,39	20,21	20,52	20,25	19,14	19,00
Ti	0,08	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05
Al	0,55	0,63	0,81	0,73	0,32	0,85
Cr	0,11	0,15	0,15	0,15	0,02	0,20
Fe	5,93	5,94	6,00	5,97	8,56	9,85
Mn	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,15
Ni	0,19	0,19	0,19	0,19	0,23	0,02
Co	0,04	0,08	0,08	0,08	0,08	0,02
Mg	27,84	27,86	27,19	27,48	27,70	25,90
Ca	0,28	0,34	0,47	0,31	0,12	0,70
Na	0,04	0,06	0,08	0,06	0,06	0,57
K	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,03
P	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,017
S	0,04	0,02	0,03	0,03		0,01

1 - шпинелевые дуниты (среднее из 5 анализов); 2 - шпинель-гранатовые дуниты (среднее из 11 анализов); 3 - гранатовые дуниты (среднее из 10 анализов); 4 - шпинелевые, шпинель-гранатовые и гранатовые дуниты (среднее из 26 анализов); 5 - железисто-магнезиальный дунит (один анализ); 6 - средний состав дунита, по А.П. Виноградову (1969).

Химические составы дунитов пересчитаны на 100% без учета воды и CO<sub>2</sub>.

Таблица 25  
Химический состав ультраосновных пород

Компо- ненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	43,33	45,47	45,10	50,16
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,12	0,06	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,38	1,37	3,37	4,31
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21	0,24	0,33	0,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,15	1,66	1,80	3,39
FeO	6,68	5,94	6,37	4,29
FeO <sub>общ</sub>	7,69	7,45	8,09	7,37
Mn	0,12	0,11	0,12	0,20
NiO	0,24	0,19	0,20	0,08
CoO	0,012	0,017	0,01	0,01
MgO	45,57	42,90	38,90	24,66
CaO	0,43	0,92	2,16	11,32
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,13	0,24	0,39
K <sub>2</sub> O	0,09	0,10	0,13	0,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,03	0,05	0,07
SO <sub>3</sub>	0,07	0,08	0,17	0,08
Сумма	99,50	99,28	98,91	99,91
Si	20,55	21,24	21,07	23,41
Ti	0,05	0,07	0,04	0,13
Al	0,73	0,73	1,77	2,28
Cr	0,15	0,16	0,22	0,35
Fe <sup>2+</sup>	5,97	5,82	6,32	5,75
Mn	0,09	0,08	0,09	0,15
Ni	0,19	0,15	0,15	0,06
Co	0,08	0,09	0,08	0,08
Mg	27,48	25,30	23,49	14,82
Ca	0,31	0,65	1,54	8,08
Na	0,07	0,07	0,10	0,16
K	0,07	0,08	0,10	0,17
P	0,02	0,01	0,02	0,03
S	0,03	0,03	0,03	0,03

1 - дуниты (среднее из 26 анализов); 2 - гарцбургиты (среднее из 7 анализов); 3 - лерцолиты (среднее из 20 анализов); 4 - вебстериты (среднее из 7 анализов); 5 - эстатититы (среднее из 12 анализов); 6 - средний состав магнезиальных гипербазитов

- ксенолитов из грукки Мир (в вес.%)

	5	6	7	8	9
	52,21	44,70	37,84	46,53	43,06
	0,15	0,07	8,50	0,33	0,58
	3,66	2,99	1,93	1,84	3,99
	0,66	0,33	0,16	0,38	0,42
	4,06	1,91	5,58	-	1,66
	4,16	6,33	10,60	-	6,66
	8,03	8,06	15,67	6,70	8,17
	0,16	0,12	0,14	0,11	0,13
	0,11	0,20	0,12	-	0,39
	0,014	0,02	0,012	-	0,02
	32,65	39,17	32,39	41,98	39,32
	1,65	2,82	1,70	2,10	2,65
	0,15	0,22	0,35	0,24	0,61
	0,11	0,12	0,24	-	0,22
	0,05	0,05	0,07	-	0,08
	0,15	0,07	0,22	-	
	99,95	99,12	99,85	100,21	99,79
	24,39	20,88	17,66	21,72	20,12
	0,09	0,04	5,09	0,20	0,34
	1,88	1,58	1,02	0,96	2,11
	0,45	0,22	0,11	0,26	0,29
	6,27	6,30	12,18	5,24	6,38
	0,12	0,09	0,10	0,08	0,10
	0,08	0,15	0,09	-	0,22
	0,01	0,015	0,009	-	0,015
	19,63	23,55	19,45	25,24	23,68
	1,19	2,01	1,21	1,50	1,89
	0,08	0,09	0,26	-	0,17
	0,09	0,10	0,20	-	0,18
	0,02	0,02	0,03	-	0,03
	0,06	0,03	0,09	-	

(среднее из 72 анализов); 7 - ильменитовые гипербазиты (среднее из 7 анализов); 8 - гипербазиты из Южной Танзании (среднее из 9 анализов; Carswell, Dawson, 1970); 9 - модель пиролита (Рингвуд и др., 1968).

жанием железа (более чем в 2 раза), титана (в среднем до 8,5%  $TiO_2$ ) и щелочей. Одновременно эти образования беднее кремнием и магнием ( $SiO_2 = 37,84\%$  и  $MgO = 32,39\%$ ).

Рассматривая вещественный состав модели верхней мантии, необходимо остановиться на экспериментальных исследованиях порообразующих силикатов оливина и ортопироксена — в условиях высоких давлений. С увеличением давления (более 60 кбар) в оливинах и ромбических пироксенах увеличиваются упругие свойства, но это увеличение не может быть сопоставимо с более высоким увеличением плотностей в верхней мантии, установленным по данным геофизики. Это несоответствие может быть легко устранимо, если рассматривать изменение вещества верхней мантии не только в результате фазовых превращений (например, переход оливина в фазу со шпинелевой структурой), но и из-за изменения химического состава, т.е. увеличения в составе вещества верхней мантии таких элементов, как титан.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ИЗ БАЗАЛЬТОВ  
БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ| КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Ультраосновные включения в базальтах Восточной Сибири впервые были отмечены И.В. Беловым (1960) в долине р. Бартой (левый приток р. Дархинтуй, бассейн р. Джиды). В настоящее время на этой обширной территории известно несколько районов развития молодых базальтов, несущих ультраосновные включения.

В Забайкалье, как и в других районах развития базальтов, ультраосновные включения находятся в ассоциации с породами повышенной щелочности. Бартоийские шлаки и лавы, как это было показано И.В. Беловым (1958, 1963), относятся к типичным породам щелочно-известковой серии (табл. 26). Для хорошо раскристаллизованных лав бартоийских вулканов характерна ассоциация щелочного полевого шпата (анортоклаза) с плаггиоклазом и титанистым авгитом. В этих породах значительная часть оливина является несомненно ксенокристаллами, о чем свидетельствуют неправильная форма вкрапленников и показатели преломления  $n_g = 1,688-1,700$ ,  $n_p = 1,644-1,645$ .

На обширном Витимском плато базальтов, в большей своей части сложенном в основном нормальными покровными базальтами, к настоящему времени обнаружено свыше десятка вулканов различной степени сохранности. Лавы этих вулканов имеют повышенную щелочность (табл. 27). От подстилающих покровных базальтов они отделены значительным временным разрывом, на что указывает наличие в покровных базальтах глубоко (до 50 м) врезанных долин, залитых щелочными лавами поздних вулканов.

В качестве примера рассмотрим вулкан Кандидушка, который хорошо вскрыт и легко доступен (86-й километр шоссе Романовка-Багдарин). Среди шлаков и в лавах потоков (двух или более) широко распространены включения лерцолитового состава. Всего здесь было обследовано свыше 1200 включений, из которых лишь три оказались представленными гардбургитом, а один — клинопироксенитом.

Породы вулканической постройки образованы главным образом шлаками, среди которых нередки вулканические бомбы различной формы. Местами шлаки сильно окислены и окрашены в яркие желтые и красно-бурые тона. Шлаки очень пузыристые, новообразований в порах не наблюдается. В породе присутствуют вкраплен-

Таблица 26

Химический состав базальтов, вмещающих

Оксиды	11-69	17-69	19-69	24-69	25-69	2а	26а
SiO <sub>2</sub>	44,46	44,28	45,06	44,39	49,38	44,90	44,22
TiO <sub>2</sub>	3,23	3,41	2,69	3,35	2,80	3,12	3,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,15	15,21	14,60	13,21	14,89	12,64	10,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,83	4,96	3,68	4,00	3,04	5,04	11,0
FeO	9,77	8,76	9,05	9,99	8,19	9,83	5,67
MnO	0,17	0,17	0,19	0,18	0,16	0,16	0,16
MgO	8,30	7,75	10,03	8,68	7,58	8,26	10,89
CaO	8,30	7,75	10,03	8,68	7,58	8,26	10,89
Na <sub>2</sub> O	4,00	4,0	3,68	3,06	3,50	4,86	5,18
K <sub>2</sub> O	1,91	2,0	1,77	2,33	1,58	2,84	1,33
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,18	0,06	0,46	0,18	0,16	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Нет	0,10	Нет	1,40	Нет	Нет	0,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,57	0,59	0,50	0,57	0,37	0,78	0,79
Сумма	100,26	99,95	100,65	99,99	100,45	100,53	100,43

11-69, 17-69 - трахибазальт, Удоканский хребет, верховье р. Чукчуду; 19-69 - трахибазальт, Удоканский хребет, верховье р. Ингамакит; 24-69, 25-69 - трахибазальт, Витимское плато, р. Большой Амалат, аналитик Т.А. Лахно; 2а - черный шлак; 26а - красно-бурый шлак; 104 - темно-бурый шлак с круп-

ники магнезиального оливина, форма их неправильная. Вкрапленники располагаются в породе крайне неравномерно. В шлифах шлак имеет стекловатую структуру, стекло полупрозрачное, содержит многочисленные пылевидные включения.

Потоки лавы установлены в западном и северо-западном секторах от шлаковой постройки вулкана. Внешне порода имеет облик стекловатого базальта. Преобладают слабопористые разновидности с хорошо развитой полигональной отдельностью; характерно присутствие вкрапленников оливина, порфиновые выделения плагиоклаза чаще немногочисленны, трахитоидность не заметна. Микроскопически наряду с оливином видна обильная вкрапленность титанавгита (15-35%); рудного минерала немного (3-5%). В тех случаях, когда имеются относительно крупные (2-5 мм) фенокристаллы плагиоклаза (40-45% Ап), видно, что они образовались позже титанавгита. Основная масса представлена буроватым с сиреневым оттенком стеклом с показателем преломления 1,548-1,552 ( $\pm 0,002$ ), что соответствует содержанию около 55% кремнекислоты. По структуре и составу (см. табл. 26) породы близки к лимбургиту.

Как показали исследования последних лет, в Удоканском хребте покровы базальтов занимают площадь свыше 2000 км<sup>2</sup> (Солоненко и др., 1966). Обнаружены здесь также базальты с ультраосновными включениями. По данным М.Г. Демьяновича (устное сообщение),

ультраосновные включения (в вес.%)

104	164	169	133	236	237	238	239
43,78	42,94	45,94	49,94	44,16	45,76	44,68	46,08
3,0	3,08	3,17	1,99	2,18	2,59	2,77	2,28
12,72	10,01	14,60	19,89	15,34	15,76	15,50	15,27
14,0	8,56	5,90	1,75	4,62	3,59	2,17	6,58
0,28	9,91	8,87	5,83	7,84	9,31	9,40	5,82
0,15	0,17	0,16	0,11	0,16	0,17	0,16	0,17
7,96	8,97	3,63	1,96	8,57	7,22	8,96	8,65
8,24	8,52	7,53	4,06	8,45	7,31	7,82	8,39
4,59	3,60	6,22	8,22	4,52	4,37	4,13	4,48
3,14	2,37	3,48	5,24	1,20	2,09	1,53	1,05
0,16	0,42	0,18	0,24	-	-	-	-
0,50	1,14	Нет	Нет	1,88	1,15	1,62	0,68
0,87	0,84	0,65	0,66	0,33	0,54	0,42	0,29
99,23	100,11	100,15	99,65	99,22	99,86	99,16	99,74

ным кристаллом авгита; 164 - плотный трахибазальт, из потока; 169, 133 - щелочное стекло с кристаллами титанавгита, из потока, вулкан Кандидушка, Витимское плато, аналитик Л.В. Комарова; 236-239 - лимбургитовые базанитоиды, по И.В. Белову (1963), вулкан Бартой, аналитики Т.А. Лахно и В.С. Лебедева.

тело вмещающих базальтов в верховье р. Чукчуду (приток р. Калар) сечет под углами 35-50° горизонтально залегающий покров базальтов и, вероятно, образовалось на месте выходящего канала. Базальты преимущественно плотные, темно-серые. Структура порфириовидная, основная масса тонкозернистая. Порфириовые вкрапленники представлены плагиоклазом (андезин № 52-62) и оливином,  $2V_{Np} = 84-87^\circ$ . Форма вкрапленников неправильная, изредка в шлифах наблюдаются иррационально сдвойникованные выделения, аналогичные оливину в ультраосновных включениях.

Второй выход аналогичных базальтов установлен в верховьях р. Верхний Ингамакит. Здесь базальт образует дайкообразное тело в покровных базальтах. Крупных ультраосновных включений здесь встречено не было. Оливин во вкрапленниках свежий, светлого желтовато-зеленого цвета. В шлифах, по периферии вкрапленников, заметна тонкая (менее 0,01 мм) каемка зеленовато-бурой окраски, причем часто она не захватывает весь периметр. Это относится как к вкрапленникам неправильной формы, из которых примерно каждый третий имеет в очертаниях вогнутый элемент различной кривизны, так и к зернам с характерной для оливина формой. Правильно ограниченные зерна имеют в среднем меньший размер. Для оливина обеих разновидностей вкрапленников характерна ясная отдельность по (010); нет заметных различий и в их оптических

Таблица 27

## Петрохимические характеристики

№ пробы	a	c	b	s	f'	m'	ct	n	Q	t	φ
11-69	11,6	4,4	33,4	50,6	38	42	20	77	-26	5,4	9,8
17-69	11,6	4,2	31,8	52,4	40	41	20	76	-23	5,5	13,1
19-69	10,3	4,2	34,4	51,1	33	47	20	76	-23	4,3	8,7
24-69	9,9	3,7	34,1	52,3	38	42	20	68	-19	5,5	9,8
25-69	9,7	4,8	28,6	56,9	36	44	20	76	-10	4,1	8,8
2а	13,9	1,0	34,4	50,7	38	38	24	72	-27	4,9	12,7
26а	14,1	0,3	30,4	55,2	32	63	28	85	-18	4,9	32,1
104	14,3	1,2	33,3	51,2	36	40	24	69	-27	5,0	35,3
164	10,8	1,0	39,3	48,9	41	37	23	70	-25	5,1	17,9
169	17,4	0,4	31,1	51,1	56	18	26	73	-33	5,0	15,1
133	25,5	0,5	15,9	58,1	47	21	32	70	-35	2,9	12,0
236	11,7	4,5	31,8	52,0	36	45	19	85	-24	3,0	-
237	12,7	4,2	31,3	51,8	52	36	14	72	-26	4,2	-
238	11,3	3,6	31,1	54,0	35	50	15	80	-18	4,1	-
239	11,2	4,4	31,0	53,4	35	46	19	86	-20	3,0	-
Сред- нее	13,1	2,8	31,5	52,6	40	41	22	79	-24	4,5	15,9

свойствах:  $2V = 86-88^\circ$ ,  $n_g = 1,700-710$ ;  $n_D = 1,662-1,667$ , что отвечает содержанию в оливине 15-20% фаялитовой молекулы, по данным рентгеноструктурного анализа (табл. 29), состав оливина примерно тот же, т.е. по составу он аналогичен оливину вкрапленников в базальтах с р. Чукчуду. В оливине наблюдаются мелкие (менее 0,1 мм) включения опокоподобного вещества, преимущественно изометричной формы; другие включения крайне редки. Весьма необычно наличие в крупных вкрапленниках оливина отчетливо проявленного перлитового ядра (Волянюк, 1972). Этот вопрос будет подробнее рассмотрен при описании ксенокристаллов.

Известны случаи, когда внутри вкрапленников оливина в базальтах и долеритах существует сферическая зона идингсита, что позволяет некоторым исследователям считать процесс идингситизации оливинотермостепературным. Вероятно, одной из причин возникновения подобных зон в оливине являлось образование перлитовых трещин - трещины в минералах независимо от того, открытые они или нет, часто определяют возникновение в постмагматическую стадию новых фаз.

На основании полевых наблюдений условий залегания ультраосновных включений в базальтах восьми районов, из которых шесть представлены вулканическими постройками и связанными с ними лавовыми потоками, можно сделать следующие выводы:

1. Проведенная оценка количественного соотношения на примере витимских покровных щелочно-известковых базальтов с поздними

известково-щелочными базальтами, несущими ультраосновные включения, показала, что новейшие базальтовые вулканы имеют примерно в 18-25 раз меньший объем.

2. Залегание ультраосновных включений в потоках весьма неравномерное, чаще они встречаются в нижних частях потоков.

3. В потоках достаточно четко проявлена пространственная совместность ультраосновных включений с крупными мегакристаллами, родственными (гомеогенными) кристаллам моноклинного пироксена.

4. Вторым спутником лерцолитовых включений являются крупные кристаллы щелочного полевого шпата (анортотлаза). Они обычно присутствуют в рыхлых и пористых вулканических выбросах; в потоках на некотором удалении от центра излияния мегакристаллы анортотлаза встречаются крайне редко, что и следовало ожидать, учитывая их слабую устойчивость в базальтовом расплаве в условиях лавового потока.

5. Различий в минеральном составе включений в породах вулканической постройки и потоков не обнаружено; одинаковы размеры и характер реакционных каемок энстатита с вмещающей породой. В отношении внешней картины вторичных изменений наблюдается следующее. Минералы включений в лавах и особенно в бомбах чаще в той или иной мере окислены, причем наиболее резко это проявилось у оливина. Включения в лавах (в обнажениях не было встречено включений в верхних закаленных корках потоков) изменены главным образом процессами гипергенеза, чему, в частности, способствуют пористость и обильная трещиноватость вмещающих пород; легко проницаемы также и сами включения.

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ, МИНЕРАЛОГИЯ И ХИМИЗМ ВКЛЮЧЕНИЙ

В указанных местах сбора каменного материала среди включений ультраосновного состава количественно резко преобладают лерцолиты<sup>1</sup>. Так, в базальтоидах р.Бартой (Кутолин, Фролова, 1972) около 80% включений приходится на лерцолиты (без учета гомогенных образований — полевошпатсодержащих пород, кристаллов авгита и щелочного полевого шпата).

Структура лерцолитов варьирует от полигональнозернистой до гипидиоморфнозернистой (рис. 16), причем эти переходы можно наблюдать в одном образце и даже шлифе.

Под микроскопом в наиболее свежих образцах силикатные минералы лишены каких-либо включений. Это относится также к зонам

<sup>1</sup> Вопрос о количественном соотношении перидотитов в свете проблемы состава верхней мантии имеет принципиально важное значение, поэтому он будет рассмотрен при обсуждении генезиса включений.

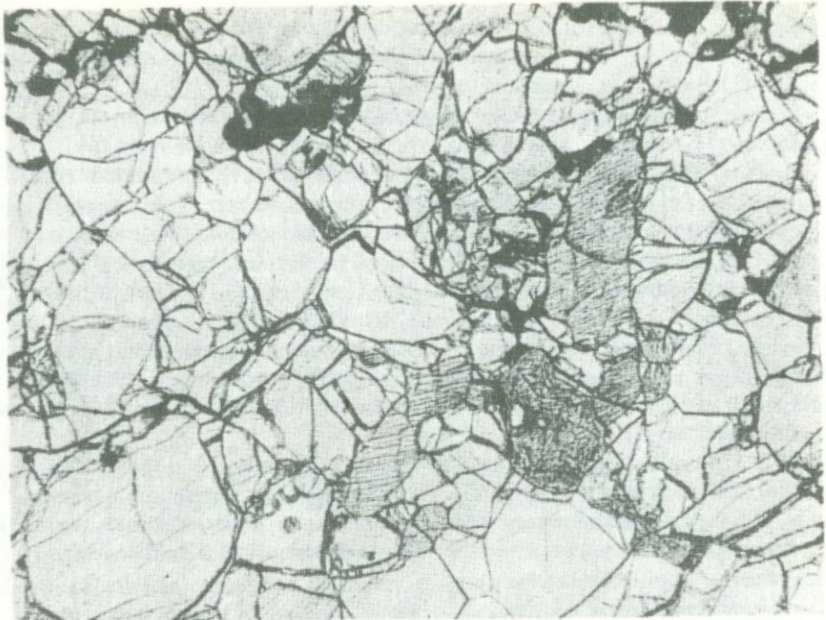


Рис. 16. Лерцолит гипидиоморфнозернистой структуры, грануляция оливина развита слабо. Включение из базальта, верховье р. Чукчуду, Удоканский хребет. Шлиф без анализатора, увел. 12

двойниковых дислокаций в оливине, которые выявляются лишь при включенном анализаторе. Необходимо отметить, что плоскости иррационального двойничкования не оказывали какого-либо влияния на развитие и ориентировку в зернах оливина многочисленных трещин. Вероятно, формирование двойников происходило в условиях очень высокого общего (гидростатического) давления. Зерна оливина лишены естественной огранки и, как правило, имеют хорошо выраженную отдельность по (010). Во всех без исключения образцах наблюдались иррациональные двойники.

Оливин по данным химического анализа (табл. 28) относится к форстериту с содержанием фаялита около 10%, что согласуется с результатами рентгеноструктурного анализа (табл. 29). Оптические свойства оливина укладываются в стандартные диаграммы:  $2V_{Ng} = 87,5^\circ$  (среднее из 18 замеров),  $n_g = 1,684-1,686$ ;  $n_p = 1,645-1,652$ . Данные по удельному весу оказались несколько завышенными по сравнению с прямыми на диаграммах Дж.Кеннеди (Kennedy, 1947) и Ф.Блосса (Bloss, 1952<sup>1</sup>). Удельный вес оли-

<sup>1</sup> Диаграмма Дж. Кеннеди приведена в "Таблицах" В.Е. Трёгера (1958), а Ф.Блосса - в "Породообразующих минералах" У.Дира и др. (1965).

винов 3,36 (среднее из 8 определений). Любопытно, что наши данные оказались очень близкими с результатами определений удельного веса оливинов того же состава, выполненных Ф.Блоссом.

В исследованных оливинах установлено около 1,2%  $Fe_2O_3$ ; если учесть результаты экспериментальных исследований системы  $Fe-SiO_2$  (Bowen, Schairer, 1932), согласно которым при составе, близком  $Fe_2SiO_4$ , в жидкости присутствует 2,25%  $Fe_2O_3$ , то данные химического анализа следует признать слишком завышенными. Об этом свидетельствуют следующие косвенные данные. Известно, например, что ион  $Fe^{3+}$  является сильным хромофором. По экспериментальным данным в технических стеклах переход  $Fe_2O_3$  в  $FeO$  влечет за собой смену окраски с коричневой на зеленую (Hostetter, Roberts, 1921); исследования И.А. Островского (1956) полностью подтверждают такое заключение. Окраска оливинов в свежих, неизмененных ультраосновных нодулях очень светлая, зеленых чистых тонов. Внешний облик оливина из включений различных районов удивительно однотипный, поэтому приводимые некоторыми авторами высокие содержания (до 0,6-1%)  $Fe_2O_3$  в оливинах можно объяснить или недостаточной свежестью минерала, или погрешностью анализа.

Оливины ксенокристаллов будут описаны при рассмотрении вопроса о вторичных изменениях минералов включений.

Ромбический пироксен в неизмененных лерцолитах включений из базальтов Забайкалья, так же как и оливин, имеет очень свежий, не считая трещиноватости, "ювенильный" облик; для него характерен темно-зеленый цвет; внешне спайность проявлена слабо, но в шлифах отчетливо видна по двум направлениям: (010) и (100).

Ортопироксен исследованных образцов относится к богатой магнием разновидности, промежуточной между энстатитом и бронзитом (содержание молекулы ортоферросилита около 10%). Таким образом, по железистости пироксен и оливин идентичны. Ортопироксен имеет угол  $2V_{Ng} = 87,5^\circ$  (среднее из 8 замеров),  $n_g' = 1,675$ ,  $n_p' = 1,665$ , удельный вес - 3,28 (среднее из 8 образцов; табл. 30).

Ортопироксен лерцолитов из базальтов Забайкалья содержат довольно значительное количество алюминия (около 4,5%). Последние экспериментальные работы Ф.Бойда, А.Рингвуда и др. (Мак-Грегор, Рингвуд, 1968; Скиннер, Бойд, 1968; Бойд, Ингленд, 1968; Мак-Грегор, 1968) подтвердили связь глиноземистости ортопироксена с глубиной формирования пород.

Согласно экспериментальным исследованиям Л.Атласа (Atlas, 1952), количество кальция в ортопироксенах зависит от температуры кристаллизации.

По данным Л. Атласа, в системе  $MgSiO-CaMgSi_2O_6$  наблюдаются следующие пределы: при  $1100^\circ C$  0,115 атома кальция входят в структуру пироксена на шесть кислородов, а при  $700^\circ C$  входят 0,03 атома кальция. Насколько эта закономерность приемлема для оценки температуры кристаллизации глубинных лерцолитов, в настоящее время сказать трудно.

Таблица 28  
Химический состав

Компоненты	1-69-1	3-69-1	7а-69-1
SiO <sub>2</sub>	40,18	40,70	40,25
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,21	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,18	0,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,21	0,48	1,05
FeO	9,26	8,69	8,35
MnO	0,13	0,12	0,13
MgO	47,68	48,18	48,56
CaO	0,20	0,03	0,64
Na <sub>2</sub> O	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-
NiO	0,29	0,29	0,30
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,03	0,02
Сумма	99,36	98,91	99,68

Количество катионов в пересчете на 4 атома кислорода

Si	0,988	0,999	1,001
Ti	0,004	0,004	0,004
Al	0,005	0,005	0,005
Fe <sup>2+</sup>	0,023	0,009	0,018
Fe <sup>3+</sup>	0,184	0,178	0,171
Mn	0,003	0,003	0,003
Mg	1,764	1,799	1,775
Ca	0,005	0,001	0,017
Na	-	-	-
K	-	-	-
Ni	0,006	0,001	0,006
Cr	-	0,001	0,001

Соотношение атомов

Mg	80,5	90,3	90,4
Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3+</sup>	10,5	9,7	9,6

1-69-1 - оливин из перцолита, Западное Забайкалье, бассейн р.Джиды, Бартойская группа вулканов; 3-69-1 - то же, Витимское плато, бассейн р.Большой Амалят; 7а-69-1 - то же, Удоканский хребет, верховья р.Чукчуду; 10-19-1 - то же, Камчатка, вулкан Авачинская Сопка, северо-восточный склон Соммы, анали-

оливина (в вес.%)

10-69-1	5	6	19-69-1
41,77	41,30	40,70	39,86
0,20	Следы	Следы	0,34
0,20	-	-	0,22
0,97	1,08	2,45	1,77
7,80	8,21	7,50	14,02
0,12	0,11	0,11	0,21
47,79	48,65	49,0	42,83
0,32	0,11	-	0,38
0,29	0,10	0,07	-
-	0,28	0,29	-
0,29	-	-	0,16
0,04	-	-	0,04
99,79	99,84	100,12	99,83

Количество катионов в пересчете на 4 атома кислорода

1,023	0,013	0,994	0,010
0,003	-	-	0,007
0,006	-	-	0,007
0,018	0,019	0,045	0,034
0,160	0,168	0,153	0,299
0,003	0,002	0,002	0,005
1,755	1,722	1,785	1,625
0,017	0,003	-	0,010
-	0,005	0,003	-
-	0,018	0,018	-
0,006	-	-	0,003
0,001	-	-	-

Соотношение атомов

90,7	90,4	90,0	82,9
9,3	9,6	10,0	17,1

тик Т.А. Лажно; 5 - оливин из перцолита, хр.Хамар-Дабан, Маргасанская Сопка; 6 - то же, Витимское плато, аналитик Л.В. Комарова (Киселев, Медведев, 1969); 19-69-1 - оливин, вкрапленники в трахибазальте, Удоканский хребет, бассейн р.Верхний Ингамит, аналитик Т.А. Лажно.

Таблица 29

Состав оливина по данным рентгеноструктурного анализа

№ обр.	Параметры ячейки, Å			% Fo d 174
	a	b	c	
1-69-1	$\frac{4,756}{99}$	$\frac{10,213}{96}$	$\frac{5,994}{90}$	95
2-69-1	$\frac{4,760}{93}$	$\frac{10,208}{94}$	$\frac{6,00}{85}$	88
3-69-1	$\frac{4,756}{99}$	$\frac{10,211}{93}$	$\frac{5,999}{85}$	92
7a-69-1	$\frac{4,756}{99}$	$\frac{10,205}{95}$	$\frac{5,999}{85}$	96
12-69-1	$\frac{4,756}{99}$	$\frac{10,214}{92}$	$\frac{5,999}{86}$	93
Среднее	-	-	-	92,8
19-69-1	$\frac{4,780}{63}$	$\frac{10,234}{86}$	$\frac{6,011}{75}$	85
10-69-1	$\frac{4,760}{93}$	$\frac{10,206}{95}$	$\frac{5,992}{91}$	93

Примечание. В числителе дан размер ребра, в знаменателе - содержание форстерита (в %).

Обр. 12-69-1, 7a-69-1 - оливин из лерцолита, Удоканский хребет, верховья р.Чукчуду; аналитик Е.К.Васильев.

Ортопироксен камчатского лерцолита заметно отличается от байкальских образцов как по составу, так и по облику. В камчатском образце зерна ортопироксена несколько мутные, на их поверхности наблюдается штриховка. В зернах микроскопически видна внешняя гомогенная зона и ядро, проросшее тонкими (менее 0,002 мм) пластинками клинопироксена, которые располагаются параллельно (010) ортопироксена. Подобного строения пироксены, претерпевшие распад, были детально исследованы Х. Хессом и А.Филлипсом (Hess, Philipps, 1938), назвавшими их пироксенами бушвельдского типа. При распаде выделяется диопсид.

Было замечено, что структура распада в ортопироксенах характерна лишь для интрузивных образований, т.е. претерпевших

Таблица 30

Химический состав ортопироксена из перцолитов (в вес.%)

Компоненты	1-69-2	3-69-2	7а-69-2	8	10-69-2
SiO <sub>2</sub>	53,82	54,00	54,18	54,84	54,42
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,23	0,21	0,15	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,61	4,42	4,48	4,59	1,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95	0,96	0,95	-	0,95
FeO	6,04	5,46	5,18	7,72	5,18
MnO	0,15	0,13	0,13	0,14	0,15
MgO	32,82	33,48	33,75	31,59	34,24
CaO	0,88	0,88	0,67	0,58	1,70
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,10	0,15	0,20	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	0,19	-
NiO	0,02	0,02	0,02	-	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,37	0,36	-	0,51
Сумма	99,98	100,05	100,08	100,00	99,29

Количество катионов в пересчете на 6 атомов кислорода

Si	1,861	1,858	1,864	1,909	1,890
Ti	0,008	0,006	0,005	0,004	0,004
Al	0,188	0,180	0,182	0,190	0,079
Fe <sup>3+</sup>	0,025	0,025	0,025	-	0,025
Fe <sup>2+</sup>	0,174	0,157	0,149	0,210	0,150
Mn	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004
Mg	1,690	1,720	1,725	1,638	1,770
Ca	0,033	0,032	0,025	0,021	0,063
Na	0,010	0,007	0,010	0,007	-
K	-	-	-	0,017	-
Ni	0,001	0,001	0,001	-	0,001
Cr	0,007	0,010	0,010	-	0,004

Соотношение атомов

100 Mg/(Mg <sub>+</sub>	89	90	90	88	90
+Fe <sup>3+</sup> +Fe <sup>2+</sup>					
+ Mn)					

1-69-2 - энстатит из ультраосновного включения, Западное Забайкалье, бассейн р.Джиды, вулкан Бартой; 3-69-2 - то же, Витимское плато, бассейн р.Амалат; 7а-69-2 - то же, Удоканский хребет, верховье р.Чукчуду, аналитик Т.А. Лахно; 8 - энстатит из ультраосновного включения, хр. Хамар-Дабан, Маргасанская сопка, аналитик Л.В. Комарова (Киселев, Медведев, 1969); 10-69-2 - энстатит из ультраосновного включения, Камчатка, северо-восточный склон вулкана Авачинская Сопка, аналитик Т.А. Лахно.

Таблица 31

Химический состав моноклинного пироксена из лерполитов  
(в вес.%)

Компо- ненты	1-69-3	3-69-3	7а-69-3	7
SiO <sub>2</sub>	51,00	51,50	52,04	51,86
TiO <sub>2</sub>	0,80	0,39	0,23	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,90	6,02	5,06	8,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,27	1,57	1,59	1,82
FeO	2,16	2,03	2,02	1,60
MnO	0,11	0,12	0,10	0,09
MgO	15,07	16,46	16,49	14,74
CaO	20,05	20,60	20,87	19,04
Na <sub>2</sub> O	1,85	1,32	1,25	1,75
K <sub>2</sub> O	-	-	-	0,50
NiO	0,01	0,08	0,02	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,61	0,72	0,76	-
Сумма	100,83	100,81	100,43	100,02

Количество катионов в пересчете на 6 атомов кислорода

Si	1,856	1,866	1,871	1,860
Ti	0,022	0,011	0,006	0,014
Al	0,337	0,257	0,216	0,343
Fe <sup>3+</sup>	0,035	0,043	0,043	0,049
Fe <sup>2+</sup>	0,065	0,061	0,061	0,048
Mn	0,004	0,004	0,003	0,003
Mg	0,817	0,888	0,885	0,788
Ca	0,781	0,801	0,805	0,731
Na	0,065	0,046	0,087	0,121
K	-	-	-	0,043
Ni	-	0,003	0,001	-
Cr	0,018	0,020	0,022	-
Mg	48,1	49,5	49,3	48,8
Fe	5,9	5,8	5,8	6,0
Ca	46,0	44,7	44,9	45,2

1-69-3 - хромдиопсид, Западное Забайкалье, бассейн р.Джиды, Бартойский вулкан; 3-69-3 - то же, Витимское плато, бассейн р.Большой Амалат; 7а-69-3 - то же, Удоканский хребет, верховья р.Чукчуду, аналитик Т.А. Лажно; 7 - хромдиопсид хр.Хамар-Дабан, Маргасанская Сопка, аналитик Л.В. Комарова (Киселев, Медведев, 1969).

медленное остывание; причем содержание СаО в исходной фазе может быть небольшим (0,35%). Таким образом, исследованный камчатский лерцолит в отличие от лерцолитов из забайкальских базальтов имеет иную термическую историю. Ниже мы увидим, что и в петроструктурном отношении между этими породами наблюдается существенное различие.

Содержание моноклинного пироксена в лерцолитах включений из базальтов значительно колеблется, но в большинстве случаев оно не выходит за пределы 10–15%. Размеры его зерен также значительно варьируют как в отдельно взятом образце, так и в образцах из различных включений, однако оставаясь в каждом конкретном включении в 2–3 раза мельче (имеются в виду поперечные размеры) зерен ортопироксена. Во всех случаях моноклинный пироксен имеет характерный изумрудно-зеленый цвет, интенсивность которого в различных образцах (свежих) варьирует незначительно; при сильно развитой трещиноватости зерен приобретает белесоватый вид. В шлифах нормальной толщины окраска незаметна; отчетливо проявлена спайность по (010), несколько хуже по (100). Угол  $2V_{Ng} = 57,5$  (среднее из 9 замеров),  $cNg = 39-41^\circ$ ,  $n_{g'} = 1,705$ ,  $n_{p'} = 1,670$ ; удельный вес 3,32. По составу данный клинопироксен соответствует хромдиопсиду (табл. 31). В системе  $CaMgSi_2 - CaFeSi_2O_6 - Mg_2Si_2O_6 - Fe_2Si_2O_6$ , по номенклатуре моноклинных пироксенов А. Полдерварта и Х. Хесса (Poldervaart, Hess, 1951), наши анализы располагаются в пограничной области между составами диопсида и эндиопсида. Обращает на себя внимание высокое содержание глинозема, столь же значительное как и в титанавгитах из некоторых щелочно-известковых пород (Белов, 1963; Wawryk, 1935; Holzner, 1934). Вхождение алюминия в решетку моноклинного пироксена, как и в случае ортопироксена, приводит к некоторому уменьшению ее объема (Sakata, 1957) и, вероятно, в какой-то мере связано с глубинными условиями кристаллизации лерцолитов. Содержание хрома в исследованных образцах довольно стабильное и не поднимается выше 0,8%, что резко отличает хромдиопсиды лерцолитов из базальтов от хромдиопсидов ультраосновных включений кимберлитов. В камчатском лерцолите хромдиопсида около 3%; по оптическим данным он близок хромдиопсиду лерцолитов из базальтов;  $2V_{Ng} = 52^\circ$ ;  $cNg = 40^\circ$ ,  $n_{g'} = 1,707$ ,  $n_{p'} = 1,680$ .

Все исследованные образцы лерцолитов из базальтов Забайкалья содержат шпинель, доля которой редко поднимается до 1–2 объем.%. Выделения шпинели большей частью неправильной формы и редко достигают 1–1,5 мм; внешне минерал черный. В шлифах нормальной толщины свежая шпинель имеет характерный серо-зеленый цвет с едва заметным буроватым оттенком. Содержание хрома в шпинели высокое. Шпинель камчатского лерцолита бурая (в шлифах).

В табл. 32 приведены результаты анализа силикатных минералов ультраосновных включений из базальтов вулкана Кандидушка на магний и кальций. Устойчивый характер содержания магния и кальция, как и другие данные, свидетельствуют о том, что исход-

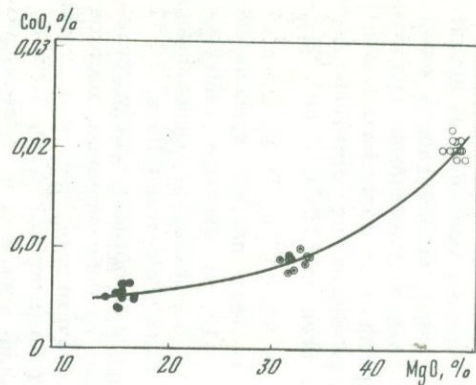
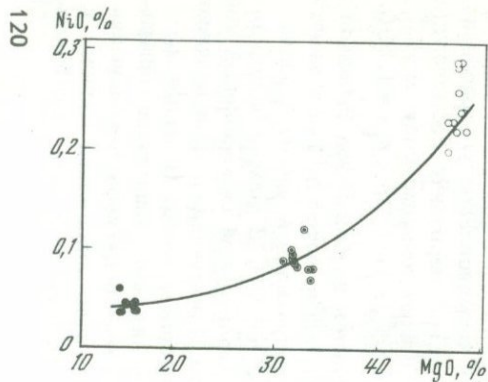
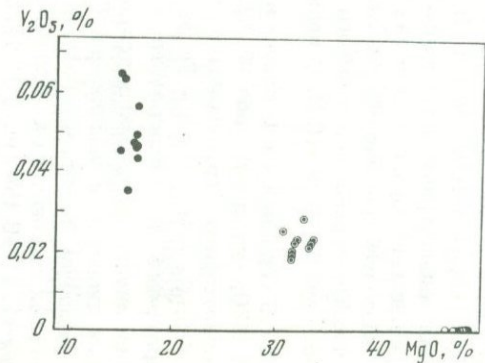
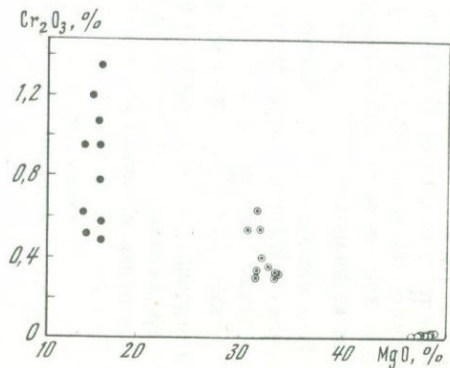


Рис. 17. Соотношение некоторых элементов группы железа и магния в силикатных минералах ультраосновных включений из базальтов Байкальской рифтовой зоны

1 - в оливине;  
2 - в ортопироксене;  
3 - в клинопироксене



○ 1   ◐ 2   ● 3

Таблица 32

Содержание магния и кальция в силикатных минералах ультраосновных включений вулкана Кандидушка (в вес.%)

№ обр.	Оливин		Ортопироксен		Клинопироксен	
	MgO	CaO	MgO	CaO	MgO	CaO
2-71	48,51	0,27	31,72	1,08	16,35	17,62
7-71	48,00	Следы	31,69	1,10	15,54	17,44
26-71	48,14	"	-	-	-	-
31-71	46,80	"	33,33	0,55	14,83	18,90
38-71	47,70	"	30,81	1,09	16,12	17,01
61-71	47,53	0,27	32,24	0,83	16,41	18,90
208-71	-	-	-	-	16,44	19,04
Среднее	47,78	-	31,96	0,92	15,95	18,14

Аналитик Г.В. Бондарева.

ная для включений порода по составу была однородной и, следовательно, формировалась в строго определенных условиях.

Однотипность лерцолитов из базальтов данного региона подтверждается также особенностями распределения элементов-примесей — никеля, кобальта, хрома и ванадия — в породообразующих минералах. Вероятно, такая же закономерность имеет место и в других районах развития щелочно-известковых базальтов, несущих ультраосновные включения. Однако интересующие нас данные по базальтам Советского Союза в настоящее время не только весьма скромны в количественном отношении, но и крайне неравноценны по точности определений элементов-примесей.

Никель в лерцолите сосредоточен в основном в оливине (табл. 33, рис. 17); среднее содержание никеля около 0,25%. В ортопироксене никеля примерно в 2,5 раза меньше, среднее содержание NiO 0,09%. Примерно во столько же раз никеля меньше в моноклинном пироксене, чем ортопироксене, т.е. наблюдается прямая зависимость между содержанием в минералах магния и никеля. Такая же закономерность имеет место и в распределении кобальта, содержание которого в минералах на порядок ниже (см. рис. 17).

Отношение Ni:Co в оливине — 12,2, ортопироксене — 9,2 и моноклинном пироксене — 9,9, т.е. довольно стабильное.

Хром в отличие от никеля в основном сконцентрирован в моноклинном пироксене (см. табл. 33, рис. 17). Из петрогенных окислов он также лучше всего коррелируется с магнием, причем наблюдается обратная зависимость. Та же закономерность отмечается и в распределении ванадия между минералами (см. рис. 17).

Таблица 33

Содержание (в вес. %) и соотношение элементов-примесей группы железа в силикатах лерцолитовых включений (данные количественного спектрального анализа)

Минерал	№ пробы	NiO	CoO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>
Оливин	1-69-1	0,23	0,021	0,012	0,001	0,036
	2-69-1	0,22	0,022	0,0079	0,001	0,017
	3-69-1	0,23	0,020	0,017	0,001	0,017
	3-69-1a	0,24	0,020	0,037	0,001	0,021
	7a-69-1	0,290	0,020	0,014	0,001	0,014
	10-69-1	0,300	0,023	0,029	0,001	0,015
	12-69-1	0,230	0,023	0,018	0,001	0,015
	5	0,285	0,021	0,020	0,001	Следы
6	0,314	0,019	0,018	0,001	"	
Среднее		0,25	0,019	0,018	0,001	0,015
Ромбический пи- роксен	1-69-2	0,120	0,010	0,36	0,028	0,25
	1-69-2a	0,110	0,011	0,42	0,025	0,16
	2-69-2	0,076	0,011	0,23	0,026	0,16
	3-69-2	0,071	0,0093	0,33	0,022	0,065
	7a-69-2	0,081	0,0092	0,32	0,023	0,054
	10-69-2	0,078	0,011	0,39	0,028	0,027
	12-69-2	0,088	0,010	0,31	0,026	0,017
9	0,100	0,0076	0,30	0,018	0,14	
Среднее		0,091	0,0099	0,33	0,025	0,109
Моноклиный пироксен	1-69-3	0,036	0,0039	0,51	0,063	0,91
	1-69-3a	0,034	0,0039	0,41	0,068	0,95
	3-69-3	0,038	0,0048	0,48	0,056	0,30
	7a-69-3	0,038	0,0051	0,57	0,043	0,14
	7	0,060	0,0054	0,618	0,062	0,74
	8	0,051	0,0056	0,692	0,060	0,83
Среднее		0,043	0,0048	0,548	0,059	0,65

## Соотношение элементов-примесей

О/1	1	1	1	1	1
Орх/О/1	0,36	0,52	18	>50	7
Срх/О/1	0,17	0,25	30	>118	43

Пробы 1-69-1, 1-69-2, 1-69-2a, 1-69-3, 1-69-3a, 2-69-1, 2-69-2-  
Западное Забайкалье, Бартойская группа вулканов; 3-69-1, 3-69-1a, 3-  
-69-2, 3-69-3 - Витимское плато, среднее течение р.Большой Амагат;  
пробы 7a-69-1, 7a-69-2, 7a-69-3, 12-69-1, 12-69-2 - Удоканский  
хребет, верховье р.Чукчуду; 10-69-1, 10-69-2 - Камчатка, вулкан Ава-  
чинская Сопка; аналитик Т.И. Елизарьева; 5, 6, 9 - хр.Хамар-Дабан;  
7, 8 - Витимское плато; аналитик Т.И. Елизарьева (Киселев, Медедев,  
1969).

Таблица 34

Содержание (в вес.%) и соотношение элементов-примесей группы железа в минералах ультраосновных включений вулкана Кандидушка (данные количественного спектрального анализа)

Минерал	№ пробы	NiO	CoO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>
Оливин	1-71-1	0,20	0,020	0,022	0,001	0,046
	2-71-1	0,22	0,020	0,019	0,001	0,015
	7-71-1	0,24	0,020	0,019	0,001	0,015
	26-71-1	0,24	0,019	0,010	0,001	0,011
	31-71-1	0,20	0,020	0,0093	0,001	0,012
	38-71-1	0,26	0,022	0,018	0,001	0,012
	61-71-1	0,22	0,020	0,013	0,001	0,011
	208-71-1	0,24	0,021	0,012	0,001	Нет свед.
	Среднее	0,23	0,020	0,016	0,001	0,015
Ромбический пироксен	1-71-2	0,10	0,010	0,54	0,023	0,37
	2-71-2	0,095	0,0093	0,45	0,020	0,093
	7-71-2	0,091	0,0089	0,63	0,020	0,14
	31-71-2	0,081	0,0085	0,35	0,021	0,10
	38-71-2	0,089	0,0089	0,54	0,025	0,32
	61-71-2	0,083	0,0079	0,40	0,023	0,11
	208-71-2	0,087	0,0089	0,54	0,022	0,14
	Среднее	0,090	0,0089	0,43	0,022	0,18
Моноклиновый пироксен	2-71-3	0,046	0,0056	0,95	0,046	0,44
	7-71-3	0,043	0,0063	1,20	0,035	0,52
	31-71-3	0,036	0,0050	0,95	0,045	0,52
	38-71-3	0,044	0,0064	1,07	0,047	0,89
	61-71-3	0,042	0,0049	0,78	0,049	0,64
	208-71-3	0,046	0,0063	1,15	0,046	0,40
	Среднее	0,043	0,0059	1,07	0,045	0,57

Соотношение элементов

ОI	1	1	1	1	1
Орх/ОI	0,39	0,45	27	<44	12
Срх/ОI	0,18	0,25	67	<90	38

Таблица 35

Содержание элементов-примесей в зерцолитах из базальтов

№ пробы	NiO	CoO	Cr <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> *	TiO <sub>2</sub>
1-69-5	0,27	0,015	0,69	0,024	0,24*
7а-69-5	0,24	0,015	0,62	0,018	0,034
12-69-5	0,24	0,016	0,68	0,018	0,048
10-69-5	0,29	0,016	0,59	0,010	-

\* Порода сильно окислена.

1-69-5 - Западное Забайкалье, р.Бартой; 7а-69-5 - Удоканский хребет, верховье р.Чукчуду; 12-69-5 - там же; 10-69-5 - Камчатка, вулкан Авачинская Сопка, аналитик Т.И. Елизарьева.

Таблица 36

Химический состав ультраос

Окислы	1-69-5	7a-69-5	12-69-5	64
SiO <sub>2</sub>	44,48	45,34	45,02	42,70
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,11	0,08	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,17	3,29	3,75	2,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,01	0,95	0,32	-
FeO	6,54	6,90	4,47	13,50
MnO	0,15	0,13	0,14	0,22
MgO	36,90	40,16	40,70	36,95
CaO	3,70	2,47	2,35	2,19
Na <sub>2</sub> O	0,35	0,14	0,12	0,55
K <sub>2</sub> O	0,10	Нет	Нет	0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Нет	"	2,0	0,14
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	Нет	0,19	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Нет	"	Нет	0,01
S	"	"	"	-
NiO	0,03	0,03	0,05	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,28	0,19	-
Сумма	99,86	99,80	99,38	99,73

1-69-5 - лерцолит, Западное Забайкалье, р.Бартой, порода сильно окислена; 7a-69-5, 12-69-5 - лерцолит, Удоканский хребет, верховье р.Чукчуду, аналитик Т.А. Лахно; 64 - оливинит (по И.В. Белову), Витимское плато, аналитик Л.В. Комарова; 274, 275 - оливиниты (по И.В. Белову), Западное Забайкалье, р.Бартой, аналитик

Содержание титана в оливине, по данным силикатного анализа, значительно выше результатов количественных определений спектральным методом. Контрольное сравнение этих методов показало, что при низких содержаниях (менее 1%) более точным оказывается количественный спектральный анализ. У титана отчетливо выражена тенденция накапливаться в наиболее кислой силикатной фазе, т.е. в моноклинном пироксене (см. табл. 33).

Таким образом, среди элементов-примесей группы железа (табл. 34) являются две тенденции к фракционированию в процессе кристаллизации силикатной части лерцолита, причем элементы, способные давать катионы переменной валентности - титан, ванадий и хром - концентрируются в поздней фазе.

НОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ (в вес.%)

274	275	276	3	4	10-69-5
41,48	42,92	43,40	43,45	44,78	43,32
0,36	0,40	0,20	0,33	0,26	Нет
0,90	5,35	4,35	3,09	5,48	0,98
1,26	5,09	1,91	0,72	1,48	0,96
7,92	8,91	6,98	7,34	7,29	7,76
0,28	0,20	0,23	0,14	0,15	0,14
44,73	32,50	38,91	39,92	37,32	45,63
2,82	4,03	2,66	3,53	3,11	1,03
0,20	0,83	1,11	0,50	0,25	Нет
Нет	0,03	0,02	0,37	0,25	"
"	0,10	0,82	-	-	"
-	-	Не опр.	-	-	0,10
Нет	0,03	0,01	-	-	Нет
-	-	-	-	Не опр.	"
-	-	-	-	-	0,06
-	-	-	-	-	0,26
99,95	100,39	100,60	99,29	100,37	100,14

Н.Г. Таскина (Белов, 1963); 3 - лерцолит, хр. Хамар-Дабан; 4 - лерцолит, Витимское плато, аналитик Л.В. Комарова (Киселев, Медведев, 1969); 10-69-5 - лерцолит, Камчатка, северо-восточный склон вулкана Авачинская Сопка, аналитик Т.А. Лахно.

Основным носителем хрома в лерцолитах из базальтов является силикатная часть породы, а не хромовая шпинель (табл. 35).

Химический состав лерцолитов (табл. 36) - типичных бесполовошпатовых пород - в общем близок к среднему перидотиту по Р.Дэли (Дэли, 1936). Но для лерцолитов глубинных включений характерно относительно высокое содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, входящего как в моноклинный, так и в ромбический пироксен при относительно низком (в свежих образцах) содержании FeO. Щелочность пород очень низкая (см. табл. 36); в наших образцах величина "а" < 0,1, причем натрий резко преобладает над калием. Лерцолит с вулкана Авачинская Сопка отличается от забайкальских образцов прежде всего меньшим содержанием глинозема, что связано не только с относи-

тельной бедностью породы пироксенами — главными носителями алюминия, но и со значительно меньшей глиноземистостью ромбического пироксена (см. табл. 36).

По химизму лерцолиты включений из базальтов Забайкалья очень сходны с подобными образованиями из базальтов Дальнего Востока (Сахно, Денисов, 1963) и ряда районов зарубежных стран (Talbot e. a., 1963; Hutchison e. a., 1970; и др.), близки они и к лерцолиту района оз. Лерц (Французские Пиренеи) — породе, которая, по-видимому, и по минеральному составу среди перидотитов гипербазитовой формации орогенных областей ближе всего стоит к лерцолиту включений. Типичные ультраосновные породы гипербазитовой формации, например перидотиты Оспинско-Китойского массива (Белов, Богадаева, 1962), по химизму отличаются от лерцолитов из базальтов прежде всего значительно меньшим и не столь стабильным содержанием алюминия.

#### КОНТАКТОВЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ С ВМЕЩАЮЩИМИ БАЗАЛЬТАМИ

Детальное изучение этого вопроса имеет первостепенное значение в оценке устойчивости ультраосновных пород при транспортировке их базальтовым расплавом. Лишь объективно решая эту задачу, можно считать в какой-то мере обоснованными суждения о составе глубинных пород — источниках ультраосновных включений (табл. 37).

Ультраосновные породы в зависимости от того, находятся ли они в шлаках или плотных лавах, имеют различную степень сохранности. В красно-бурых окисленных шлаках минералы включений заметно изменены. Особенно легко окисляется оливин; он приобретает бурю окраску, прозрачность его теряется в зависимости от интенсивности окисления. Пироксены в тех же условиях оказываются значительно устойчивее, несколько изменяется лишь их окраска: ортопироксен приобретает буроватый оттенок, а клинопироксен — белесоватый. Шпинель сохраняет полуметаллический блеск.

Микроскопически в оливине по мере возрастания степени окисленности наблюдается следующее. В начальную стадию в приповерхностной зоне зерен развиты хлопьевидные бесструктурные выделения бурых окислов. Затем окислы сходного облика образуют плоские и криволинейные фигуры, пронизывающие все зерно. Эти скопления окислов не связаны, как правило, с трещинами, включая хорошо развитую отдельность по (010). На следующей стадии изменения окислы начинают консолидироваться в шарики, волокна и образования более сложной формы, которые также проникаемы для света, но интенсивнее окрашены. В наиболее измененных зернах оливина новообразования значительно крупнее, они непрозрачны, форма их проще, а занимаемый объем больше (до 20–50 объемн.%).

Таблица 37

Петрохимические коэффициенты ультраосновных включений

№ пробы	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	Q	t	φ
1-69-5	0,7	2,3	56,8	40,2	11	87	2	100	-23,3	(4,0)	(2,3)
7а-69-5	-	1,7	58,7	39,6	10	89	1	-	-22,5	0,1	1,0
12-69-5	-	1,9	58,9	39,2	10	90	1	-	-23,5	0,1	0,4
64	1,0	0,9	60,0	38,1	17	81	2	91	-26,0	1,0	-
274	0,2	0,2	64,6	35,0	10	87	3	100	-30	0,7	1,2
275	1,3	2,2	56,9	39,6	18	79	3	100	-25	0,7	6,2
276	1,4	1,4	58,6	38,4	11	87	2	100	-29	0,4	2,2
3	1,3	0,9	59,9	37,9	10	84	4	60	-28	0,6	0,7
4	0,6	2,5	56,6	40,3	11	88	1	57	-23,1	0,4	1,8
10-69-5	-	0,5	63,3	36,2	10	89	1	-	-30,1	-	1,0
Среднее	0,7	1,5	59,4	38,4	12	86	2	87	-26,1	0,4	1,6

Рентгеноструктурный анализ показал, что в составе новообразований преобладает гематит. Пироксены в шлифах сероватые, что объясняется пылевидными включениями. Шпинель имеет зеленовато-бурую окраску различной интенсивности.

В лавовом потоке, вне его верхней и нижней окисленных зон, ультраосновные включения обычно имеют очень свежий облик, если условия залегания препятствовали выветриванию.

Второй тип изменений связан с воздействием расплава на минералы ультраосновных включений. Во всех изученных включениях лерцолитов наблюдаются следы этого воздействия, которое, однако, проявилось отчетливо только на контактах, о чем свидетельствует наличие тех или иных изменений лишь в очень тонкой (обычно 0,2-0,5 мм) зоне, непосредственно прилегающей к вмещающему базальту.

Типична картина контакта лерцолитовых включений с вмещающим базальтом. Поверхность контакта относительно ровная, зубчатые и ровные формы не характерны, последние часто наблюдаются у включений в шлаках; приконтактные инъекции встречаются редко и если развиты, то не по всему периметру, а лишь местами. Иногда мелкие (1-3 см) включения инъецированы базальтовым расплавом на всю глубину по трещинам, о чем свидетельствуют жилки базальта самой разнообразной формы.

Для сегрегационных (?) (гомеогенных) включений основного состава из лав и шлаков некоторых камчатских вулканов эта особенность является не исключением, а правилом. В лавах вокруг включений никаких зон закалки не наблюдается, нередко здесь лучше развита пористость. Внешне эндоконтактные изменения проявлены только в зернах ортопироксена, по которому развит светло-серый с зеленоватым оттенком тонкозернистый агрегат. Среди шлаков,

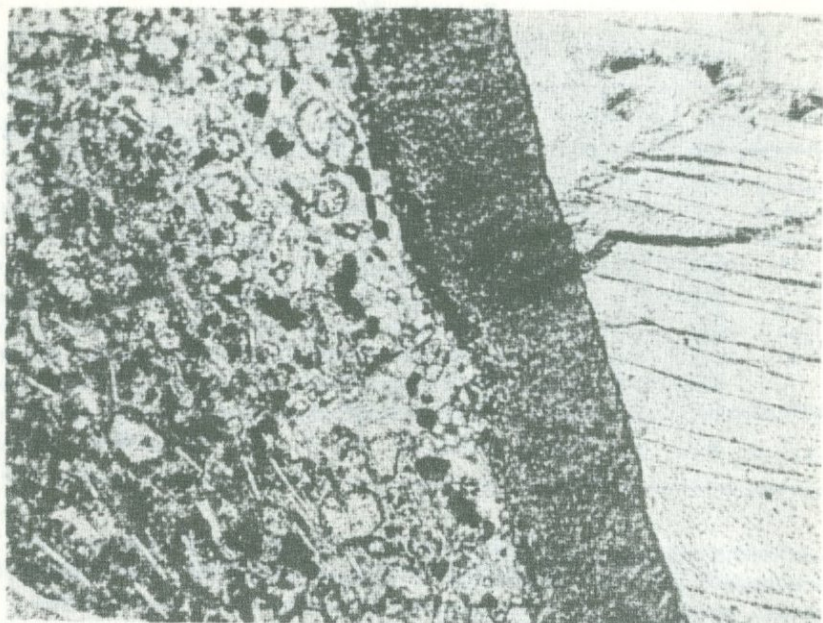


Рис. 18. Замещение ортопироксена тонкозернистым агрегатом оливина (темное) на контакте с базальтом; шлиф без анализатора, увел. 24

включая наиболее свежие включения лерцолита, эти изменения ортопироксена выражены значительно слабее и часто внешне не заметны.

По данным рентгеноструктурного анализа (табл. 38), ортопироксен замещается магнезиальным оливином. Микроскопически каемки новообразований оливина имеют тонкозернистую структуру, наиболее хорошо они развиты на контактах зерен ортопироксена с базальтом, границы их резкие (рис. 18). Каемки редко достигают толщины 0,2–0,3 мм и в сторону лерцолита обычно выклиниваются в первой половине периметра зерна ортопироксена, т.е. на расстоянии 1–1,5 мм от контакта; как исключение следы замещения можно наблюдать в двух–трех зернах, удаленных на 5–6 мм от поверхности раздела базальт–лерцолит. Такая же картина наблюдается и в изученных образцах гарцбургита (вулкан Кандидушка). В ассоциации с новообразованиями оливина не было обнаружено никаких следов вторичного стекла не только с низким показателем преломления (богатого кремнекислотой), но и любого другого состава или продуктов его раскристаллизации<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Исследовались специально приготовленные иммерсионные препараты. Вмещающая лава полнокристаллическая.

Таблица 38

Рентгенометрические данные \*

I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å
4	5,09	2	1,783	2	1,257
3	4,07	10	1,746	3	1,241
5	3,85	3	1,672	1	1,222
3	3,70	3	1,632	1	1,213
4	3,47	5	1,619	3	1,190
4	3,20	2	1,573	3	1,168
10	2,96	1	1,514	2	1,150
2	2,87	6	1,498	2	1,142
10	2,75	8	1,481	2	1,136
10	2,50	4	1,414	2	1,125
10	2,45	4	1,394	2	1,118
1	2,33	2	1,370	6	1,100
4 дв	2,26	6	1,351	3 диф	1,081
1	2,20	1	1,327	6	1,073
2	2,15	6	1,315		
2	2,12	2	1,294		
3	2,03	3	1,276		
2	1,875	1	1,266		

\* Рентгенометрические данные оливина (около 90% Fo) с незначительной примесью пироксена из каемки замещения ортопироксена на контакте с базальтом (см. рис. 18)

В литературе есть указания о наличии в подобной ситуации стекла или продуктов его раскristализации. Например, в работе В.А.Кутolina и В.М. Фроловой (Kutolin, Frolova, 1970) стекло ( $n = 1,450$ ) в ассоциации ортопироксен - вторичный оливин описывается как обычное явление. Сходные указания имеются у Т.Эрнста (Ernst, 1935) и Ж.К. Вилминота (Vilminot, 1964). Р.В. Уайт (White, 1966), исследовавший с помощью электронного микроскопа контактовые новообразования по ортопироксену в лерцолите Гавайи, убедительно показал наличие в ассоциации с вторичным оливином остатка, богатого кремнекислотой и алюминием. Правда, исследованный им препарат изготовлен из материала не пограничной зоны ортопироксен-базальт, а из микроскопических измененных участков, расположенных по трещинам спайности (100) в ортопироксене, Р.В. Уайт в отличие от предыдущих авторов не склонен рассматривать образование оливина по ортопироксену как результат инконгруэнтного плавления последнего.

Доводы Р.В. Уайта достаточно убедительны. Следует напомнить, что температура инконгруэнтного плавления энстатита  $1557^{\circ}\text{C}$ .

А в экспериментальной системе  $MgO - FeO - SiO_2$  (Bowen, Schairer, 1935) линия состава магнезиального пироксена лежит в поле кристаллизации оливина, где пироксен плавится инконгруэнтно при температуре несколько выше  $1500^{\circ}C$ , т.е. также значительно выше известных температур базальтового расплава.

Исследование химических свойств соответствующих экспериментальных систем, например системы  $Mg_2SiO_4 - SiO_2$ , показало, что в случае прибавления к расплаву, насыщенному форстеритом (минералом первого выделения), клиноэнстатита (минерала последнего выделения) происходит переход клиноэнстатита в жидкость и кристаллизация форстерита. Этот процесс (ассимиляция) происходит при высокой температуре расплава, около  $1557^{\circ}C$  (Заварицкий, Соболев, 1961). В природной системе базальтовый расплав - перцолит, в которой температура при всех допущениях вряд ли могла достигать точки инконгруэнтного плавления ортопироксена, реализация метастабильного состояния системы ортопироксен - базальтовый расплав ограничивалась тонкой, почти микроскопической реакционной зоной, мощность которой в исследованных полнокристаллических базальтах для вторичного оливина не превышает 0,5 мм, а в прилегающем к нему базальте - 1-1,5 мм. В шлифах эти экзоконтактовые изменения в базальте заметны благодаря большому размеру лейст плагиоклаза (в 2-3 раза больше, чем в основной массе базальта), почти полному отсутствию тонкозернистых включений рудного и темноцветных минералов, наличию пластинчатых выделений ильменита. Все это указывает на лучшие условия кристаллизации, которые возникли, по-видимому, в результате поступления кремнекислоты, освобождавшейся при замещении ортопироксена оливином.

Таким образом, процесс преобразования ортопироксена происходил, вероятно, в условиях, крайне неблагоприятных для диффузии: при низком содержании в базальтовом расплаве летучих. В связи с этим возникает вопрос: не относится ли высказанное предположение о содержании летучих в базальтовом расплаве лишь к экстразивно-эффузивным условиям? До настоящего времени в изученных породах не обнаружены достаточно надежные признаки, на основании которых можно было бы дать утвердительный ответ.

Зерна оливина на контакте включений с вмещающим базальтом лишены каких-либо реакционных оторочек и при беглом просмотре шлифов кажутся такими же свежими, как и внутри включений. Однако при детальном изучении контакта часто обнаруживаются следующие изменения в оливине. В зернах оливина с расстояния 0,05-0,1 мм в сторону контакта наблюдается постепенное повышение двупреломления, величина которого в разрезах с максимальной разностью хода лучей приближается к 0,001 (в шлифах), что свидетельствует о повышенной железистости оливина на контакте с базальтовым расплавом. Исходя из различной величины двупреломления форстерита (0,033) и фаялита (0,048), повышение содержания фаялитовой молекулы в оливине непосредственно у контакта с базальтом можно оценить в 6-8%. Этот вопрос более подробно бу-

дет рассмотрен несколько ниже при описании ксенокристаллов в базальтах, несущих ультраосновные включения.

В приконтактной зоне до расстояния 3–5 мм от поверхности ультраосновного включения, примерно в каждом втором или третьем зерне оливина наблюдаются (в шлифе) мельчайшие (менее 0,0005 мм) вкрапления, скопления которых как бы фиксируют криволинейные поверхности, однако с помощью микроскопа никаких следов трещин обнаружить не удается. Форма включений изометричная, иногда они несколько уплощены, иногда часть из них имеет конусообразные или более сложные по форме ответвления. В более крупных включениях можно различить наличие двух фаз, причем меньшая по объему фаза имеет форму зерна. Непосредственно у контакта, в зоне шириной 0,01–0,05 мм, линейный размер включений в 2–3 раза больше; это свидетельствует о вторичной природе данных включений в оливине.

В экзоконтакте около зерен оливина в структуре базальта никаких изменений не наблюдается, имеет место лишь обычное для контактов ориентирующее влияние поверхности включения на лейсты плагиоклаза. Так же выглядит базальт на границе с зернами клинопироксена.

Следы изменения клинопироксена заметны только непосредственно у контакта с базальтом, где наблюдается (не всегда) очень узкая (менее 0,05 мм) зона с включениями в клинопироксене, исследованию обычным микроскопом они не доступны. Исходя из состава клинопироксена, можно лишь предполагать, что среди новообразованных преобладают плагиоклаз и авгит.

Приконтактное изменение шпинели, как и других минералов ультраосновных включений, ограничивается узкой (до 0,1 мм) зоной, которая в шлифах имеет темный цвет. Интенсивность последнего возрастает в направлении линии контакта.

Таким образом, контактовые изменения во всех минералах ультраосновных включений проявились в очень ограниченной по размерам зоне, что можно расценить, во-первых, как свидетельство свежести, "ювенильности" состава минералов включений и, во-вторых, как доказательство слабого корродирующего воздействия базальтового расплава на лерцолит включений как породу.

### КСЕНОКРИСТАЛЛЫ

Установлено, что влияние вмещающего расплава на состав включений может существенно сказаться лишь в том случае, когда размер включений меньше 1–2 мм, т.е. когда расплавом фактически были окружены отдельные зерна минералов; степень изменения ксенокристаллов тем существеннее, чем меньше их размеры.

В виде ксенокристаллов наблюдаются все минералы лерцолитовых включений: оливин, моноклинный пироксен, шпинель и ортопироксен; последний наблюдается лишь в ядрах относительно крупных ксенокристаллов. По характеру изменений ксенокристаллы в окисленных

породах аналогичны минералам находимых здесь ультраосновных включений, описание которых приведено выше.

В породах вне зоны окисления из названных четырех минералов наиболее часто наблюдаются ксенокристаллы оливина, что объясняется преобладанием оливина в изученных включениях, а также его относительной устойчивостью. Содержание в базальте ксенокристаллов оливина изменяется в широких пределах, однако редко оно повышается до 1–2%. В естественных обнажениях связи между количеством в породе ксенокристаллов и концентрацией ультраосновных включений подмечено не было, исключая те редкие находки, когда в породе наблюдался рой ксенокристаллов оливина, клинопироксена, ортопироксена и шпинели, возникший, вероятно, в результате разрушения включения на заключительном этапе движения лавы.

Форма ксенокристаллов оливина неправильная, но острые углы не характерны; прозрачность минерала сохраняется, цвет также существенного изменения не претерпевает.

В шлифах хорошим признаком для разграничения ксенокристаллов оливина от порфирированных вкрапленников служат иррациональные двойники (Hamilton, 1957). Однако оптически неделимые блоки в оливинах глубинных ультраосновных включений относительно широкие, поэтому значительная часть мелких ксенокристаллов, наиболее трудноопределимых из-за наложенной повышенной железистости, оказывается лишенной двойниковых швов.

Авторами подмечена любопытная особенность ксенокристаллов оливина. В относительно крупных индивидах часто наблюдаются трещины, по форме и положению в ксенокристалле напоминающие перлитовую отдельность в кислых вулканических стеклах. Особенно развит этот тип трещин в ксенокристаллах базальта с верховьев р. Чукчуду (Удоканский хребет). Возможно, здесь имеет место не только морфологическое сходство трещин, но и аналогия механизмов их образования.

По оптическим данным:  $2V_{Np} = 90-87^\circ$ ,  $n_g = 1,702-1,718$  ( $\pm 0,03$ ),  $n_p = 1,662-1,772$  ( $\pm 0,003$ ). Содержание фаялитовой молекулы в ксенокристаллах оливина (обр. 19–69) достигает 16–22%, а в оливине из перцолита включений фаялита около 10%. Параметры элементарной ячейки форстерита и фаялита соответственно равны:  $a = 4,756$  и  $4,817$ ,  $b = 10,225$  и  $10,477$ ,  $c = 5,982$  и  $6,105$  Å, что даст разницу их объемов около 6%. Повышение железистости на 10–12% фаялитовой молекулы, наблюдаемое в оливине ксенокристаллов, влечет за собой увеличение объема ячейки примерно на 0,6%. В кислых вулканических стеклах (обсидианах) подобное изменение объема при гидратации уже достаточно для образования перлитовой отдельности. Модуль упругости кислого вулканического стекла (обсидиана) примерно в 2,5 раза меньше, чем у оливина (Беликов и др., 1970). Следовательно, при определенном градиенте повышения железистости оливина ксенокристаллов и, вероятно, порфирированных вкрапленников путем диффузии, а также соот-

ветствующих их размерах, в оливине возможно образование трещин, аналогичных перлитовой отдельности.

Ксенокристаллы ортопироксена во вмещающих базальтах наблюдаются редко; вероятно, незамещенными оливином оказались лишь крупные из них, попавшие в расплав незадолго до его консолидации. Картина изменений таких ксенокристаллов ортопироксена подобна его поведению в ультраосновных включениях на контакте с вмещающим базальтом. Ксенокристаллы клинопироксена также редки, и в шлифах встречены не были. Клинопироксен ксенокристаллов, диагностированный макроскопически по характерному зеленому цвету, по оптическим свойствам оказался подобен этому минералу во включениях.

Содержание шпинели в изученных лерцолитах включений редко достигает 1-2%; она представлена преимущественно выделениями (зернами) меньше 1 мм. Однако в базальте вулкана Кандидушка наблюдались ксенокристаллы шпинели. Они были диагностированы в шлифах лишь по наличию неизмененного "ядра", которое в направлении к краям ксенокристалла постепенно переходит в непрозрачную оторочку.

Для лав и шлаков р. Бартой и вулкана Кандидушка и других вулканов характерно присутствие крупных кристаллов (до 5-10 см) темноокрашенного клинопироксена. Кристаллы, как правило, в той или иной мере изменены с периферии или по трещинам, форма их искажена, они имеют вид оплавленных. Подобные образования уже давно отмечались в базальтах, содержащих перидотитовые включения, и мнение об их генетической связи с вмещающей породой, в отличие от ультраосновных включений, было общепринятым еще во времена Е. Фукэ и Г. Розенбуша. Новые данные подтверждают эти представления.

По химическому составу (табл. 39) клинопироксен, представленный в породах Кандидушки и Бартоя крупными кристаллами, соответствует авгиту, обогащенному глиноземом и магнием. Состав отдельных кристаллов значительно колеблется и это не просто случайность или недочеты анализа, а характерная особенность подобного типа выделений авгита, отмеченная в сходных по составу породах из других вулканических районов (Binns e. a., 1970; Dickey, 1968; Best, 1970; Kuno, 1964).

Авгит данного типа характеризуется следующими особенностями: 1) относительно высоким содержанием алюминия (7-11%) и примерно равным соотношением кальция и магния (на молекулу Чермака приходится около 15%); 2) соотношение алюминия в тетраэдрической и октаэдрической координации близко к единице; 3) несколько повышенным содержанием натрия (1-2%); 4) резким преобладанием FeO над Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

По составу данный авгит существенно отличается от моноклинного пироксена лерцолитов включений (из тех же лав): в авгите больше железа и титана и меньше кальция (см. табл. 31, 39). С другой стороны, авгит отличается от титанавгита (см. табл. 39, обр. 169а - 71), порфириковых вкрапленников из вмещающего

Таблица 39

Химический состав крупных монокристаллов авгита (в вес. %)

Компо- ненты	104а-71	186-71	169а-71
SiO <sub>2</sub>	49,56	47,46	42,32
TiO <sub>2</sub>	1,36	1,63	4,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,37	8,20	6,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,72	3,70	3,96
FeO	6,16	6,48	7,91
MnO	0,13	0,14	0,14
MgO	14,51	13,81	11,09
CaO	15,06	15,76	21,73
Na <sub>2</sub> O	2,00	1,50	0,56
K <sub>2</sub> O	0,10	0,23	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,12	0,58	0,18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,14	0,98	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,05	0,08
Сумма	100,18	100,52	99,31

Количество катионов в пересчете на 6 атомов кислорода

Si	1,826	1,773	1,647
Al	0,364	0,360	0,303
Ti	0,036	0,046	0,131
Fe <sup>3+</sup>	0,075	0,104	0,114
Fe <sup>2+</sup>	0,188	0,202	0,254
Mg	0,797	0,769	0,635
Mn	0,004	-	0,005
Ca	0,594	0,631	0,895
Na	0,143	0,109	0,041
K	0,004	0,011	0,005
Mg	48,2	45,1	33,4
Fe	15,9	17,9	19,4
Ca	35,9	37,0	47,2
n <sub>g</sub>	-	1,735	1,745
n <sub>m</sub>	-	-	-
n <sub>p</sub>	-	1,724	1,720
cN <sub>g</sub>	-	43°	40°
2VN <sub>g</sub>	-	48	41°
Уд. ВСС	-	3,4	3,4

Таблица 40

Содержание элементов-примесей группы железа в клинопироксенах\*

№ обр.	Минерал	NiO	CoO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>
104а-71	Авгит	0,51	0,0072	0,016	0,083	1,36**
186-71	"	0,031	0,0071	0,001	0,0079	1,63**
169а-71	Титанавгит Клинопироксен из лерцолитов (среднее из 6 анализов)	0,012 0,043	0,0056 0,0048	0,001 0,548	0,081 0,059	4,51** 0,26

\*Данные количественного спектрального анализа, аналитик Т.И. Елизарьева.

\*\*Данные силикатного анализа.

лимбургитового базанитоида (лавовый поток вулкана Кандидушка). В титанавгите значительно больше титана и меньше щелочей, что, однако, не означает недостаток щелочей в расплаве; наоборот, содержание щелочей в черном стекле с обильной вкрапленностью титанавгита (см. табл. 26, проба 11-69) очень высокое. Небольшие по объему стекловатые участки лишены вкрапленников плагиоклаза, характерного для остальной породы потока.

Сушественно отличается авгит от клинопироксена лерцолитов по содержанию некоторых элементов-примесей группы железа, хрома и титана (табл. 40) - значительно резче, чем титанавгит, который несомненно, кристаллизовался в условиях лавового потока. Содержание элементов-примесей в отличие от общего химического состава более отчетливо отражает генетическое родство крупных кристаллов авгита с вмещающей породой. Вопрос происхождения монокристаллов авгита будет рассмотрен при обсуждении генеза ультраосновных включений.

В шлаковых выбросах вулкана Кандидушка и соседних вулканов наряду с крупными кристаллами авгита встречаются кристаллы воднопрозрачного полевого шпата примерно таких же размеров;

Таблица 39 (примечание)

104а-71 - шлак из вулкана Кандидушка; 186-71 - слабопористый полевошпатовый лимбургит; 169а-71 - авгитовый лимбургит. В цифры средних содержаний включены, кроме приведенных в таблице, еще три образца, взятые из лавового потока вулкана Кандидушка. Аналитик Т.И.Елизарьева.

Таблица 14

Химический состав монокристаллов щелочного полевого шпата из базальтов (в вес. %)

Компо- ненты	113-71	115-71	111/55(2)
SiO <sub>2</sub>	65,09	64,53	63,44
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,15	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,52	20,99	22,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,35	0,39	-
FeO	0,15	0,12	-
CaO	1,14	1,42	1,23
Na <sub>2</sub> O	8,05	7,77	7,70
K <sub>2</sub> O	4,04	4,20	3,40
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,22	0,20	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,03	-
BaO	0,03	0,05	0,32
SrO	0,19	0,40	1,51
Сумма	99,97	100,25	99,80

Количество катионов в пересчете на 32 атома кислорода

Si	11,657	11,539	11,704
Al	4,300	4,432	4,704
Fe <sup>2+</sup>	0,022	0,019	-
Fe <sup>3+</sup>	0,047	0,053	-
Ti	0,020	0,021	-
Na	2,778	2,693	2,683
Ca	0,218	0,274	0,237
Sr	0,019	0,004	0,158
K	0,920	0,958	0,780
Ba	0,002	0,003	0,023
Or	22,5	22,9	20,0
Мол. % Ab	67,0	64,1	68,9
An	10,5	13,0	11,1

113-71 и 115-71 - анортоклаз из шлака, вулкан Кандидушка, аналитик Л.В.Комарова; 111/55(2) - натровый санидин (Белов, 1963), вулкан Бартой, аналитик В.С. Лебедева.

Таблица 42

Некоторые свойства щелочного полевого шпата из базальтов

№ обр.	-2V	$n_g$	$n_p$	$n_m$	Удельный вес
111/55(2)	45	1,536	1,527	1,533	2,595
19-69-8	-	1,535	1,526	-	2,60
19-69-8/2	-	1,534	1,525	-	2,68*
113	47	1,532	1,525	-	2,61
115	42	1,531	1,524	-	2,62

\*Минерал содержит вкрапления магнетита (?).

111/55(2) – щелочной полево шпат, вулкан Бартой (Белов, 1963); 19-69-8, 19-69-8/2 – щелочной полево шпат, обломки крупных кристаллов из базальта, бассейн р.Ингамакит; 113 и 115 – щелочной полево шпат из вулканического шлака, вулкан Кандидушка, Витимское плато.

угловатые формы кристаллов сглажены. По составу полево шпат относится к анортоклазу (табл. 41, 42). Подобные образования были описаны И.В.Беловым (1960) из выбросов бартойских лав (Западное Забайкалье). Обломки крупных кристаллов щелочного полево шпата обнаружены нами в образцах базальта из бассейна р. Ингамакит (Удоканский хребет). Содержание окиси натрия в них колеблется от 5,90 до 6,41 вес. %, а окиси калия – от 3,75 до 5,25 вес. %.

Крупные кристаллы анортоклаза в отличие от авгита встречаются только в шлаковых и сильнопористых лавах в пределах вулканических построек; вероятно, в процессе движения лавы анортоклаз разрушался путем плавления. В этой связи было исследовано черное с синеватым оттенком стекло, встреченное среди обычной лимбургитовой лавы (в потоке) в виде небольших, до 1–5 дм<sup>3</sup>, участков неправильной формы. Повышение содержания в данном стекле щелочей по сравнению с вмещающей породой (см. табл. 26) дает основание рассматривать эти включения как выплавки на месте нахождения крупных кристаллов анортоклаза. Это подтверждается еще и тем, что в более компактных, наибольших выплавках содержится больше щелочей (см. табл. 26, обр. 133) и несколько понижен (до 1,54) показатель преломления стекла. Сильнощелочное стекло ( $n = 1,546-1,550 \pm 0,002$ ) содержит многочисленные призмочки титанавгита (см. табл. 39, обр. 169а-71); в аксессуарных количествах присутствует рудный минерал.

Неравнозначность анортоклаза с лавой свидетельствует о кристаллизации его в глубинных условиях; этот вопрос имеет прямое отношение к общей проблеме генезиса ультраосновных включений в базальтоидах, отдельные аспекты которой будут рассмотрены ниже.

Микроструктурно изучены ультраосновные включения из базальтов Удоканского хребта (обр. 7а-69, 11-69 и 12-69; по одному шлифу), района р. Бартой (обр. 1-69, два шлифа) и выбросов авачинского вулкана (обр. 10-69, два шлифа).

Большая часть зерен оливина во всех исследованных образцах имеет полосчатое строение, связанное с механическим двойникованием. Каждая полоса — оптически однородная часть зерна — имеет резкие границы, которые заметны лишь при скрещенных николях. Различие в ориентировке соседних полос достигает нескольких градусов. В крупных зернах оливина установлено 8-10 полос (блоков). Положение границ блоков в кристалле закономерно: пограничная плоскость располагается параллельно (100). Аналогичная структура оливина нередко наблюдается и в породах ультраосновных массивов, особенно в зонах смятия, т.е. деформационная природа этого явления очевидна и признается всеми исследователями. Аналогичные дислокации в оливине получены экспериментально.

К. Худоба и И. Фрехен (Chudoba, Frechen, 1950) на основании изучения оливина в ультраосновных включениях и данных о породах гипербазитовых массивов пришли к заключению, что кристаллы оливина приобретают блоковое строение в результате пластической деформации, трансляционного скольжения параллельно (010) с изломом слоев решетки по (100).

Происходит обычное механическое двойникование с образованием иррациональных двойников. На рис. 19 дана схема части кристалла оливина, деформированного подобным образом. Очевидно, в данном случае одна из составляющих силы должна быть параллельной оси [100]. В шлифах обнаруживается следующая закономерность: деформационные полосы (блоки) располагаются почти перпендикулярно к длинным осям зерен оливина, а там, где имеется сланцеватость, — к плоскости сланцеватости.

В исследованных оливинах ширина деформационных полос варьирует от 0,04 до 1,2 мм (табл. 43). Сходные данные для оливинов включений имеются в работе К.Худобы и И. Фрехена. Средняя (из 100 измерений) ширина полос в оливине 0,35 мм, т.е. близка к нашим данным.

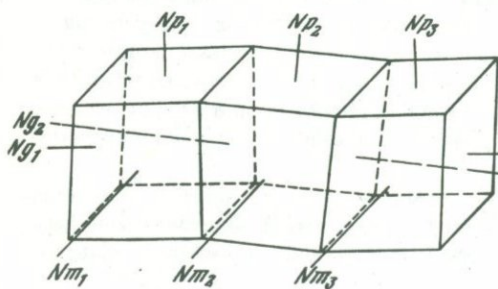


Рис. 19. Схема пластической деформации оливина с образованием блоков при скольжении вдоль (010)

Таблица 43

Толщина индивидов иррационных двойников оливина в лерцолитах  
(в мм)

№ зерна	Обр. 7а-69	№ зерна	Обр. 10-69
1	0,11; 0,11; 0,23; 0,18; 0,02	1	0,41; 0,05; 0,15; 0,14; 0,23; 0,02
2	0,15; 0,04; 0,06; 0,06; 0,25; 0,05	2	0,15
3	0,08; 0,36; 0,32; 0,26; 0,16; 0,34; 0,23; 0,18; 0,36; 0,04; 0,27	3	0,38; 0,15
4	0,62; 0,57	4	0,23; 0,06; 0,18; 0,25; 0,83; 0,36; 0,11; 0,57; 0,23; 0,11; 0,85; 0,09; 0,32; 0,20; 0,53
5	0,37; 0,41; 0,36; 0,32; 0,18; 0,23; 0,18	5	0,23; 0,25; 0,11; 1,06
6	0,21; 0,25; 0,27	6	0,60; 0,16; 0,48; 0,15; 0,52; 1,08; 0,29; 0,50; 0,50
7	0,67; 0,30; 0,11; 0,48; 0,29; 0,57; 1,20; 0,11; 0,08; 0,32; 0,06	7	0,81; 0,18
8	0,06; 0,20; 0,18; 0,53; 0,04; 0,50	8	0,13; 0,29; 0,41; 1,25; 0,11; 0,41; 0,15; 0,74; 0,18; 0,18; 0,85; 0,29; 0,13; 0,08; 1,27; 0,11; 0,71; 0,34; 0,74
9	0,50	9	0,13; 0,69; 0,06
10	0,46	10	0,09; 0,09; 0,08; 0,03; 0,18; 0,23; 0,46; 0,25; 0,11; 0,09; 0,36; 1,04; 0,46; 0,30
11	0,25; 0,18; 0,41	11	0,38; 0,32; 0,41
12	0,22	12	0,11; 0,29
13	0,22	13	0,02; 0,34; 0,32; 0,53; 0,43; 0,25
14	0,05; 0,59; 0,18; 0,06; 0,44; 0,27	14	0,37; 0,41; 0,74; 0,39; 0,08; 0,29; 0,53; 0,27; 0,41
15	0,41; 0,81; 0,44	15	0,04; 0,06; 0,08; 0,09; 0,13; 0,37; 0,50; 1,06; 0,41
16	0,08; 0,10		
17	0,31		
18	0,46		
19	0,48; 0,11; 0,11; 0,08; 0,13		
20	0,44		
21	0,22; 0,08; 0,20		
22	0,08; 0,16		
	Средняя толщина 0,263		Средняя толщина 0,351

7а-69 - лерцолит, Удоканский хребет, верховья р. Чукчуду;  
10-69 - лерцолит, Камчатка, северо-восточный склон вулкана  
Авачинская Сопка.

Названные авторы приводят сведения о ширине деформационных полос в оливинах из дунитов (гипербазитовое тело Ванелвен, Норвегия); средняя ширина полос оказалась равной 0,11 мм. Причину различий в ширине деформационных полос в оливинах ультраосновных включений, с одной стороны, и дуните из массива, с другой, К.Худоба и И. Фрехен объясняют неодинаковой температурой пород в момент их деформации.

Диаграммы исследованных образцов отчетливо показывают, что во всех случаях оливин в породах имеет преимущественную ориентировку в определенных направлениях, причем наибольшая концентрация точек характерна для осей  $N_p$  и  $N_g$ . Отмечается слабая сланцеватость в исследованных лерцолитах из забайкальских базальтов, поэтому для надежного макроскопического определения ее направления необходимы были образцы крупных размеров (8–12 см). Среди наших образцов лишь в одном (обр. 1–69) наблюдалась сланцеватость, поэтому с него целесообразно начать анализа структурных диаграмм (рис. 20).

На микроструктурной диаграмме выходов  $N_p$  имеется два резких максимума, расположенных перпендикулярно к плоскости  $S$ ; оси  $N_g$  и  $N_p$  образуют пояс, т.е. узор диаграммы характерен для  $S$ -тектонита.

Рассмотрим вопрос о том, насколько такое заключение согласуется с некоторыми особенностями структуры оливина и известными фактами микроструктурного анализа  $S$ -тектонитов. Параметры решетки оливина (форстерита) в обычных условиях следующие (в  $\text{Å}$ ):  $a=4,755$ ,  $b=10,21$  и  $c=5,985$  (Елисеев, 1957);  $a$ ,  $b$ , и  $c$  соответственно совпадают с  $N_g$ ,  $N_p$  и  $N_m$ . Из этих данных относительная плотность кристаллической решетки по (100), (010) и (001) соответственно равна 1 (плоскость  $N_g$ ), 2,2 (плоскость  $N_p$ ) и 1,7 (плоскость  $N_m$ ). Таким образом, скользящие дифференциальные движения в оливине осуществлялись преимущественно вдоль решетки с наибольшей плотностью, что соответствует известным данным по микроструктурному анализу тектонитов, представленных различными по составу породами.

Узор микроструктурных диаграмм ориентировки оливина в образцах лерцолита 7а–69, 11–69 и 12–69 (см. рис. 20) несколько отличается от предыдущих. Общим признаком является наличие резко выраженного максимума на диаграммах выхода  $N_p$ . Диаграммы выходов осей  $N_g$  и  $N_m$  имеют рисунок менее определенный, с некоторой тенденцией к поясному расположению изолиний. При наличии взаимного наложения осей проявлены достаточно отчетливые максимумы, что можно отождествлять с рисунком на диаграммах В-поясного тектонита (тектонита сплющивания). Деформации этого типа, возможно, послужили в какой-то мере причиной образования в лерцолитах нодулей мелкозернистых (межгранулярных) участков зерен оливина изометричной формы. Ориентировка этих зерен не укладывается в общий план пространственного положения в породе остального оливина. В отличие от последнего мелкие изометричные зерна

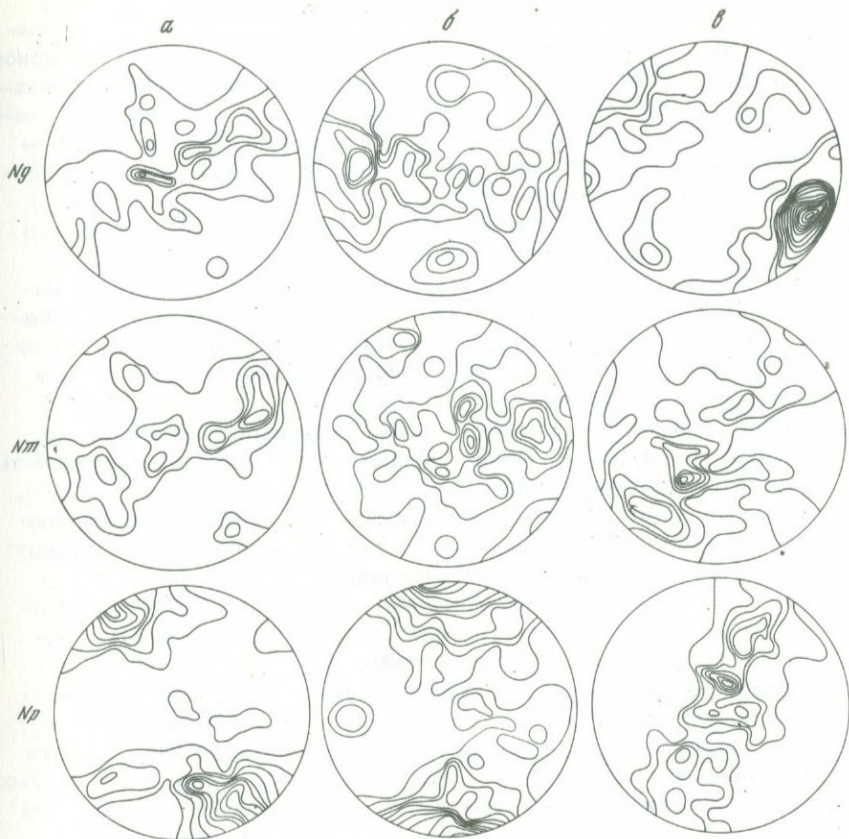


Рис. 20. Диаграмма ориентировки оптических направлений  $N_g, N_m, N_p$  оливина в перцолитовых включениях из базальтов: а - вулкана в долине р. Бартой (Западное Забайкалье); б - жерловины (?) в верховье р. Чукчуду (Удоканский хребет); в - оливина в перцолите из выбросов вулкана Авачинская Сопка (Камчатка). Данные по 120 зернам для каждого шлифа; изолинии соответствуют 1,2,3,... 15%

на диаграммах повернуты на  $90^\circ$  вокруг оси  $N_p$ . В мелких изометричных зернах очень редко наблюдаются полосы механического двойникования, что можно отчасти объяснить небольшими размерами самих зерен. Возможна перекристаллизация оливина, близкая по типу к грануляции при динамометаморфизме пород.

П.Хартман и Е. ден Текс (Hartman, den Tex, 1964) рассмотрели вопрос кристаллизации оливина в условиях одностороннего сжатия поликристаллического агрегата. По их данным, в случае наличия межгранулярной жидкости ось оливина  $N_p$  имеет тенденцию ориен-

тироваться в направлении вектора сжатия, а форма кристаллов становится таблитчатой или дисковидной в плоскости, перпендикулярной этому вектору. При отсутствии межгранулярной жидкости параллельно вектору сжатия стремится расположиться ось  $N_g$ , при этом влияние сжатия на форму кристаллов несущественно. Авторы справедливо отмечают, что в горных породах причины закономерной ориентировки кристаллов более многообразны.

Если выводы П.Хартмана и Е.ден Текса правильны, необходимо допустить, что лерцолиты исследованных включений из базальтов Байкальской рифтовой зоны на определенном этапе своей истории испытали стресс при наличии в них межгранулярной жидкости. Очевидно, данное объяснение структуры лерцолита включений не может явиться монополярным достоянием одной из гипотез происхождения ультраосновных включений данного типа.

Наличие в лерцолитах нодулей явных признаков динамического воздействия на структуру породы не исключает, однако, возможность толкования максимума выходов  $N_p$ , перпендикулярного плоскости  $S$ , как элемента протоструктуры лерцолитов, т.е. подходить к ним как к магматическим тектонитам — тектонитам плавления, по Б.Зандеру (Sander, 1948). Очевидно, ориентированную текстуру лерцолитов следует отождествлять с трахитоидностью, которая является следствием ориентировки удлинённых или уплощённых кристаллов, движущихся в расплаве. Можно также толковать данную текстуру как кумулятивную, т.е. считать причиной ориентировки осаднение на плоскую поверхность кристаллов призматически вытянутой или таблитчатой формы. Подобный механизм ориентировки оливина (короткая ось зерен совпадает с  $N_p$ ) в ультраосновных породах расслоенных интрузивов отстаивают Л. Уэйджер и Г. Браун (1970), считая его единственно возможным даже в том случае, когда зерна оливина полосчатых пород несут явные следы пластических деформаций (деформационные полосы).

Очевидно, рассмотренные варианты не исчерпывают возможных причин, которые можно привлечь для объяснения ориентированного расположения зерен оливина и других минералов в ультраосновных породах, но их вполне достаточно, чтобы увидеть, насколько сложен вопрос расшифровки ориентированных структур даже в крупных телах ультраосновных пород. Этим объясняется обилие точек зрения в оценке этого, на первый взгляд простого, явления.

На рис. 20 для сравнения приведены структурные диаграммы лерцолита с вулкана Авачинская Сопка (обр. 10-69), построенные для двух шлифов. В этой породе наблюдается отчетливая полосчатость, ориентировку которой можно принять за плоскость  $S$ . На диаграммах рисунок изолиний выходов  $N_g$  имеет резко выраженный максимум, расположенный к плоскости  $S$  под углом около  $20^\circ$ , что в структурном отношении существенно отличает данную породу от лерцолитов включений из базальтов; рисунки изолиний выходов  $N_p$  и  $N_g$  в этих породах больших различий как будто не имеют. Оливин в авачинском лерцолите также представлен двумя морфологическими

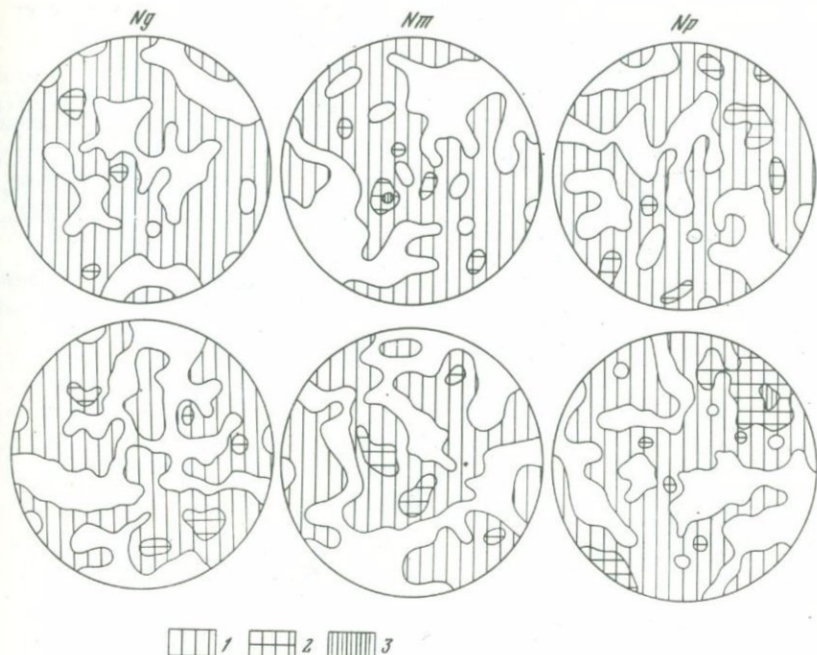


Рис. 21. Диаграмма ориентировки оптических направлений  $N_g, N_m, N_p$  оливина вкрапленников в базальте из жерловины (?); р. Чукчуду (Удоканский хребет). Данные по 120 зернам для каждого шлифа  
 1 - 0,5-2,5%; 2 - 2,5-5,5%; 3 - > 5,5%

типами зерен, крупные из которых несут следы механического двойникования. Судя по литературным данным, в ультраосновных породах нередко наблюдаются структуры с преимущественной ориентировкой зерен оливина по  $N_g$ . Рассматривая закономерную связь петроструктур горных пород с общим тектоническим положением ультраосновного массива Дун, М.Бэтти (Battey, 1960) установил, что направление  $N_g$  оливина параллельно тектонической оси  $b$ . Ранее сходное мнение было высказано Ф.Тернером; придерживается его и П.Полич (Paulits, 1953). Детальное изучение структуры одного из крупных перидотитовых тел Японии, проведенное Г. Йошино (Yoshino, 1961), показало, что  $N_g$  оливина преимущественно совпадает с тектонической осью  $a$ .

Если при толковании структурных диаграмм авачинского перидотита опираться на приведенные выше данные, то директивность его текстуры, наблюдаемую в шлифах, следует связывать с полосчатостью или сланцеватостью - текстурным элементом, характерным для  $S$ -тектонитов. Положение блоков механического двойникования в зернах оливина не противоречит этому заключению, если учесть, что плоскостью трансляции является сечение, параллельное  $N_g$  и

$N_m$ , т.е. соответствующее наибольшей ректикулярной плотности узлов решетки оливина.

Редкий случай структуры дунита из включения в кимберлите описан Н.А. Елисеевым (1967) по данным Л. Чайки. На структурной диаграмме узоры изолиний выходов  $N_g$  оливина образуют резкий максимум, перпендикулярный плоскости  $S_2$ ; в оливине хорошо проявлена спайность по (100). Структура дунита соответствует  $S$ -тектониту. Л. Чайка объясняет такую инверсию  $N_g$  и  $N_p$  глубиной

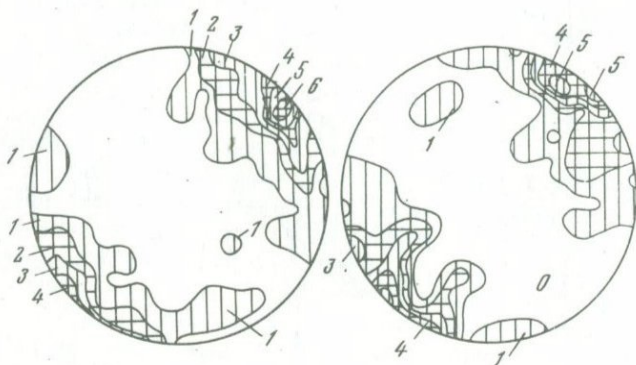


Рис. 22. Диаграммы ориентировки направления I (010) лейст плагиоклаза в базальте; измерения сделаны в шлифах предыдущих диаграмм

1 - 0,5-2,5%; 2 - 2,5-4,5%; 3 - 4,5-6,5%; 4 - 6,5-8,5%;  
5 - 8,5-10,5%; 6 - > 10,5%

условий формирования дунита. По его мнению при очень высоком давлении коренным образом могло изменяться соотношение параметров кристаллической решетки оливина.

При экспериментальном подтверждении этого предположения структурное разграничение глубинных ультраосновных пород приобретает большую определенность. Эксперимент показывает, что на характер деформации оливина существенно влияют температура и скорость деформации.

На рис. 21 приведены структурные диаграммы ориентировки ксенокристаллов оливина в базальте (обр. 19-69). Диаграммы для всех трех направлений ( $N_g$ ,  $N_p$  и  $N_m$ ) лишены максимумов. Ксенокристаллы оливина не имеют определенной ориентировки, хотя текстура породы в целом трахитоидная, что видно в шлифах, но особенно хорошо - на структурных диаграммах, построенных на выходах (010) лейст плагиоклаза (рис. 22). В потоке расплава на ориентировку ксенокристаллов оливина определяющую роль оказывала их форма, гидродинамические силы подавляли возможную тенденцию к ориентировке оливина вследствие анизотропии его структурных, пьезо- и других свойств.

Следовательно, можно сделать следующие выводы.

1. Впервые проведено микроструктурное изучение лерцолитов из базальтов Восточной Сибири, показавшее, что этим породам присуща петроструктурная анизотропия.

2. Характер ориентировки оливина в лерцолитах соответствует S-тектонитовому, причем максимум приходится на  $N_p$ , т.е. в структурном отношении лерцолиты включений аналогичны перидотитам из массивов, не испытавших наложенных деформаций.

3. По типу структуры изученные лерцолиты из забайкальских базальтов аналогичны лерцолитам других районов проявления молодого базальтового вулканизма, в частности Рейнской области.

ГЛУБИННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ  
ИЗ КИМБЕРЛИТОПОДОБНЫХ ПОРОД

Под термином "кимберлитоподобные" обычно описываются ультраосновные порфиновые породы и щелочные базальты, обладающие брекчиевой текстурой и слагающие жильные и трубочные тела. С позиций формационного анализа все их кажущееся многообразие можно свести к трем группам (Владимиров и др., 1971), представляющим собой самостоятельные петрографические семейства.

Первая группа включает туфы и туфобрекчии щелочных базальтов, которые наряду со шпинелевыми перидотитами содержат ксенолиты эклогитов, гранатовых гранулитов, реже пироповых перидотитов или вкрапленники пироба, хромдиоксида, авгита, форстерита. По составу щелочные базальты изменяются от мелилитовых, лейцитовых и нефелиновых разновидностей до трахитов.

Вторая группа включает оливин-флогопитовые порфиновые породы и их брекчии, являющиеся членами жильной серии мелилитнефелиновых базанитов, фонолитов и трахитов и ассоциируют генетически с кальциевыми карбонатитовыми комплексами щелочных-ультраосновных пород. Этот тип кимберлитоподобных пород содержит обильные ксенолиты слюдяных и роговообманковых перидотитов и пироксенитов, а также отторгнутые от них ксенокристаллы. Изредка в них встречаются и включения гранатовых пород-эклогитов.

Третья группа объединяет оливин-флогопитовые порфиновые породы и их брекчии, ассоциированные пространственно и во времени с кимберлитами. Эти породы выделены из семейства кимберлитов только потому, что в них отсутствуют пироп, алмаз и ксенолиты гранатовых пород.

Геологические условия залегания этих пород и их отношения к настоящему времени изучены во многих регионах. Кимберлитоподобные породы первой и третьей групп являются антиподами — они разобщены пространственно и во времени, обладают резко выраженными петрохимическими и минералогическими различиями, встречаются в разных сообществах пород. Там, где развиты настоящие щелочные базальты, не сопровождаемые карбонатитами, не было зафиксировано кимберлитоподобных пород третьей группы и алмазоносных кимберлитов.

Породы второй и третьей групп обнаруживают большое петрографическое и геохимическое сходство. Это ультраосновные, обогащенные калием порфиновые породы, сложенные, как и классические кимберлиты, оливином и флогопитом. Однако подобное сходство

имеет четко выраженную конвергентную природу. Кимберлитоподобные породы второй группы являются либо вторично переработанными нефелин-мелилитовыми базанитами, либо оливинсодержащими жилами карбонатитов, тогда как кимберлитоподобные породы третьей группы представляют собой наиболее раскристаллизованные и не содержащие по этой причине алмазов и пироба разновидности кимберлитов. Принадлежность этих групп пород к различным петрографическим семействам подтверждает тот факт, что в природе не зарегистрировано случаев совместного пространственно-временного совмещения классических алмазоносных кимберлитов и сопутствующих им кимберлитоподобных пород третьей группы с комплексом щелочных-ультраосновных пород и карбонатитов. В карбонатитовых комплексах ультраосновные породы постоянно ассоциированы с полевошпатовыми базальтами натривой ветви, тогда как в кимберлитовых провинциях последние никогда не фиксировались.

На территории Восточной Сибири установлены все три типа кимберлитоподобных пород. Щелочные базальты, содержащие ксенолиты пироповых перидотитов, эклогитов или ксенокристаллы пироба, известны в Минусинской межгорной впадине и на Алданском щите (бассейны рек Чомполоо и Тобук). Ультраосновные оливин-флогопитовые порфиновые породы формируют жильные и трубочные тела в составе белозиминского и тагнинского карбонатитовых комплексов Восточного Саяна, на Енисейском кряже (Карпинский, 1962), Чадобецком поднятии (бассейн р. Терины) и в Маймеч-Котуйской провинции щелочно-ультраосновных пород. Кимберлитоподобные породы третьей группы широко развиты в бассейнах рек Оленек и Анабар, но для целей настоящей работы интереса не представляют, так как в них отсутствуют глубинные включения. Материалы по кимберлитоподобным породам Алдана, Енисейского кряжа и Маймеч-Котуйской провинции могут быть использованы лишь для сравнения, поскольку из них извлечены пока только ксенокристаллы и сростки глубинных минералов.

#### ГЛУБИННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ИЗ ТРУБОК ВЗРЫВА МИНУСИНСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ

Благодаря работам Я.С. Эдельштейна (1932), А.Н. Чураксва (1932), Л.Г. Котельникова (1936), И.В. Лучицкого (1960), Н.А. Охупкина и В.Л. Чубугиной (1960), щелочные породы Чулымо-Енисейской впадины выделены в типичных щелочно-базальтоидных провинциях. Иные взгляды на их природу были высказаны позднее, после находок пиропов в отдельных телах района. По мнению А.В. Крюкова (1964), эти находки можно рассматривать как пример смещения кимберлитовой и базальтовой магм. Аналогичные представления были высказаны раньше А.А. Лебедевым (1962) на природу алданских кимберлитоподобных пород.

Чульмо-Енисейская впадина, в пределах которой развиты щелочные базальты с включениями ультраосновных ксенолитов, является составной частью Минусинского межгорного прогиба протяженностью 350 км при ширине 150 - 250 км.

По данным И.В. Лучицкого (1960), Минусинский межгорный прогиб представляет собой крупную структуру, образовавшуюся в процессе обрушения силурийского сводового поднятия, заложенного на каледонидах Сибири. В течение среднего и верхнего палеозоя в пределах прогиба обособилась система впадин (Минусинская, Сыдо-Ербинская, Чульмо-Енисейская, и др.), разделенных поднятиями. Прогиб обрамлен выступами докаледонского основания (Кузнецкий Алатау, Восточный и Западный Саян).

Образование Минусинского прогиба сопровождалось активной вулканической деятельностью, распространившейся главным образом на краевые зоны, но затронувшей на севере частично и внутренние части прогиба и его обрамления. Вулканическая деятельность проявилась в две фазы: в эксплозивной форме и в трещинных излияниях.

В первую фазу - в нижнем девоне - сформировались лабрадоревые порфириты и другие дифференциаты базальтовой магмы (плагиопорфириты, берешиты, горячиты); во вторую фазу - в эйфеле - произошло излияние базальтовых лав. К концу эйфеля - началу живета вулканическая деятельность прекратилась и после значительного перерыва возобновилась лишь в конце перми - начале триаса внедрением анальцимовых базальтов, содержащих обильные ксенолиты ультраосновных пород.

Последевонские щелочные базальты занимают небольшую площадь по периферии Копьевского купола. Всего здесь известно 20 тел, сгруппированных в трех участках.

Самый северный участок расположен на берегу р. Чулым в районе дер. Конгарово. Здесь известно девять тел, из которых три (Три брата, Пашонак и Конгарово) формируют трубки взрыва.

В западной части площади, близости от оз. Чулым и ст. Копьево обнаружены два тела - жила и некк.

Южный участок ограничен площадью, заключенной между северным берегом оз. Беле и деревнями Когунек, Тергеш и Бараджиль. На этой площади выявлено девять тел - семь трубок взрыва и две дайки.

Все жильные тела имеют небольшую мощность (не более 10 м) и протяженность (50-100 м). Некоторые из них являются апофизмами, ответвляющимися непосредственно от куполов, формирующих центральные части трубок взрыва (трубки Бараджиль и Тергеш). При этом некоторые жилы не только пересекают трубку, но и простираются далеко во вмещающие породы. Многие жилы сопровождают

трубки взрыва, располагаясь в непосредственной близости от них, характеризуются обычно кулисообразным строением. Меньшая часть жильных и дайковых тел прорывает осадочные породы девона в разных частях Чулым-Енисейской впадины, группируясь в рои вдали от трубок взрыва.

Трубки взрыва образуют хорошо выраженные в рельефе конусовидные холмы, вершины которых, увенчанные некками, воздымаются над окружающей местностью на 30-60 м. В плане они имеют эллипсоидальные, грушевидные и амебовидные очертания и по размерам варьируют от 35 до 600 м. Часто можно наблюдать сдвоенные трубки (Крутая сопка, Три брата и др.).

Внутреннее строение трубок довольно однотипно. Краевые части их сложены туфобрекчиями взрыва, состоящими в основном из крупных (1 - 35 см) глыб осадочных пород и их минералов, сцементированных серпентином и карбонатом. В них встречаются изредка ксенолиты шпинелевых и пироповых перидотитов (трубка Тергеш).

Ближе к центру эти породы постепенно переходят в туфобрекчии базальтов. Последние состоят из глыб, лапиллей и пепла базальтов и базальтовых брекчий, редких обломков осадочных пород, ксенолитов шпинелевых и гранатовых перидотитов, пироксенитов, оливинитов, габброидов и обломков минералов, высвобожденных при дроблении всех этих пород. Цементом является серпентин и серпентин-карбонатный агрегат, содержащий иногда цеолиты.

В ядрах трубок туфобрекчии переходят постепенно в брекчии расщепления базальтов, в интрузивные брекчии базальтов и, наконец, в собственно базальты, содержащие часто обломки оливинов, хромистых диопсидов, шпинелей, бронзитов, смоляно-черных авгитов и диопсидов (табл. 44).

Объемные соотношения структурно-текстурных разновидностей пород самые различные. В трубке Спутник (группа трубок Крутая сопка) присутствуют только туфобрекчии взрыва и интрузивные брекчии анальцимовых базальтов, в трубке Тергеш - почти все типы описанных выше пород, исключая собственно базальты. При этом 80% объема трубки занимает эруптивный материал, а эруптивная брекчия и брекчии расщепления образуют кольцевую жилу с несколькими апофизами. Трубка Беле в основном сложена базальтами, переполненными включениями ультраосновных пород и обломками их минералов, а эруптивный материал занимает лишь мало-мощную оторочку. Трубки Три брата, Два брата и Игрек сформированы некками базальтов, которые вытеснили ранее находившийся на их месте эруптивный материал, что устанавливается по присутствию ксенолитов брекчий в краевых частях некков.

В некках, жилах и обломках из брекчий выделяются следующие петрографические разновидности базальтоидов: анальцимовые долериты, кринаниты, трахидолериты, гялобазальты, анальцимовые базальты, анальцимовые базаниты и пикритовые порфириты. Все эти породы образуют естественный ряд, в рамках которого отдельные разновидности выделяются на базе степени кристалличности,

Таблица 44

Химический состав базальтов, включающих ксенолиты гипербазитов и эклогитов (в вес.%)

Окислы	128г	138	128а	128в	29
SiO <sub>2</sub>	42,68	46,91	43,88	55,44	42,0
TiO <sub>2</sub>	1,90	1,85	1,94	0,38	2,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,21	14,94	14,87	10,71	12,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,11	7,53	4,70	2,10	2,29
FeO	3,12	3,29	6,55	1,31	12,60
MnO	0,17	0,05	0,20	0,19	0,15
MgO	1,30	7,06	8,94	4,07	7,36
CaO	10,66	9,69	10,11	9,09	8,14
Na <sub>2</sub> O	2,76	2,04	2,74	1,97	4,01
K <sub>2</sub> O	1,77	1,65	1,39	5,44	1,62
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	3,24	-	1,34	1,18	0,29
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	8,26	3,60	4,25	10,48	2,54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,68	0,40	0,60	0,04	0,98
CO <sub>2</sub>	-	0,28	-	-	2,20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,19	-	-	0,04
Сумма	103,86	99,38	101,51	102,40	99,83

128г - брекчия расщепления анальцимового базальта, трубка Тергеш;  
 138 - анальцимовый базальт, трубка Тергеш; 128а - туфобрек-  
 чия анальцимового базальта, трубка Тергеш; 128в - интрузивная  
 брекчия анальцимового базальта, трубка Тергеш; 29 - анальцимо-  
 вый базанит, трубка Пашполак.

а также количественных соотношений анальцима, с одной стороны, и фемических минералов с салическими - с другой.

Пространственно все разновидности образуют взаимопереходы. Обычно внутренние части выжатых куполов сложены анальцимовыми долеритами и трахидолеритами, а периферические и приконтактовые - анальцимовыми базальтами, реже - пикритовыми порфири-  
 тами. В объемном отношении преобладают стекловатые породы. Все без исключения разновидности пород имеют порфиновую струк-  
 туру. Постоянными вкрапленниками в них являются оливин и клино-  
 пироксен. В редких образцах фиксируются ортопироксены и шинель,  
 а в крианитах - анортоклаз и альбит-олигоклаз.

Наиболее полное описание включений из верхнепалеозойских трубок взрыва Минусинского межгорного прогиба было выполнено В.А. Кутוליным и В.М. Фроловой (1972). Они подразделили ультраосновные ксенолиты на две группы: аккумулятивные породы и ксенолиты мантийного субстрата. В первую группу ими были включены крупные вкрапленники авгитов и ортопироксенов, клинопироксениты трех цветовых разновидностей, ортопироксениты, плагиоклаз-клинопироксеновые и шпинель-плагиоклаз-клинопироксеновые породы. Объединяющим признаком для данной группы пород является авгитовый клинопироксен и железистая шпинель. Во вторую группу включены лерцолиты, гарцбургиты, вебстериты и верлиты. Эти породы, по мнению В.А. Кутוליной и В.М. Фроловой, содержат хромдиопсидовые пироксены, очень близкие по своим свойствам клинопироксенам из гранатовых перидотитов кимберлитовых трубок. Признавая огромную ценность фактического материала названных авторов, нельзя, однако, согласиться не только с их основными выводами, но и с приведенной классификацией.

По петрохимическим особенностям и характеру минеральных ассоциаций все глубинные включения в Минусинских трубках взрыва могут быть подразделены на семейство кристаллических сланцев высоких ступеней метаморфизма и семейство ультраосновных пород.

Представителем первого семейства являются эклогиты, встречающиеся крайне редко. В форме яйцевидных обломков, не превышающих 5 см в диаметре, они зафиксированы в двух трубках: Тергеш и Беле.

Ультраосновные включения очень разнообразны. Почти в каждой трубке можно наблюдать весь ряд минералогических разновидностей: от клинопироксенитов через вебстериты, верлиты, гарцбургиты и лерцолиты к оливинитам и ортопироксенитам. Количество разновидностей удваивается при учете таких индекс-минералов, как плагиоклаз, шпинель и гранат, и утраивается при введении в классификацию таких признаков, как тип клино- и ортопироксенов. Все разновидности, составляющие ультраосновное семейство, группируются в три сообщества, каждое из которых объединено как химическими, так и парагенетическими особенностями.

Шире всего представлены включения перидотит-пироксенитовой серии, главными породообразующими минералами которых являются оливин форстерит-хризолитового состава, бронзит, диопсид, а второстепенными – шпинель и пироповый гранат. В этой серии выделяются: оливиниты, лерцолиты, гарцбургиты, ортопироксениты, вебстериты и клинопироксениты. Каждый тип пород, исключая клинопироксениты, представлен в двух вариантах – шпинелевом и шпинель-гранатовом. Диопсидовые пироксениты из второстепенных

минералов содержат только шпинель. В этой серии отсутствуют включения, не содержащие шпинели.

В гораздо меньших объемах присутствуют включения, главными породообразующими минералами которых являются авгит или салит, бронзит, железистый хризолит или гиалосидерит, а второстепенными — магнетит. Здесь преобладают авгитовые или салитовые клинопироксениты, на втором месте стоят вебстериты и реже всего встречаются верлиты. В породах этой серии отсутствует гранат, но очень часто отмечается магнетит. В отличие от перцолитовых включений, ромбический пироксен присутствует здесь редко (вебстериты) и всегда в подчиненном количестве по отношению к клинопироксену.

Третье сообщество образуют клинопироксениты, вебстериты, верлиты и габбро, в которых клинопироксены в каждом типе пород представлены одновременно авгитом и диопсидом или салитом и диопсидом, а вебстериты и верлиты часто содержат плагиоклаз.

Приведенное выше подразделение ультраосновных включений основано на чисто вещественных признаках. Геологически нельзя выделить отдельные тела, где встречался бы только один тип включений. Вместе с тем шпинель-пироповые перидотиты чаще всего встречаются в трубке Тергеш, а авгитовые и салитовые пироксениты, вебстериты и габброиды, по-видимому, более характерны для эруптивных брекчий и туфобрекчий. Лично нами эти типы пород в базальтах не отмечены. Для базальтов характерны включения перцолитов, оливинитов, крупных (до 5 см) желваков диопсида, крупнозернистых агрегатов диопсида и авгита, огромных (до 9 см) монокристаллов смоляно-черного авгита или их обломков, отдельных округлых или остроугольных обломков пироба. Эти же включения имеются и в брекчиях.

Относительные соотношения типов включений, как и их общее количество, по отношению к вмещающей среде без специальных работ определить трудно. Возможные ошибки при этом кроются как в недостаточной обнаженности тел, так и в том, что в пределах каждого тела степень обогащения ультраосновными включениями различна. Эти обстоятельства могут служить поводом к недоразумениям. Так, в работе В.А. Кутюлина и В.М. Фроловой (1972) приведена таблица, из которой следует, что в трубках Конгаровской и Тергеш отсутствуют плагиоклаз- и шпинель-плагиоклазовые породы, а нами эти типы включений чаще всего фиксировались именно в указанных телах. Подобные несоответствия данных можно обнаружить и по другим типам включений. В этой связи следует указать, что в наиболее обогащенных участках количество включений ультраосновных пород достигает 10%, а обломков авгита, диопсида и пироба (в сумме) — 3% от общего объема брекчий.

## Перидотит-пироксенитовые включения

Породы этой серии обнаруживают тесное парагенетическое родство, а разновидности представлены ярко выраженными типами лишь в крайних членах. Очень часто в одном обломке можно наблюдать достаточно отчетливые участки двух или даже трех разновидностей. Обычно такие образцы имеют линейные текстуры. Особенно трудно выделять гарцбургиты, ортопироксениты, вебстериты и клинопироксениты, так как чистые моно- и двуминеральные породообразующие парагенезисы практически отсутствуют, и если не вводить условных границ по содержанию оливина, орто- и клинопироксенов, то 95% включений с качественной стороны будут лерцолитами, так как указанные минералы в том или ином количестве присутствуют всегда. Более отчетливо различаются шпинелевые и шпинель-пироповые типы.

Шпинель-пироповые лерцолиты в виде включений присутствуют в эруптивных брекчиях в самой большой трубке провинции — Тергеш. Размеры обломков пород данного типа достигают 20 см в поперечнике. Форма их округлая или эллипсоидальная. По частоте встречаемости вместе с другими разновидностями гранатосодержащих пород являются самыми малочисленными.

Внешне это светло-зеленые с желтоватым оттенком массивные породы, обладающие часто порфиroidной структурой. Главными породообразующими минералами в них являются оливин, ромбический и моноклинный пироксен; во второстепенных количествах присутствуют пироп и шпинель; из аксессуаров зафиксирован магнетит. Объемные соотношения породообразующих минералов для разных образцов и даже для разных участков одного образца подвержены значительным колебаниям. Средний тип состоит почти из равных количеств оливина и ромбического пироксена (20–35% каждого) и подчиненных количеств клинопироксена (10–25%), пироба (2–7%) и аксессуарной шпинели. Такие низкие содержания пироба, отмечаемые и для других типов минусинских пород, являются отличительным свойством гранатосодержащих включений из щелочных базальтов.

Структура пород панидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, в одном случае была отмечена бластопорфиroidная. По относительной величине зерен шпинель-пироповые перидотиты являются среднезернистыми образованиями.

Оливины в подавляющем большинстве образцов свежие и обладают наиболее идиоморфными формами. В проходящем свете бесцветны. Во многих зернах хорошо развита спайность (010). Лучшее всего кристаллографические формы оливинов проявлены в участках, где этот минерал пойкилитово включен в крупные зерна клинопироксенов. Оптические свойства ( $n_g' = 1,696-1,692$ ,  $n_p' = 1,662-1,658$ ,  $\Delta = 0,034$ ,  $-2V = 87-90^\circ$ ) так же, как и химические анализы (см. табл. 48, № 151), свидетельствуют о его форстерит-хризолитовом составе. Это наиболее магнезиальные оливины из всех ультраосновных включений провинции.

Ромбические пироксены обладают едва различимым буроватым цветом, но не плеохроируют. Они, как и оливины, в большинстве образцов обладают "свежим" обликом и не содержат каких-либо включений. Их оптические свойства отличаются постоянством ( $n_{g'} = 1,684-1,686$ ,  $n_{p'} = 1,676-1,678$ ;  $-2V = 74-76^\circ$ ) и соответствуют бронзиту, содержащему 14-16% Fs. Это хорошо согласуется с результатами химического анализа (см. табл. 47).

Моноклинный пироксен в проходящем свете имеет отчетливый бледно-зеленый цвет. Во многих образцах его зерна более крупных размеров по сравнению с оливином и ортопироксеном и иногда образуют ойкокристаллы. В порфировидных разностях обнаруживают следы деформаций, выраженные трещинами отдельности, иррациональными двойниками, а иногда и изогнутостью зерен.

Оптические свойства ( $n_{g'} = 1,700-1,710$ ,  $n_{p'} = 1,682-1,686$ ,  $2V = 66-70^\circ$ ) характеризуют его как диопсид, обогащенный жадеитовой молекулой.

Гранат при микроскопическом изучении обнаруживает розовую окраску. В поляризованном свете совершенно изотропен. Большая часть зерен этого минерала имеет округлые формы; по периферии их развита келифитовая кайма, имеющая концентрически-зональное строение. Минералы, слагающие ее, замещены агрегатом хлорит-серпентиновых продуктов, и лишь в отдельных случаях можно обнаружить мелкие реликты мутных зернышек, имеющих орто-пироксеновый показатель преломления (1,676). Подобный характер келифитовых каемок, свидетельствующий о реакционных взаимоотношениях граната с окружающими фазами, не позволяет выявить конкретную природу процесса.

Шпинелевые лерцолиты мало отличаются от гранатсодержащих разновидностей. Главные составные части представлены в них теми же породообразующими минералами - оливином, ромбическим и моноклинным пироксенами, а аксессуарии - шпинелью. Оптические свойства пироксенов не имеют отклонений от показателей, указанных в шпинель-гранатовых лерцолитах. Ортопироксены имеют:  $n_{g'} = 1,682-1,690$ ,  $n_{p'} = 1,680-1,674$ ,  $2V = 76-72^\circ$ ; для клинопироксенов  $n_{g'} = 1,710-1,706$ ,  $n_{p'} = 1,686-1,682$ ,  $2V = 66-69^\circ$ . Незначительное повышение железистости отмечается для оливинов. Если в гранатсодержащих разновидностях этот минерал относится к разновидности, содержащей 9,5-12% фаялитовой молекулы, то в шпинелевых лерцолитах он чаще всего является хризолитом ( $n_{g'} = 1,698-1,702$ ,  $n_{p'} = 1,662-1,666$ ).

Более существенные различия между этими разновидностями отмечаются в структурах минералов. В шпинелевых лерцолитах наряду с пироксенами гомогенной структуры присутствуют иногда кристаллы клино- и ортопироксенов, содержащие пластинки буроватого пикотита. Они чаще всего располагаются вдоль трещин призматической спайности и обнаруживают все свойства, присущие структурам распада. Сопоставляя структурные особенности минералов и их соотношения в обеих разновидностях лерцолитов, можно предста-

вить ряд, в котором начиная от перцолитов со структурами распада через обычные шпинелевые члены к шпинель-пироповым прослеживается смена термодинамических параметров в сторону понижения температуры при возрастающем давлении.

Оливиниты распределены крайне неравномерно между телами провинции. В работе В.А. Куголина и В.И. Фроловой они не фигурируют вообще, а нами были встречены только в трубке Пашполак (Конгаровская). В этом теле оливиниты являются очень распространенной разновидностью ультраосновных включений.

В образцах породы обладают светло-зеленым цветом и характеризуются незначительной свежестью минералов. Отличительной особенностью их является свойство распадаться на зерна при ударе молотком, а иногда и при небольшом усилии рук. Они обнаруживают признаки агломерата, в котором составляющие кристаллы слиплись, находясь во взвешенном состоянии.

Оливиниты, состоящие только из одного оливина, встречаются сравнительно редко. Обычно в них присутствует травяно-зеленый диопсид (1-3%), обогащенный алюминием и натрием, реже - бутылочно-зеленый ортопироксен. Акцессорная шпинель является их постоянной составной частью. Пироп не был встречен, хотя в отдельных образцах (табл. 45, анализ 6) клинопироксен обладает всеми свойствами, присущими этому минералу в ассоциации с пиропом.

Структура пород панидиоморфнозернистая, по относительной величине минералов породы среднезернистые.

Оливин занимает 90-95% от общего объема породы и по оптическим свойствам ( $n_{g'} = 1,706-1,698$ ;  $n_{p'} = 1,670-1,664$ ;  $2V = 85-88^\circ$ ) соответствует хризолиту, содержащему 13-18% фаялитовой молекулы. Зерна оливинов содержат обильные трещины, которые заполнены хризотилом или антигоритом. В серпентиновых продуктах часто присутствуют таблички флюгопита, ориентированные вдоль контактов трещин.

Прозрачные диопсиды, обладающие зеленоватым оттенком в проходящем свете, присутствуют в ксеноморфных очень мелких зернах, ущемленных между более крупными оливинами. По оптическим свойствам они не отличаются от клинопироксенов из перцолитов ( $n_{g'} = 1,710-1,706$ ,  $n_{p'} = 1,686$ ,  $2V = 64-68^\circ$ ), но в отдельных образцах (см. табл. 45, анализ 6) по химическим особенностям являются специфичными для парагенезиса с гранатом.

Ромбический пироксен встречается в этом типе включений гораздо реже, чем клинопироксен. По составу он соответствует бронзитам ( $n_{g'} = 1,686$ ,  $n_{p'} = 1,678$ ). В отличие от клинопироксенов бронзиты образуют равновеликие с оливинами зерна.

Шпинель по содержанию не превышает 1% от общего объема породы и по оптическим свойствам может быть причислена к пикотиту.

Гарцбургиты очень редкий тип включений. Обломок существенно оливин-ортопироксеновой породы был встречен в брекчиях расщепления базальтов трубки Пашполак. Породы желтовато-зеленого

Таблица 45

Химический состав (в вес.%), формулы и компонентный состав (в %) клино

Компо- ненты	126	163	22/41	23/30в	23/30
SiO <sub>2</sub>	48,74	48,58	47,20	47,64	48,32
TiO <sub>2</sub>	1,12	2,42	0,92	1,74	1,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,52	9,39	8,35	9,37	8,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00	2,05	2,88	2,63	1,32
FeO	7,12	6,73	4,47	6,33	7,88
MnO	0,23	0,15	0,12	0,14	0,16
MgO	13,89	11,33	13,97	12,11	13,51
CaO	15,39	16,93	16,24	16,12	15,14
Na <sub>2</sub> O	1,92	1,78	1,63	1,90	1,90
K <sub>2</sub> O	0,25	Следы	0,25	0,12	0,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нет	Нет	0,24	Нет	0,22
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,12	0,23	0,25	0,16	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,22	0,43	2,15	1,48	0,96
Ca	38,5	44,6	36,8	39,2	36,0
Mg	47,8	41,5	46,1	41,0	44,6
Fe	13,7	13,9	15,3	19,8	19,4
Ca/Ca+Mg	0,45	0,48	0,45	0,47	0,44
Формулы					
Si	1,80	1,85	1,80	1,76	1,80
Al <sup>4+</sup>	0,20	0,15	0,20	0,24	0,20
Al <sup>6+</sup>	0,20	0,26	0,13	0,17	0,18
Cr	-	-	0,005	-	0,004
Fe <sup>2+</sup>	0,22	0,21	0,14	0,29	0,25
Fe <sup>3+</sup>	0,05	0,05	0,08	0,07	0,04
Mg	0,76	0,65	0,79	0,67	0,76
Ca	0,61	0,70	0,65	0,64	0,61
Na	0,14	0,06	0,12	0,13	0,14
Ti	0,03	0,07	0,03	0,03	0,03
Mn	-	-	0,005	0,004	0,004
Z	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
WXY	2,00	2,00	1,95	2,00	2,02
Компонентный состав					
Ac	5,0	5,8	8,0	7,1	4,0
Jd	9,0	1,1	4,0	6,1	9,1
Hd	22,0	24,0	14,0	29,5	24,4
Di	39,0	50,7	52,0	35,6	37,5
Tsch	14,0	18,4	16,7	17,7	15,0
En	11,0	-	5,3	4,0	10,0

пироксенов из ультраосновных включений Мижусинских трубок взрыва

	151	156a	157	162	168	520	6
	51,96	51,70	52,83	53,77	52,22	50,16	50,45
	0,51	0,44	0,64	0,32	0,26	0,58	0,22
	9,37	8,00	4,45	4,14	1,61	5,51	5,77
	3,21	0,31	1,06	0,37	3,74	2,73	0,30
	2,89	2,95	3,38	2,65	2,41	2,75	3,79
	0,12	0,12	0,11	0,10	0,09	0,04	0,06
	10,91	15,88	15,51	16,25	16,27	16,02	18,78
	18,83	17,96	21,60	20,84	19,70	18,62	16,15
	1,10	1,48	0,46	0,51	1,25	1,85	1,50
	0,09	0,24	0,06	Следы	0,29	Нет	0,07
	0,77	0,95	0,30	0,91	0,70	0,84	1,01
	0,20	0,16	0,46	0,40	0,33	0,02	0,30
	0,25	2,11	0,33	0,40	0,80	-	1,37
	51,9	42,4	47,0	45,7	44,5	43,0	34,8
	41,8	52,1	47,0	49,7	51,2	52,1	56,3
	6,3	5,4	5,9	4,6	4,3	4,9	8,9
	0,64	0,53	0,58	0,52	0,53	0,44	0,38
Формулы							
	1,88	1,86	1,94	1,95	1,94	1,84	1,87
	0,12	0,14	0,06	0,05	0,06	0,16	0,13
	0,28	0,20	0,13	0,12	0,01	0,08	0,12
	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03
	0,08	0,09	0,10	0,08	0,08	0,08	0,15
	0,09	0,01	0,03	0,01	0,11	0,08	0,009
	0,59	0,85	0,84	0,89	0,90	0,87	1,03
	0,73	0,70	0,84	0,81	0,79	0,73	0,64
	0,08	0,10	0,03	0,03	0,09	0,06	0,10
	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,006
	0,002	0,02	0,01	0,02	0,01	-	-
	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
	1,80	2,00	2,01	2,00	2,02	1,95	2,07
Компонентный состав							
	9,9	1,0	3,1	1,0	9,0	8,0	1,0
	-	9,2	-	2,1	-	5,0	9,0
	11,0	9,2	10,4	8,4	7,1	9,0	11,3
	71,7	62,0	86,5	76,2	73,0	67,0	65,7
	7,4	13,0	-	8,1	3,3	10,0	11,5
	-	5,6	-	4,2	7,6	1,0	1,5

Таблица 45 (окончание)

Компо- ненты	6/40	5а	5z	20/19	20/24
SiO <sub>2</sub>	51,80	49,60	50,10	50,68	49,60
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,13	0,40	0,44	0,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,12	5,17	5,58	5,56	5,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	3,51	2,74	1,95	2,00
FeO	2,43	3,28	3,11	2,71	4,89
MnO	0,05	0,08	0,08	0,16	0,16
MgO	16,57	15,99	15,33	14,60	14,01
CaO	19,83	18,76	19,14	21,00	19,08
Na <sub>2</sub> O	1,12	1,04	0,94	1,00	1,11
K <sub>2</sub> O	0,06	0,12	0,16	0,04	0,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	0,27	0,31	0,71	0,54
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,35	0,20	0,15	0,12	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,62	1,50	1,45	0,74	1,42
Ca	42,5	42,2	42,2	45,9	42,6
Mg	49,3	47,0	47,0	44,4	43,6
Fe	8,2	10,8	15,3	9,7	13,8
Ca/Ca Mg	0,46	0,46	0,46	0,50	0,49

## Формулы

Si	1,91	1,86	1,80	1,87	1,87
Al <sup>4+</sup>	0,09	0,14	0,20	1,13	0,13
Al <sup>6+</sup>	0,04	0,09	0,03	0,11	0,12
Cr	0,03	0,01	0,01	0,02	0,04
Fe <sup>2+</sup>	0,07	0,10	0,09	0,08	0,15
Fe <sup>3+</sup>	0,04	0,10	0,07	0,06	0,05
Mg	0,91	0,89	0,82	0,81	0,79
Ca	0,78	0,75	0,74	0,83	0,77
Na	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07
Ti	0,006	-	0,01	0,01	0,01
Mn	0,002	0,002	0,002	-	0,004
Z	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
WXY	1,96	2,00	1,84	1,98	2,00

## Компонентный состав

Ac	4,0	7,3	6,4	5,1	5,0
Jd	4,0	-	-	2,0	1,0
Hd	7,3	10,0	9,6	8,0	15,0
Di	71,0	65,3	69,0	74,0	62,5
Tsch	7,3	11,6	12,3	11,0	12,0
En	6,4	5,8	2,7	-	4,5

цвета и среднезернистого сложения. Структура панидиоморфнозернистая, текстура массивная.

Ведущее место по объему (65%) принадлежит оливину; на долю ромбического пироксена приходится 30%; из второстепенных минералов присутствует моноклинный пироксен (3,5%), из аксессуарных — шпинель (1,5%).

Оливин образует зерна изометричной формы, совершенно прозрачен, без включений. Как и в лерцолитах, во многих зернах развиты спайность и иррациональные двойники. Светопреломление минерала:  $n_{g'} = 1,702-1,708$ ,  $n_{p'} = 1,680-1,682$ .

Ромбический пироксен в форме призматических зерен располагается между оливинами. В проходящем свете минерал бесцветен. Оптические свойства ( $n_{g'} = 1,686$ ,  $n_{p'} = 1,678$ ,  $2V_{Np} = 80^\circ$ ) характеризуют его как бронзит.

Моноклинный пироксен заметно меньших размеров по сравнению с оливином и ортопироксеном; он располагается в промежутках между этими минералами и по оптическим свойствам ( $n_{g'} = 1,708$ ,  $n_{p'} = 1,688$ ,  $2V = 64^\circ$ ) соответствует диопсиду.

Шпинель — коричневый пикотит.

Ортопироксениты — более распространенный, чем гарцбургиты, тип ксенолитов. Встречены в трубках Тергеш и Беле в двух модификациях — шпинелевой и шпинель-пироповой. Обе разновидности по структуре и характеру слагающих их породообразующих минералов заметных различий не обнаруживают.

Породы обоих образцов являются крупнозернистыми образованиями темно-зеленой окраски и массивной текстуры.

Ромбический пироксен занимает 94–97% площади шлифа. Цвет его буровато-зеленый в образцах и бесцветный в проходящем свете.

---

#### Таблица 45 (примечание)

126, 23/30в, 23/30 — крупные монокристаллы авгита из туфобрекчий, трубка Тергеш; 163 — смоляно-черный авгит из клинопироксенита, трубка Тергеш; 22/41 — черный авгит из шпинелевого клинопироксенита, трубка Безымянная; 5а, 5z — салиты из шпинелевых клинопироксенитов, трубка Конгаровская (Пашполак); 20/24 — салит из клинопироксенита, трубка Беле; 157 — салит из шпинелевого вебстерита, трубка Тергеш; 20/19 — диопсид из вебстерита, трубка Беле; 162 — диопсид из шпинелевого вебстерита, трубка Тергеш; 156а, 6, 6/40 — эндиопсиды из шпинелевых лерцолитов, трубка Конгаровская (Пашполак); 168 — эндиопсид из шпинелевого оливинита, трубка Пашполак; 520, 151 — шпинель-гранатовые лерцолиты, трубка Тергеш.

Анализы 6, 6/40, 5а, 5z, 22/41, 20/19, 20/24, 23/30в, 23/30 заимствованы из работы В.А. Кутolina и В.М. Фроловой (1972); анализы 126, 520, 151, 156а, 157, 162, 163, 168 выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитики В.С. Лебедева и Н.Г. Таскина.

Величина зерен 4–5 мм. В шпинелевой разновидности многие зерна содержат очень тонкие пластинки бурой шпинели, которые располагаются параллельно призматической спайности. В шпинель–пироповом ксенолите структур распада в ортопироксенах нет. Оптические свойства ( $n_g' = 1,686-1,684$ ,  $n_p' = 1,674-1,676$ ,  $2V_{Np} = 74-76^\circ$ ) позволяют отнести минерал к бронзиту, содержащему 16–18% Fs.

Моноклинный пироксен образует небольшие гнездообразные обособления из мелких зерен, которые ассоциируются со шпинелью и пиропом.

Цвет моноклинного пироксена травяно–зеленый в образце и зеленоватый в проходящем свете. Оптические константы ( $n_g' = 1,708-1,706$ ,  $n_p' = 1,686-1,684$ ,  $2V = 68^\circ$ ) свидетельствуют о его диопсидовом характере. Содержание минерала не превышает 4%.

Пироп в количественном отношении является второстепенным минералом, занимающим 2–4% общего объема пород. Цвет его розовый с малиновым оттенком. Показатель преломления 1,739. Минерал присутствует в сростках со шпинелью и, как правило, сильно трещиноват. Келифитовые каемки не были зафиксированы.

Шпинель относится к пикотиту. Цвет ее смоляно–черный в образцах и коричневый в тонких сколах и шлифах. По форме выделения подразделяются на две модификации: а) в пластинках распада, б) самостоятельные выделения.

Вебстериты, так же как лерцолиты и оливиниты, встречены во всех трубках провинции, однако по количеству они заметно уступают ксенолитам первых двух разновидностей, и цифры, приведенные в работе В.А. Кутолина и В.И. Фроловой (1972), являются завышенными. Ошибочно и их указание на то, что в вебстеритах отсутствует шпинель.

Вебстериты хорошо распознаются в поле по специфическому яркому зеленому цвету. Цветовые оттенки меняются от темно– до светло–зеленого в зависимости от соотношения ромбического и моноклинного пироксенов. В большинстве включений ромбический пироксен преобладает, но некоторые отдельные образцы содержат до 60% моноклинного пироксена. Текстура пород массивная, в отдельных образцах полосчатая. По относительным размерам минералов это средне– и крупнозернистые образования. Структура панидиоморфнозернистая. По наличию или отсутствию таких аксессуарных минералов, как шпинель и пироп, можно выделить две разновидности вебстеритов – шпинелевые и шпинель–пироповые. Как и у лерцолитов, по особенностям порообразующих минералов эти разновидности не различимы.

Количественные соотношения ромбических и моноклинных пироксенов подвержены колебаниям, но всегда преобладает ромбическая разновидность.

Ромбический пироксен составляет в большинстве образцов 60–75% от общего объема породы и представлен маложелезистым бронзитом. Минерал прозрачен, включений не содержит. Его оптические константы ( $n_g' = 1,682-1,686$ ,  $n_p' = 1,674-1,678$ ,  $2V = 74-78^\circ$ )

свидетельствуют о том, что содержание  $Fs = 16-18\%$ . Эти данные несколько завышены по сравнению с результатами химического состава (см. табл. 45), что можно объяснить высокой глиноземистостью разбираемых минералов.

Моноклинные пироксены также гомогенны; по химическим (см. табл. 45) и оптическим данным ( $n_g' = 1,706-1,708$ ;  $n_p' = 1,684-1,686$ ,  $2V = 64-66^\circ$ ) они соответствуют эндиопсидам, обогащенным жадеитовой молекулой.

Шпинель в проходящем свете темно-бурого цвета. В количественном отношении она является аксессуарным минералом. С ромбическим и моноклинным пироксенами реакционных соотношений не обнаруживает.

Пироп зафиксирован лишь в одном образце, в минералогической пробе, обладает розовым цветом с малиновым оттенком;  $n = 1,739$ .

Клинопироксениты встречены в трубках Пашполак, Тергеш, Бараджуль. Свежие образцы обладают ярким травяно-зеленым цветом, однако большая часть ксенолитов этого типа имеет бурый цвет вследствие содержания того или иного количества ромбического пироксена, который подвергается интенсивному замещению карбонатами и гидроокислами железа.

Моноклинный пироксен относится к эндиопсидам ( $n_g = 1,702-1,704$ ;  $n_p = 1,684-1,686$ ).

### Пироксенит-верлитовые включения

Включения этой серии хорошо различимы уже в полевых условиях. Они обладают темно-зеленым (до черного) цветом и крупнозернистым сложением. Моноклинные пироксены имеют шестоватый облик из-за частого присутствия в них тончайших иголочек магнетита. В отдельных образцах совместно с пироксенами, оливином и шпинелью присутствует плагиоклаз. Еще одна особенность характерна для пород этой серии - почти в половине всех образцов присутствуют клинопироксены двух типов - авгиты и диопсиды или салиты и диопсиды.

Верлиты довольно распространенный тип включений. Они встречаются в трубке Бараджуль, Беле, Пашполак, Тергеш.

В образцах верлиты - темно-зеленые или серовато-зеленые породы средне- и крупнозернистого сложения и массивной текстуры. Невооруженным глазом различимы темно-зеленые короткопризматические кристаллы моноклинного пироксена и медово-желтые округлые зерна оливина. Оливин распределен неравномерно. Он группируется, как правило, в прослой, линзочки и гнездообразные скопления.

Внешний вид пироксенов необычен: на свежих плоскостях они обнаруживают побежалость темно-синих, изумрудно-зеленых, стальных и фиолетовых тонов с красноватым оттенком. Во многих образцах наряду с этим типом клинопироксенов присутствуют в небольшом количестве (2-5%) ярко-зеленые диопсиды.

Под микроскопом темно-зеленые клинопироксены являются авгитами ( $n_{g'} = 1,722-1,724$ ,  $n_{p'} = 1,710-1,722$ ,  $2V = 64-68^\circ$ ) или салитами ( $n_{g'} = 1,710-1,716$ ,  $n_{p'} = 1,694-1,702$ ,  $2V = 54-58^\circ$ ). По относительному количеству они составляют 30-65% от общего объема породы. В проходящем свете обладают слегка буроватым оттенком. Их необычайный внешний облик обусловлен тончайшими выделениями пластинок магнетита, ориентированных параллельно трещин спайности.

Ярко-зеленые клинопироксены имеют меньшие размеры (0,3-0,7 мм) и группируются в форме линз, внутри которых присутствует часто темно-коричневая шпинель. По данным оптических измерений ( $n_{g'} = 1,702-1,706$ ,  $n_{p'} = 1,682-1,690$ ,  $2V = 64-68^\circ$ ) они не отличаются от клинопироксенов из лерцолитов.

Оливин занимает 30-65% площади шлифа. В проходящем свете бесцветен. В отличие от лерцолитовых включений в данной разновидности пород он не обнаруживает трещин спайности и явлений двойникования. В соответствии с оптическими измерениями ( $n_{g'} = 1,708-1,722$ ,  $n_{p'} = 1,670-1,690$ ,  $2V = 82-88^\circ$ ) минерал содержит от 23 до 30% фаялитовой молекулы, меняя свой состав от хризолита до гиалосидерита.

Во многих образцах присутствует до 1,5-2% плагиоклаза, который образует короткотаблитчатые зерна, ущемленные между зернами пироксенов и оливинов. Он всегда ксеноморфен по сравнению с последними. По составу отвечает лабрадору № 60-62. В отличие от темноцветных минералов плагиоклаз в значительной степени изменен метасоматическими продуктами, представленными хлоритом и палагонитоподобным агрегатом. Иногда зерна плагиоклаза замещаются полностью, и вместо них образуется фарфоровидный продукт, в составе которого распознаются карбонаты, лейсточки плагиоклаза и кварц. Во многих случаях уже по этим продуктам развиваются хлорит-актинолитовые продукты.

Вебстериты распространены в трубках района довольно широко. Они присутствуют в трубках Тергеш, Пашпонак, Беле, Бараджиль и др. Подавляющее число образцов подверглось сильному вторичным изменениям, которые наложили заметный отпечаток на их облик. Обычно это средне- и крупнозернистые образования полосчатой текстуры. Многие из них содержат плагиоклаз. В образцах, менее всего подвергшихся изменениям, они имеют темно-зеленый цвет. На этом фоне очень рельефно выступают гнезда и прерывистые полосы сильно измененного плагиоклаза. В интенсивно измененных образцах породы приобретают красновато-бурый цвет с пятнышками травяно-зеленых диопсидов.

При микроскопическом изучении выявляется, что полосчатость обусловлена не только плагиоклазом, но и линейностью в распределении пироксенов. В пределах одного образца перемежаются участки с резким преобладанием то моноклинного, то ромбического пироксена. В зависимости от характера моноклинных пироксенов можно выделить две разновидности вебстеритов - салитовые и салит-

диопсидовые, при этом ведущим среди моноклинных пироксенов бывает как салит, так и диопсид. Последний присутствует чаще всего во включениях, подвергшихся интенсивному изменению. Трудно установить его природу, но по аналогии с верлитами можно предположить, что это реакционный минерал.

Салиты в проходящем свете окраски не имеют. Их оптические константы хорошо укладываются в табличные данные ( $n_g' = 1,714-1,718$ ,  $n_p' = 1,694-1,702$ ,  $2V = 52-56^\circ$ ). В количественном отношении салит является ведущим минералом и чаще преобладает над диопсидом и ортопироксеном. Во многих кристаллах наблюдаются тонкие пластинки шпинели, ориентированные параллельно спайности.

Диопсиды обладают светло-зеленым цветом в образцах и зеленоватым в шлифах в проходящем свете. Оптические константы:  $n_g' = 1,706-1,710$ ,  $n_p' = 1,682-1,686$ .

Ромбический пироксен относится к бронзиту ( $n_g' = 1,694-1,690$ ,  $n_p' = 1,688-1,682$ ), содержащему 20-27%Fs.

Плаггиоклаз фиксируется не во всех образцах, обычно он составляет 2-5% от площади шлифа. Некоторые образцы содержат до 15-20% плаггиоклаза и могут быть названы норитами. В этом случае плаггиоклаз представлен лабрадором № 60. Он чаще всего фиксируется в реликтах. Из аксессуарных минералов присутствуют шпинель и магнетит.

Шпинель образует две структурные модификации - пластинки распада в клинопироксенах и самостоятельные выделения. В шлифах она окрашена в темный цвет с буровато-зеленым оттенком. Показатель преломления 1,767.

Клинопироксениты как и предыдущие типы подразделяются на авгитовые, салитовые и авгит-диопсидовые разновидности. В отличие от вебстеритов в клинопироксенитах диопсидовый пироксен находится всегда в подчиненном количестве. Шпинель встречается здесь только в ассоциации с авгитом. В салитовых клинопироксенитах чаще всего присутствует магнетит.

Авгитовые клинопироксениты - средне- и крупнозернистые породы черного цвета. В типичных образцах они на 96-98% сложены авгитом. Во второстепенных количествах в них присутствует шпинель. Однако попадаются включения, в которых шпинель занимает до 20% от общего объема образца, и такие клинопироксениты с полным основанием могут быть названы остраитами. Последние имеют крупнозернистое сложение. Размеры минеральных индивидов в них колеблются от 3 до 5 мм. По объему преобладает авгит, который в проходящем свете имеет буроватую окраску. Оптические константы:  $n_g' = 1,722-1,730$ ,  $n_p' = 1,702-1,710$ ,  $2V = 64-68^\circ$ . Минерал совершенно свежий.

Вторым по объему минералом является шпинель. Структурные взаимоотношения этих двух минералов можно характеризовать как симплектитовые. Одновременность их кристаллизации подчеркивается и тем, что оба минерала пойкилитово включают друг друга. Цвет шпинели густо-зеленый с синеватым оттенком.

В числе других составляющих отмечены мелкие зерна оливина. Руды минералы отсутствуют.

Клинопироксениты, сложенные салитом ( $n_g = 1,714-1,718$ ,  $n_r = 1,694-1,700$ ,  $2V = 56-54^\circ$ ), характеризуются тем, что вместо шпинели в них часто присутствует магнетит. Последний образует две структурные разновидности. Наиболее распространены хорошо образованные кубические кристаллы, довольно равномерно рассеянные по полю шлифа. Менее распространены выделения магнетита в форме пластинок распада в клинопироксенах.

Авгит-диопсидовые клинопироксениты встречаются реже двух первых разновидностей. В отдельных образцах они содержат плагиоклаз.

На долю авгита приходится 82-85% от общей площади шлифа. Минерал имеет хорошо выраженные кристаллографические ограничения.

Диопсид занимает 5-7% площади шлифа. Он имеет меньшие, чем авгит, размеры и, как правило, группируется вокруг зерен шпинели на границе с плагиоклазами.

Плагиоклаз занимает 7-10% площади шлифа. Его зерна имеют ксеноморфные очертания. По оптическим свойствам отвечает лабрадору № 55-60.

### Вторичные изменения включений

Некоторые типы изменений, развивающихся во включениях в результате воздействия базальтовой магмы, уже были приведены В.А.Кутониным и В.М. Фроловой (1972). Однако их описание в этой части схематично и неполно.

Прежде всего необходимо иметь в виду, что характер вторичных изменений и их интенсивность зависят от типа включений. Породы перидотит-пироксенитовой группы очень устойчивы к воздействию базальтовой магмы, в то время как клинопироксенит-верлитовые включения интенсивно с ней взаимодействуют. Во вторичных изменениях можно выделить пять ведущих процессов: распад твердых растворов, перекристаллизацию, реакционные явления, контаминацию и метасоматические явления. Во включениях клинопироксенит-верлитовой группы в полной мере проявились все эти изменения.

Структуры распада характерны для включений верлитов и вебстеритов. Чаще всего происходит выпадение тонких пластинок магнетита в клинопироксенах. Энергетическим источником явления служит, по-видимому, чисто температурное воздействие. На данном этапе невозможно проанализировать распавшиеся фазы, поэтому трудно что-то добавить к самому факту.

Перекристаллизация развита во всех типах включений этой группы, причем можно выделить две разновидности этого процесса - рекристаллизацию и собственно перекристаллизацию.

Рекристаллизации подвержены клино- и ортопироксены. Для этих минералов обычно наличие мощных каемок, пятен, расположенных

в разных участках зерна, часто целых участков, занимающих до половины зерна и состоящих из сотен и тысяч мельчайших зерен того же минерала. Форма вновь образованных кристаллов самая разнообразная. Иногда это короткие призмочки, иногда удлиненные столбчатые микролиты. Даже в одном шлифе на разных зернах можно проследить все этапы — от грануляции, когда отдельные участки пироксенов приобретают мелкоагрегатное строение, но все составляющие гаснут одновременно и с небольшим отклонением от угла погасания неизменной части кристалла, до типично раскристаллизованных участков, в которых каждый индивид гаснет самостоятельно.

Рекристаллизации постоянно сопутствует собственно перекристаллизация с изменением состава вновь образованных фаз. Этот процесс во всех образцах однотипен. Сразу же после полигонизации в моноклинных пироксенах начинается распад отдельных участков с выпадением анальцима и моноклинного пироксена, заметно отличающегося по оптике от исходного зерна. Общая картина таких участков вырисовывается в следующем виде. Большие участки клинопироксенов, а иногда полностью все зерно превращено в криптокристаллический агрегат, где отчетливо распознаются микролиты или кристаллы моноклинного пироксена, промежутки между которыми заполнены совершенно бесцветным и изотропным анальцимом. При зашедших глубже изменениях увеличивается количество анальцима и укрупняются микролиты клинопироксенов.

Описанные признаки перекристаллизации наблюдаются не только в непосредственном контакте с базальтом, но и в центральных участках ксенолитов, удаленных от контактирующих с базальтом плоскостей на расстояние до 7–10 см. Наконец, эти изменения широко распространены во включениях, являющихся составными элементами брекчий взрыва, в которых базальтовый цемент отсутствует. Следовательно, явления перекристаллизации были вызваны в основном температурным градиентом.

Явления контаминации развиты в породах этой группы также широко. Очень хорошо устанавливается избирательный характер явления: раньше других минералов контаминации подвергаются перекристаллизованные пироксены и плагиоклазы.

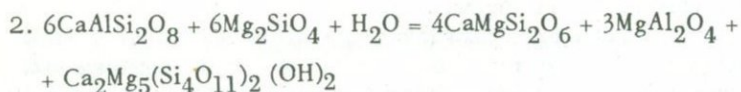
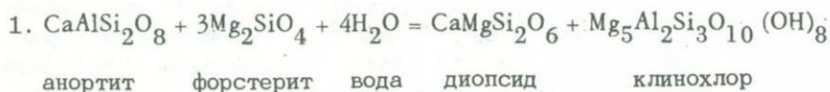
В перекристаллизованных пироксенах, контактирующих с жилками базальта, происходит побурение, анальцим и зеленоватые микролиты диоксидовых пироксенов исчезают, и на их месте появляются лейсты плагиоклаза, призмочки буроватого авгита и хлоритовый мезостазис.

Явления резорбции с последующей перекристаллизацией захватывают и негранулированные клино- и ортопироксены. В этих минералах возникают каплевидные выделения, заполненные раскристаллизованным в хлоритовый продукт стеклом. Часто в хлоритовом агрегате присутствуют лейсточки плагиоклаза. Некоторые участки в брекчиях расщепления представляет собой стекловатый базис, переполненный обломками клинопироксенов, оливинов и шпинелей, находящихся в сростках или раздельно. Около ксенокристаллов стекло

раскристаллизовано в криптокристаллический агрегат, состоящий из авгитов.

Реакционные явления встречаются ограниченно. К этому разряду можно отнести достаточно распространенный факт перекристаллизации авгитов и салитов в титанавгит. Каемки последнего развиваются только в тех пироксенах, которые непосредственно контактируют с базальтом.

Другими причинами обусловлено образование вторичных диопсидовых пироксенов во всех разновидностях включений клинопироксенит-верлитовой группы. Эти пироксены ассоциируют со шпинелью и плагиоклазом, — причем в тех образцах, где другие минералы интенсивно изменены, они имеют свежий вид. Некоторую ясность на механизм их образования вносит образец плагиоклазодержащего верлита, в котором диопсидовый пироксен выполнял гнездообразные обособления, располагавшиеся на границе оливина и плагиоклаза. В этом образце формирование диопсида можно представить в виде следующих реакций, экспериментально полученных, И. Куиро и Г. Йодером (1968):



Первая реакция происходит при давлении воды 4–5 кбар и температуре 500°C, вторая — при давлении воды свыше 10 кбар и температуре 800°C. Судя по тому, что диопсидсодержащие верлиты и особенно вебстериты содержат как плагиоклаз, так и шпинель, вторая реакция является более реальной.

Наконец, еще одно реакционное явление заслуживает упоминания — замещение бронзитов оливином. Этот процесс достаточно детально разобран В.А. Кутолиным и В.М. Фроловой (1972).

Метасоматические изменения распространены очень широко. Они проявились в хлоритизации, амфиболитизации и карбонатизации оливинов, ромбических пироксенов и плагиоклазов. Под воздействием метасоматических эманаций большинство образцов этой группы пород осветляются и приобретают облик сиенитоподобных пород. Осветление обусловлено тем, что плагиоклазы и перекристаллизованные клинопироксены замещаются смесью хлоритовых, амфиболовых и карбонатных минералов. При этом избыток кремнезема отлагается в виде кварца и кварцина. Подобный агрегат присутствует в каждом образце. В незначительно измененных включениях вторичные минералы заполняют прожилки и гнездообразные обособления. Последние сообщают породам пятнистый облик. В сильно измененных образцах переработка носит характер своеобразной лиственитизации.

Такие включения имеют красновато-бурый цвет. Визуально в них различимы белый карбонат, красноватые зерна кварца и ярко-зеленые зерна моноклинного пироксена.

Под микроскопом видно, что порода состоит из равных количеств бесцветного карбоната ( $n_g = 1,696-1,706$ ), брейнерита и кварца. Среди этого агрегата, составляющего 90-95% площади шлифа, присутствуют отдельные кристаллы моноклинного пироксена ( $n_g = 1,702$ ,  $n_p = 1,686$ ), листочки биотита и кубические кристаллики магнетита. Судя по характеру взаимоотношений, кварц является более поздним, чем карбонаты. Он формирует лентообразные полосы, которые разбивают породу на изолированные ячейки, выполненные карбонатами. Моноклинные пироксены свежие.

Вторичные изменения во включениях перцолитовой группы незначительны. В их числе можно отметить глубинные реакционные явления, структуры распада и метасоматические изменения.

Реакционные явления чрезвычайно редки: это образование келифитовых каемок на пиробазах. Их первичный характер определить не удается, так как в процессе поздних изменений они превращены в хлорит-серпентиновый агрегат. Можно лишь догадываться, что келифитовые каемки имели сложное строение, так как вторичные продукты образуют до трех зон.

Структуры распада также редки. Из нескольких сотен образцов, детально изученных микроскопически, выделения пластинок шпинели в ромбическом пироксене пришлось наблюдать лишь в одном случае.

Метасоматические изменения, обусловленные воздействием вмещающих базальтов, распространены более широко. Они выражаются в замещении первичных минералов серпентином или хлоритом и карбонатом. Эти продукты развиваются на контакте с базальтами и проникают внутрь включений по трещинкам. В то же время размах этих изменений во много раз меньше, чем во включениях клинопироксенит-верлитовой группы.

## Минералы

При петрографическом описании ультраосновных включений только на базе оптических свойств среди первичных минералов было выделено семь минералогических видов — клинопироксены, ортопироксены, оливины, шпинели, пиральспитовые гранаты, магнетит и апатит, а количество разновидностей, с учетом изоморфных рядов, достигало 13. С привлечением же химических анализов количество разновидностей увеличивается до 17.

Во включениях клинопироксенит-верлитовой группы первичными минералами являются авгиты, салит, обедненный щелочами диопсид, железистый бронзит, железистый хризолит и гялосидерит, пикотит и герценит, лабрадор, магнетит, апатит. В перидотит-пироксенитовой группе первичные минералы представлены форстеритом, маложелезистым хризолитом, бронзитом, энстатитом, высокоглиноземистым

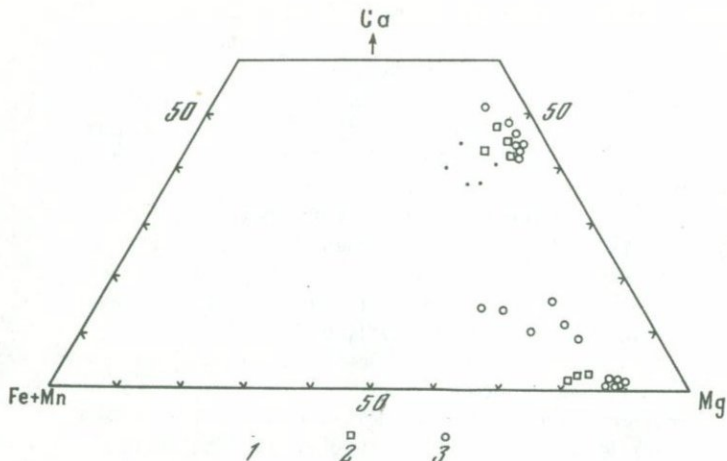


Рис. 23. Составы пироксенов и гранатов из ультраосновных включений Минусинских трубок взрыва в системе Mg - Ca - (Fe + Mn)

1 - вкрапленники; 2 - пироксены из клинопироксенит-верлитовых включений; 3 - пироксены и гранаты из шпинелевых перидотитов и пироксенитов

диоксидом, малоглиноземистым эндиопсидом, пиральспитовыми гранатами, хромпикотитом.

Клинопироксены. По соотношению главных окислов моноклинные пироксены из включений клинопироксенит-верлитовой группы пород на диаграмме Mg - Ca-(Fe+Mn) попадают в поле авгитов, салитов и диопсидов (рис. 23).

Авгиты (см. табл. 45, анализы 126, 163, 23/30в, 23/30)

характеризуются низкими соотношениями  $\frac{\text{Ca} \cdot 100\%}{\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}}$  и  $\frac{\text{Mg} \cdot 100\%}{\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Fe}}$  и повышенной железистостью ( $\frac{\text{Fe} \cdot 100\%}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca}}$  выше 13%). Они в наи-

большей степени обогащены глиноземом ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  выше 8,5 вес. %), окисным железом и титаном. Эти особенности химизма отражаются и на физических свойствах. Визуально минерал имеет черный, а в образцах, сильно обогащенных титаном, смоляно-черный цвет. Под бинокулярной лупой его цвет темно-зеленый. Авгиты хорошо отличаются от других клинопироксенов и оптическими свойствами. Показатели преломления (рис. 24) у них превышают 1,718 по оси  $\text{Ng}'$  и 1,700 по оси  $\text{Np}'$ . Угол оптических осей не опускается ниже  $60^\circ$ . Подобные свойства, особенно высокий показатель преломления, обусловлены повышенным содержанием в минерале натрия и окисного железа. По этим признакам авгиты минусинских трубок взрыва должны быть отнесены к эгириносодержащим разновидностям.

Натровые авгиты, подобные минусинским, широко распространены во вкрапленниках и в шпинель-плагноклазовых включениях из щелочных базальтов. Аналогичные клинопироксены имеются и в заведомо коровых породах. Это натровые авгиты из шпинельсодержащих двупироксеновых гнейсов Финнмора, Норвегия (Osteron, 1963), натровые авгиты из монзонитов и тералитов Австралии (Voesen, 1964) и Северной Америки (Niggli, 1943), из ксенолитов гранатовых гранулитов базальтоидных трубок взрыва Австралии (Lovering, 1964). Общей особенностью их с фациальных позиций являются условия кристаллизации, соответствующие гранулитовой фации.

Салиты как по химическим (см. табл. 45, анализы 157, 5а, 5z, 20/24), так и по оптическим особенностям имеют достаточно четкие индивидуальные черты. По сравнению с авгитами у них более

высокие соотношения  $\frac{\text{Ca} \cdot 100\%}{\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}}$  и  $\frac{\text{Mg} \cdot 100\%}{\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Fe}}$  и пониженная желе-

зистость. В салитах более низкие, чем у авгитов, содержания глинозема и щелочей. Все эти свойства отчетливо выражены в физических свойствах минерала. Его показатели преломления изменяются от  $n_g = 1,708-1,714$  до  $n_p = 1,688-1,694$  (рис. 25). Особенно показательны при диагностике сравнительно низкие ( $54-58^\circ$ ) углы оптических осей. В образцах салиты имеют темно-зеленый с сероватыми оттенками цвет. В них, как правило, очень слабо проявлена спайность.

Клинопироксены, близкие по химическим и физическим свойствам описанным выше салитам, встречаются, как и авгиты, в плагноклаз-шпинелевых ультраосновных включениях в базальтах, а также в двупироксеновых гранулитах Индии (Howie, 1955), эклогитоподобных породах Украины (Шербаков, 1962), монзонитах Северной Америки (Niggli, 1943).

Диопсиды очень хорошо выделяются по оптическим свойствам и цвету. Показатели преломления в них сравнительно низкие (см.

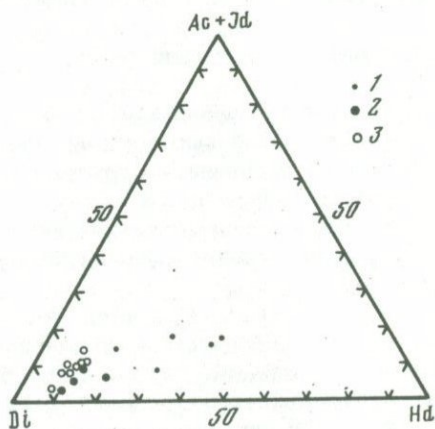


Рис. 24. Составы клинопироксенов из ультраосновных включений Минусинских трубок в системе Di - Hd - (Ac + Jd)

1 - авгиты; 2 - салиты;  
3 - диопсиды и эндиопсиды

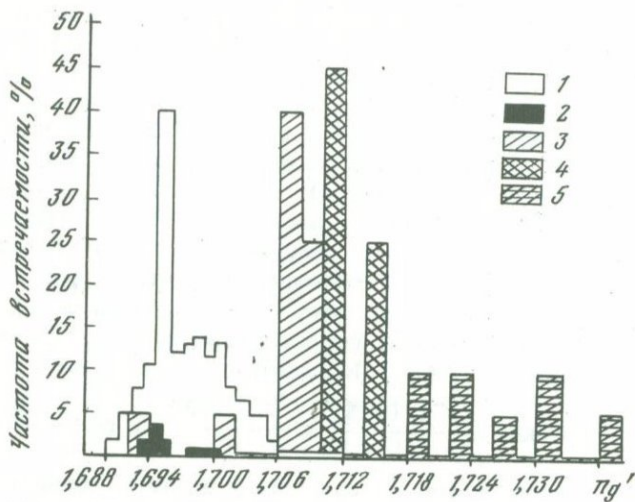


Рис. 25. Гистограмма показателей преломления клинопироксенов ультраосновных включений из кимберлитов и анортозитовых базальтов Минусинских межгорных впадин

1 - гранатовые и шпинелевые гипербазиты из кимберлитов; 2 - ильменитовые и гранат-ильменитовые гипербазиты из кимберлитов; 3 - шпинелевые и шпинель-гранатовые перидотиты и пироксениты; 4 - верлит-клинопироксенитовые включения; 5 - вкрапленники авгитов

рис. 25) и колеблются в пределах  $n_{g'} = 1,700-1,706$ ,  $n_D = 1,628-1,686$ ,  $2V = 66-70^\circ$ . Цвет минерала яркий травяно-зеленый. Из химических анализов (см. табл. 45, анализ 162) следует, что данная разновидность клинопироксенов ближе всего приближается к

диопсидам. Соотношения  $\frac{Ca \cdot 100\%}{Ca+Mg+Fe}$  и  $\frac{Mg \cdot 100\%}{Mg+Ca+Fe}$  у них отличаются

незначительно; очень мало в них  $Fe_2O_3$  и  $Na_2O$ . Содержание глинозема довольно высокое для чистого диопсида, но самое низкое (4,12) по сравнению с другими разновидностями клинопироксенов из данной группы пород.

Клинопироксены из включений перидотит-пироксенитовой группы пород представлены эндиопсидами и диопсидами, обогащенными ом-фацитом.

Эндиопсиды (см. табл. 45, анализы 156а, 168, 520, 6, 6/40) по особенностям химического состава подразделяются на две разновидности. Первая и преобладающая характеризуется высоким содержанием глинозема (4,12-8,00 вес. %) и высокой щелочностью. От авгитов и салитов эндиопсиды отличаются пониженным

Таблица 46

Термодинамические параметры кристаллизации двупироксеновых включений

№ обр.	Парагенезис	Срх		Орх	
		Ca /Mg	T°,C	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , вес. %	P, кбар
6	Ol, Орх, Срх, Sp	0,38	1250	4,63	27
6/40	Ol, Орх, Срх, Sp	0,45	1060	4,52	20
5а	Орх, Срх, Sp	0,46	1030	3,85	19
20/19	Срх, Орх	0,49	940	4,63	13
157	Срх, Орх, Sp	0,58	650	0,94	5
520	Ol, Орх, Срх, Sp, Pyg	0,44	1100	5,03	21
151	Ol, Орх, Срх, Sp	0,47	1020	3,78	20

содержанием окисного и закисного железа, титана и повышенным содержанием магния. Соответственно в их компонентном составе наблюдается высокое содержание молекулы Чермака.

Вторая разновидность (см.табл. 45, анализ 168) содержит менее 2 вес.% глинозема при столь же высокой щелочности. В этой разновидности молекула Чермака присутствует в небольшом количестве, однако натрий здесь идет на образование нежадеита, а акмита. Таким образом, клинопироксены из ультраосновных включений обеих групп пород, не исключая и гранатсодержащие разновидности, по соотношению полуторных окислов являются минералами сравнительно умеренных давлений. По температурной кривой Ф.Р. Бойда и Дж.Ф. Шерера<sup>1</sup> (1963) и диаграмме фазовых равновесий Ф.Р.Бойда и И.Д. Мак-Грегора (1968) P-T условия кристаллизации в дву-пироксеновых ассоциациях определяются в следующих интервалах (табл. 46).

Как видно из табл. 46, в пяти парагенезисах температура колеблется от 650 до 1250°C, а давление от 5 до 27 кбар. При этом наивысшие температура (1250°C) и давление (27 кбар) характерны для гранатсодержащего парагенезиса. Парагенезис обр. 6 вызывает сомнения. В химическом анализе клинопироксена приведено такое соотношение Mg/Ca, которое встречается очень редко лишь в пироповых (без шпинели) перидотитах из кимберлитовых трубок. В данном случае имеет место ошибка либо при определении парагенезиса, либо при расчете химического анализа. Известно, что в ультраосновных составах при температуре свыше 900°C шпинель неустойчива.

<sup>1</sup> Причины, по которым используется кривая этих авторов, а не кривая Б.Т. Девиса и Ф.Р. Бойда (Davis, Boyd, 1966), будут разобраны ниже.

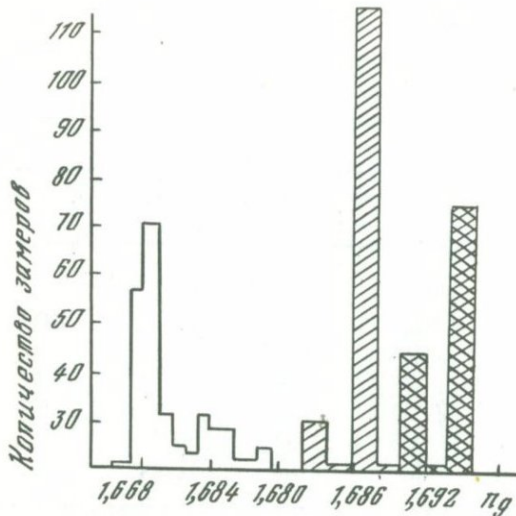


Рис. 26. Гистограмма показателей преломления ортопироксенов ультраосновных включений из кимберлитов Якутии и анальцитовых базальтов Минусинских межгорных впадин  
Условные обозначения см. на рис. 25

Включения клинопироксенит-верлитовой группы обнаруживают большой интервал как по температуре (450–830°C), так и по давлению (5–19 кбар). Очевидно, здесь присутствуют парагенезисы различного происхождения. При этом сильно разнящиеся P–T-условия кристаллизации выявляются, казалось бы, для однотипных пород (обр. 5а и 157).

Включения этого типа пород вряд ли могут считаться мантийными ксенолитами. Для группы перидотит-пироксенитовых парагенезисов характерны очень близкие термодинамические параметры кристаллизации, соответствующие по глубинности мантийным условиям.

Ромбические пироксены в большинстве включений представлены бронзитами. Вместе с тем существуют четкие различия между ромбическими пироксенами из клинопироксенит-верлитовой и перидотит-пироксенитовой групп пород. Они проявляются в различ-

ном соотношении  $\frac{Fe \cdot 100\%}{Fe + Mg}$  и содержаниях  $Cr_2O_3$ , NiO. Для бронзи-

тов из клинопироксенит-верлитовых включений характерна повышенная железистость (20–30% Fs против 12–15% в перидотит-пироксенитах), что отражается в оптических свойствах (рис. 26) соответственным увеличением показателей преломления ( $n_g = 1,694-1,686$ ,  $n_p' = 1,690-1,682$  против  $n_g' = 1,686-1,682$ ,  $n_p' = 1,678-1,674$  в перидотит-пироксенитах) и понижением угла оптических осей – с  $2V_{Np} = 75-82^\circ$  в перидотит-пироксенитах до  $2V_{Np} = 62-74^\circ$ . Содержание  $Cr_2O_3$  и NiO в них гораздо ниже, чем в лерцолитах (табл. 47).

Отличием этих двух групп включений являются количественные соотношения ромбических и моноклинных пироксенов – в клинопироксенит-верлитовых включениях последние всегда преобладают.

Таблица 47

Химический состав (в вес. %) и формулы ромбических пироксенов из ксенолитов Минусинских трубок взрыва

Компо- ненты	150	151a	157a	520a	6	6/40	5a	20/19
SiO <sub>2</sub>	53,90	53,71	53,87	53,30	51,35	53,70	51,90	53,10
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,24	0,24	0,21	Нет	0,15	0,10	Нет
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,16	3,78	0,94	5,08	4,63	4,52	3,85	4,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	3,49	3,41	1,47	0,26	0,76	1,49	1,30
FeO	6,26	4,10	9,63	6,15	6,23	6,15	9,44	7,45
MnO	0,15	0,14	0,18	0,05	0,19	0,21	0,24	0,20
MgO	26,55	31,53	31,17	31,89	34,06	32,32	29,53	30,03
CaO	0,90	1,51	0,56	0,84	0,58	0,58	0,76	0,81
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,22	Нет	0,61	0,11	0,06	0,12	0,18
K <sub>2</sub> O	Нет	0,04	"	0,08	0,06	0,06	0,10	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,93	0,30	0,57	0,12	1,44	0,89	1,45	1,27
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,27	0,50	0,20	0,08	0,20	0,05	0,08	0,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,47	0,44	0,20	0,53	0,59	0,45	0,33	0,49
NiO	-	-	-	-	0,16	0,08	0,01	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	Нет	Нет	0,14	0,08
Ca	1,8	3,1	1,0	1,6	1,1	1,1	1,5	1,6
Mg	87,2	86,1	80,5	88,7	89,7	89,3	83,4	86,3
ΣFe	11,0	10,8	18,5	9,7	9,2	9,6	15,1	12,1
Формулы								
Si	1,93	1,89	1,91	2,05	1,84	1,88	1,88	1,88
Al <sup>4+</sup>	0,07	0,11	0,04		0,16	0,12	0,12	0,12
Fe <sup>3+</sup>	-	-	0,05	-	-	-	-	-
Al <sup>6+</sup>	0,35	0,04	-	0,21	0,03	0,07	0,05	0,05
Fe <sup>3+</sup>	-	0,09	0,04	0,04	0,008	0,02	0,04	0,03
Fe <sup>2+</sup>	0,18	0,12	0,28	0,18	0,18	0,18	0,28	0,22
Mn	-	-	0,01	-	0,006	0,006	0,006	0,006
Mg	1,42	1,67	1,65	1,65	1,80	1,69	1,58	1,58
Ca	0,03	0,06	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03
Na	0,01	0,01	-	0,04	0,01	0,006	0,02	0,013
Cr	0,01	0,01	-	0,01	0,02	0,01	0,009	0,013
Z	2,00	2,00	2,00	2,05	2,00	2,00	2,00	2,00
WXY	2,00	2,00	2,00	2,00	2,06	2,00	2,01	1,95

150 - шпинель-пироповый вебстерит, трубка Тергеш; 151a, 520a - шпинель-пироповые лерцолиты, трубка Тергеш; 6, 6/40 - шпинелевые лерцолиты, трубка Конгаровская; 157a - шпинелевый вебстерит, трубка Тергеш; 5a - шпинелевый пироксенит; трубка Конгаровская; 20/19 - вебстерит, трубка Беле.

Анализы 6, 6/40, 5a, 20/19 взяты из работы В.А. Кутолина и др. (1972), анализы 150, 151a, 157a, 520a выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитики В.С. Лебедева, Н.Г. Таскина.

Оливины. У оливинов, как и у ромбических пироксенов, наблюдается некоторое несоответствие между оптикой и химизмом. По оптическим константам ( $n_{g'} = 1,696-1,722$ ,  $n_{p'} = 1,662-1,628$ ,  $2V_{Ng} = 82-90^\circ$ ) минерал соответствует хризолиту с 12-25% фаялитовой молекулы, а по химическим данным (табл. 48) - форстериту с 8,4-10% фаялитовой молекулы. Это несоответствие обусловлено теми же факторами, что и у ромбических пироксенов, - наличием повышенных против нормы количеств полуторных окислов и отсутствием химических данных по оливинам из верлитов.

Используя оптические данные (рис. 27), можно показать, что оливины клинопироксенит-верлитовых включений являются более железистыми ( $n_{g'} = 1,706-1,722$ ,  $n_{p'} = 1,674-1,682$ ,  $2V_{Np} = 85-88^\circ$ ,  $Fa = 17-25\%$ ), чем оливины перидотит-пироксенитовых включений ( $n_{g'} = 1,696-1,704$ ,  $n_{p'} = 1,662-1,666$ ,  $2V_{Ng} = 87-90^\circ$ ,  $Fa = 12-16\%$ ). Эти свойства хорошо отражены в цветовых особенностях минералов - оливины верлитов имеют желтоватый, а оливины перцолитов - зеленоватый цвет. Три новых анализа в табл. 48 (520, 151, 168) обнаруживают погрешности, допущенные при обработке

Таблица 48

Химический состав оливинов из ультраосновных включений  
Минусинских трубок взрыва (в вес. %)

Компоненты	520	151	168	6	6/40
SiO <sub>2</sub>	39,96	40,00	40,38	40,80	40,84
TiO <sub>2</sub>	Следы	-	Следы	Нет	Нет
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	1,89	2,24	"	"
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,80	Нет	Нет	"	"
FeO	8,72	8,62	8,04	9,55	9,66
MnO	0,05	0,15	0,14	0,15	0,09
MgO	48,67	48,42	48,15	47,97	48,06
CaO	0,22	Нет	Нет	Нет	Нет
Na <sub>2</sub> O	0,48	0,03	0,07	0,06	0,06
K <sub>2</sub> O	Нет	0,18	0,15	0,06	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	"	0,01	0,89		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	"	Нет	0,10	0,40	6,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	-	Следы	0,20	0,30
NiO	-	-	-	0,40	0,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	0,10	0,03
Сумма	100,44	99,30	100,16	99,69	

Таблица 48 (окончание)

Компо- ненты	520	151	168	6	6/40
Si	0,985	1,00	0,985	0,995	0,990
Al	0,012	0,027	0,065	-	-
Ti	-	-	Следы	-	-
Fe <sup>3+</sup>	0,03	Нет	Нет	-	-
Mg	1,78	1,80	1,75	1,743	1,730
Fe <sup>2+</sup>	0,178	0,18	0,164	0,195	0,200
Mn	-	0,003	0,003	0,003	0,001
Cr	0,003	-	-	0,003	0,006
Ca	0,006	-	Нет	-	-
Na	0,024	-	0,006	0,003	0,003
K	Нет	0,009	0,006	0,002	0,001
P	-	-	-	0,020	0,001
Ca	0,3	-	-	-	-
Mg	90,6	90,8	91,6	90	90
Fe	9,1	9,1	8,4	10	10

520, 151 - оливины из шпинель-гранатовых лерцолитов, трубка Тергеш, аналитик В.С. Лебедева (1962 г.); 168 - оливин из шпинелевого оливинита, трубка Пашонак, аналитик В.С. Лебедева (1962 г.); 6, 6/40 - оливины из шпинелевых лерцолитов, трубка Конгаровская (Кутолин, Фролова, 1972).

проб. В анализе 520 содержание  $Fe_2O_3$  превышает допустимую норму, что связано, по-видимому, с гипергенным изменением минерала. В анализах 151 и 168 большая примесь  $Al_2O_3$ , что обусловлено загрязнением проб. Принимая во внимание эти погрешности, можно, однако, считать, что в гранатсодержащих лерцолитах (анализ 151) оливины более магнезиальны, чем в шпинелевых.

В.А. Кутолиным и В.М. Фроловой было отмечено высокое содержание в оливинах из шпинелевых лерцолитов NiO. Содержание  $Cr_2O_3$  крайне непостоянно даже в однотипных парагенезисах.

Шпинель в ультраосновных включениях Минусинских трубок взрыва присутствует в двух разновидностях, подробно описанных В.А.Кутолиным (Кутолин, Фролова, 1972).

Шпинели в перидотит-пироксенитовых включениях содержат повышенные количества хрома и магния (табл. 49, анализы 6 и 6/40), они обладают буровато-зеленым и бурым цветом и присутствуют всегда в аксессуарных количествах.

Шпинели, извлекаемые из включений клинопироксенит-верлитовой группы пород, обладают черным цветом. Химические анализы (см. табл. 49, анализы 5а и 22/41) обнаруживают повышенные содержания окисного и закисного железа и низкие значения хрома. Шпинели

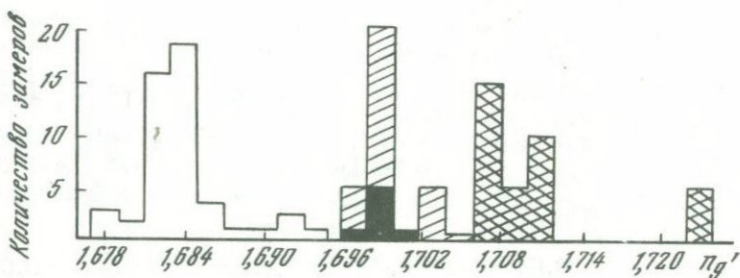


Рис. 27. Гистограмма показателей преломления оливинов ультраосновных включений из кимберлитов Якутии и анальцимовых базальтов Минусинских межгорных впадин

Условные обозначения см. на рис. 25

с повышенной железистостью присутствуют чаще всего в вебстеритах, в верлитах и клинопироксенитах они отмечаются редко. Имеются случаи, когда содержание железистой шпинели достигает в клинопироксенитах 20% от общего объема породы.

В анализах шпинелей из Минусинских трубок взрыва хорошо видна закономерность соотношения  $Fe/Mg$ ,  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  и возрастают по мере понижения температуры кристаллизации (O' Naga, Mercu, 1963).

Гранаты по распространенности являются наиболее редкими минералами. Они зафиксированы в лерцолитах, гарцбургитах, вебстеритах и бронзититах, где содержание их не превышает 5-7%. Гранатосодержащие включения найдены пока в двух трубках (Тергеш и Беле) в количестве 10 образцов.

По оптическим свойствам и особенностям химического состава (табл. 50, см. рис. 23) гранаты относятся к пироп-альмандинам ( $n = 1,728-1,745$ ), содержание основных катионов в которых колеблется (в %):  $Mg = 60,1-79,2$ ,  $Ca = 8,8-15,7$  и  $Fe = 12,0-24,7$ . По этому признаку гранаты не обнаруживают каких-либо отклонений от норм, установленных для гранатов из ультраосновных парагенезисов Н.В. Соболевым (1964). Не отмечается отклонений и в распределении второстепенных элементов.

Хром присутствует постоянно, но его содержание в отдельных разновидностях изменяется от 0,13 до 2,6%. Поскольку количество главных элементов в проанализированных образцах колеблется

Таблица 49

Химический состав шпинелей из ультраосновных включений  
Минусинских трубок взрыва (в вес. %)

Окислы	4д	6	6/40	5а	22/41
SiO <sub>2</sub>	4,80	4,00	4,90	Нет	3,26
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,25	0,25	"	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	50,39	48,39	47,20	57,72	53,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,39	3,44	3,27	10,23	11,24
FeO	21,97	9,38	9,83	10,79	10,33
MnO	0,18	0,30	0,13	0,07	0,37
MgO	11,75	20,33	20,74	19,63	15,93
CaO	0,35	0,23	Нет	Нет	0,53
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,11	0,16	"	Нет
K <sub>2</sub> O	0,17	0,16	9,21	"	"
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,50	Нет	"	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Нет	Нет	0,54	"	0,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,34	0,36	0,40	0,45
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	11,90	12,08	1,18	2,33
NiO	0,06	0,25	0,06	0,21	0,28
Сумма	100,38	99,58	99,73	100,23	99,57

4д - черная шпинель из клинопироксенита, трубка Конгаровская;  
6 - коричневая шпинель из лерцолита, там же; 6/40 - коричневая шпинель из лерцолита, там же; 5а - зеленая шпинель из клинопироксенита, там же; 22/41 - зеленая шпинель из клинопироксенита, трубка Безымянная.

Анализы заимствованы из работы В.А. Кутolina и В.М.Фроловой (1972).

незначительно, содержание хрома можно поставить в прямую связь с цветовыми модификациями гранатов, которых выделяется пять: темно-оранжевая (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,13%), розовая (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,21%), красная (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,02%), малиновая (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,83%) и лиловая (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2,6%).

Примечательно распределение титана и его обратная корреляционная связь с хромом. В гранатах, где содержание хрома составляет выше 1,8%, количество титана не превышает тысячных долей процента. В образцах с наименьшим содержанием хрома (517) количество титана увеличивается до 0,55%.

Таблица 50

Химический состав (в вес. %), формулы и компонентный состав (в %) гранатов из ультраосновных включений Минусинских трубок взрыва

Компо- ненты	520	151	517	22	34	39
SiO <sub>2</sub>	42,10	43,81	43,02	40,86	41,72	40,45
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,28	0,55	Следы	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,38	22,67	22,66	23,11	21,63	19,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,14	2,14	5,30	0,43	1,61	4,05
FeO	10,72	5,37	8,73	7,05	7,55	6,90
MnO	0,07	0,28	0,33	0,25	0,13	-
MgO	17,43	20,09	14,99	19,75	21,42	20,79
CaO	4,98	4,60	5,00	6,06	4,34	5,78
Na <sub>2</sub> O	Нет	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	"	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,08	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Нет	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21	1,02	0,13	1,83	1,98	2,60
П.п.п.		0,52	0,01	0,98	-	-
Сумма	100,60	100,78	100,72	100,32	100,38	100,24

## Формулы

Si	2,970	2,980	2,980	2,930	2,960	2,930
Ti	0,030	0,020	0,020	-	-	-
Al	1,896	1,840	1,860	1,960	1,810	1,980
Cr	0,005	0,050	-	0,130	0,110	-
Fe <sup>3+</sup>	0,110	0,110	0,140	0,030	0,080	-
Fe <sup>2+</sup>	0,640	0,340	0,660	0,430	0,450	0,600
Mn	0,001	0,010	0,011	0,010	0,009	-
Mg	1,860	2,030	1,600	2,110	2,970	2,230
Ca	0,380	0,340	0,400	0,470	0,330	0,340

## Компонентный состав

Pyx	56,4	60,0	55,2	69,2	74,2	70,3
Alm	21,6	11,4	20,5	15,1	14,7	19,1
Spes	-	0,42	0,57	0,30	0,20	-
Gross	7,26	3,50	6,10	10,60	1,10	10,60

Таблица 50 (окончание)

Компо- ненты	520	151	517	22	34	39
And	5,64	5,45	7,10	-	4,30	-
Uv	0,002	2,5	0,001	4,8	5,5	
Ca	13,3	12,6	15,2	15,7	8,8	10,8
Mg	64,5	74,9	60,1	70,1	79,2	70,3
Fe	22,2	12,5	24,7	14,2	12,0	18,9

520, 151 - пиропы из шпинель-гранатовых лерцолитов, трубка Тергеш; 517, 22 - пиропы из шпинель-гранатовых вебстеритов, трубка Беле; 34, 39 - пиропы из концентратов трубки Тергеш (Крюков, Крюкова, 1962).

Отмечается определенная прямая связь между удельным весом гранатов и содержанием окисного железа и титана. Темно-оранжевые гранаты, содержащие 5,3%  $Fe_2O_3$  и 0,55%  $TiO_2$ , имеют удельный вес 3,82, красные - 3,69 ( $Fe_2O_3$  2,14 и  $TiO_2$  0,28), лиловые - 3,68 ( $Fe_2O_3$  1,61 и  $TiO_2$  следы).

Приуроченность выделенных разновидностей к различным типам включений не отмечена, если не считать того факта, что пироп-альмандиновые гранаты во включениях клинопироксенит-верлитовой группы не зафиксированы.

Гранаты присутствуют в форме округлых зерен, обычно сросшихся со шпинелью и клинопироксеном. Размеры зерен не превышают 3 мм. Зерна разбиты трещинами, выполненными серпентином, хлоритом, карбонатом. Многие зерна окружены келифитовыми каемками, имеющими концентрически-скорлуповатое строение. Сложены оболочка тонкозернистым, слабо поляризуемым веществом, показатель преломления которого изменяется от 1,676 до 1,570.

Апатит встречен только в одном образце - во включении вебстерита из клинопироксенит-верлитовой группы. Оно сложено салитом, диопсидом, бронзитом, шпинелью и апатитом. Последние два минерала присутствуют в аксессуарных количествах.

Апатит образует неправильные полупрозрачные зерна. Окраска его сиреневато-серая, блеск шелковистый. В азотной кислоте растворяется с выделением обильных пузырьков газа. Дает положительную реакцию на фосфор. Одноосный, отрицательный. Показатель преломления  $n_g^1 = 1,658$ ,  $n_p^1 = 1,650$ . Может быть диагностирован, как вилькит.

## Химический состав включений

Ультраосновные включения из трубок взрыва Минусинской межгорной впадины, имея очень постоянный минеральный состав, четко проявляют в химизме свои минералогические и генетические особенности, что хорошо видно при сравнении выделенных выше групп пород.

Химический состав лерцолитов (табл. 51, анализы 6, 6/40, 151, 170) характеризуется такими соотношениями главных и второстепенных окислов, которые почти точно соответствуют пироксеновому пиролиту А.Э. Рингвуда и др. (1968). От пироксенового пиролита лерцолиты отличаются пониженными содержаниями закисного железа, глинозема и хрома и повышенными содержаниями окисного

Таблица 51)  
Химический состав ультраосновных включений из трубок

Окислы	6	6/40	151	170	5е	20/19
SiO <sub>2</sub>	44,14	43,74	43,23	42,72	49,24	51,58
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,24	0,27	0,16	0,35	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,43	2,50	2,88	2,50	7,26	7,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,03	2,54	1,76	0,03	1,54	-
FeO	5,89	6,76	6,73	7,87	11,70	6,18
MnO	0,15	0,08	0,12	0,14	0,12	0,16
MgO	38,76	40,14	39,42	39,99	24,41	19,20
CaO	2,65	2,89	2,69	2,42	2,73	11,07
Na <sub>2</sub> O	0,26	0,21	0,18	0,19	0,54	1,00
K <sub>2</sub> O	0,04	0,10	0,018	0,03	0,29	0,28
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,28	0,08	0,40	0,14	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,75	0,87	1,37	2,03	1,30	1,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,05	0,02	0,02	0,04	0,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,36	Не обн.	0,30	0,26	0,36	0,47
NiO	-	-	-	-	0,12	Не обн.
CO <sub>2</sub>	-	-	0,88	1,32	-	-
SO <sub>3</sub>	-	-	0,08	0,06	-	-
Сумма	99,91	100,40	100,02	100,14	100,14	99,21

6, 6/40 - шпинелевые лерцолиты, трубка Конгаровская; 151 - шпинель-гранатовый лерцолит, трубка Тергеш; 170 - шпинелевый лерцолит, трубка Пашлонак; 5е - шпинелевый вебстерит, трубка Конгаровская; 20/19 - вебстерит, трубка Беле; 22/17 - вебстерит, трубка Тергеш; 162, 5а - шпинелевый энстатит, трубка Тергеш и трубка Конгаровская; 135 - шпинелевый

железа, титана и натрия. Подобными особенностями характеризуются перидолитовые нодулы и из других провинций щелочно-базальтоидных пород (см. табл. 36). При тех колебаниях в соотношении главных породообразующих минералов, которые характерны для перидотит-пироксенитовой группы включений (с учетом химизма слагающих их минералов), содержание FeO не должно превышать в крайних разновидностях этой группы 9,0%,  $Al_2O_3$  - 9,5%,  $TiO_2$  - 0,5%. Соответственно содержания MgO и  $Cr_2O_3$  не должны быть меньше 16,0 и 0,15%. Характер подобных соотношений хорошо иллюстрируется анализами 20/19 и 22/17.

В группе пироксенит-верлитовых включений тенденции совершенно иные. Клинопироксениты (см. табл. 51, анализы 163, 4д, 5а) сильно обогащены глиноземом (до 16,5%), закисным железом (до

взрыва Минусинской межгорной впадины (в вес. %)

22/17	162	135	5а	5z	4д	163
49,74	49,30	47,18	41,54	45,40	40,74	46,16
0,15	0,42	0,58	0,24	1,08	1,70	2,15
7,73	6,84	6,57	14,32	12,17	16,50	9,36
2,03	1,71	3,85	4,18	1,91	5,81	2,17
8,39	11,24	3,43	6,48	6,48	4,89	7,48
0,16	0,20	0,04	0,14	0,10	0,03	0,12
26,60	25,88	14,39	22,84	14,36	9,86	11,47
2,41	2,34	20,16	6,02	13,24	17,33	15,99
0,21	0,36	1,13	0,76	2,22	1,00	1,94
0,21	0,17	Нет	0,40	0,70	0,22	0,05
0,22	0,20	-	-	0,26	0,20	0,18
1,47	0,61	1,26	2,40	2,14	2,20	1,68
Не обн.	0,04	0,02	0,07	0,40	0,06	0,02
0,51	0,17	-	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02
0,10	-	0,81	"	"	"	-
-	1,54	Нет	-	-	-	1,26
-	0,02	-	-	-	-	0,14
99,93	101,04	99,42	99,39	100,46	100,54	100,19

вебстерит, трубка Пашполак; 5z, 4д - шпинелевые клинопироксениты, трубка Конгаровская; 163 - клинопироксенит, трубка Тергеш.

Анализы 6, 6/40, 5е, 20/19, 22/17, 5а, 5z, 4д, заимствованы из работ В.А. Куголина; анализы 151, 170, 162, 135, 163 выполнены в химической лаборатории ИРГИРЕДМЕТ, аналитики А.И. Курочкина и П.М. Швецов

11.7%), титаном (до 2,15%) и обеднены хромом. Кальций в них часто преобладает над магнием. При переходе к вебстеритам (анализы 5е, 162, 135, 5а) эти тенденции сохраняются. Во всех этих разновидностях отмечаются низкие содержания хрома и высокие содержания алюминия, кальция и натрия.

## УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ИЗ ТРУБОК ВЗРЫВА ЧАДОБЕЦКОГО РАЙОНА

### КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Кимберлитоподобные породы обнаружены в пределах Чадобецкого поднятия в бассейнах р. Чадобец и его правых притоков – Семенова Дольчика, Терины, Бруса и Жерновой. Всего здесь открыто 34 трубочных и жильных тела, группирующихся в двух сравнительно изолированных полях – Чуктуконском на юге и Теринском на севере.

Кимберлитоподобные породы Чуктуконского поля представлены в основном трубками взрыва, очень кучно располагающимися в бассейне верхнего течения р. Жерновой. На площади в 30 км<sup>2</sup> здесь выявлено 17 тел, отстоящих друг от друга на 200–300 м и очень редко до 2 км.

В Теринском поле кимберлитоподобные породы проявились преимущественно в жильной фации. Здесь известно 15 жильных тел, две трубки взрыва, а также одно тело мелилит-нефелиновых слюдяных перидотитов, прорванных жилами мельтейгитов.

По данным Р.Я. Скларова (1962), Н.Н. Дашкевича и др. (1962), Чадобецкое поднятие сложено синийскими и кембрийскими осадками, обнажающимися среди каменноугольных пермских и триасовых пород в форме эллипса, длинная ось которого ориентирована на северо-северо-запад и равна 46 км, а короткая – 34 км. Синийские отложения образуют две брахиантиклинали – Среднетеринскую на севере и Чуктуконскую на юге. Обе они имеют, как и все поднятие, эллипсоидальную форму в плане. Брахиантиклинали разделены и окружены нижнекембрийскими известняками, ширина выхода которых составляет 7–8 км.

Структурная позиция щелочно-ультраосновных пород во многом аналогична здесь Присяяню. Вулканы выполняют систему конических трещин, оконтуривающих Среднетеринский купол почти по всей его периферии.

Трубки взрыва имеют округлые очертания, но есть примеры (трубка Неожиданная), где форма их неправильная – амебовидная. В вертикальном сечении они приближаются чаще к форме конуса и наклонены к горизонту под углами 60–80°. Величина тел изменчива – от 30 до 300 м в поперечнике; мелкие трубки распространены гораздо чаще.

Таблица 52

Химический состав натровых щелочно-ультраосновных пород Чадобецкого поднятия (в вес.%)

Окислы	12	3	7	20
SiO <sub>2</sub>	20,78	42,02	40,94	43,03
TiO <sub>2</sub>	4,50	3,16	2,0	3,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,28	13,54	14,87	12,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,51	3,18	2,15	6,55
FeO	1,90	7,57	8,77	7,65
MnO	0,32	0,32	0,46	Следы
MgO	11,92	11,89	11,36	7,41
CaO	24,26	12,40	12,69	13,15
Na <sub>2</sub> O	0,42	3,44	3,03	1,83
K <sub>2</sub> O	0,38	0,86	0,87	0,97
P <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69	0,52	0,82	0,57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	-	-	-
CO <sub>2</sub>	14,71	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>		1,79	1,41	1,08
П.п.п.	6,12	-	-	0,5
Сумма	99,81	100,69	99,37	98,04

12 - нефелин-слюдяной перидотит (Чубугина, 1963);  
3 и 7 - нефелиновые базальты, ксенолиты из трубки Неожиданной, Чуктуконское поле; 20 - эруптивная брекчия мончикита, трубка Неожиданная, Чуктуконское поле.

Анализы 3, 7 и 20 выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитик Т.А. Лахно.

Мощность жильных тел не превышает 0,4 м. По отношению к вмещающим породам они занимают то секущее, то согласное положение, причем углы падения жил колеблются в пределах 75-85° у первых и 17-25° у вторых. Многие жилы обнаруживают пережимы, раздувы и коленообразные перегибы. Помимо единичных локализованных жил, встречаются серии сближенных субпараллельных жилок, причем мощность каждой не более 4 см.

Внутреннее строение многих трубок достаточно сложное, главным образом из-за разновидностей слагающих их пород. Так, в трубке Неожиданной эруптивные брекчии кимберлитоподобной породы, сла-

Таблица 53

Химический состав калиевых щелочно-ультраосновных пород Чадобецкого поднятия (в вес.%)

Окислы	31	32	33	4	5	44	43	45
SiO <sub>2</sub>	30,32	26,74	33,58	31,65	31,54	36,80	26,06	30,74
TiO <sub>2</sub>	3,29	2,50	3,90	5,06	3,20	4,44	4,84	5,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,59	6,80	8,12	5,46	5,16	6,18	6,58	7,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,14	6,90	8,01	1,73	9,12	10,72	9,63	8,05
FeO	6,31	7,19	8,34	4,72	1,92	1,40	2,94	6,97
MnO	0,20	0,20	0,14	0,24	0,26	0,30	0,20	0,18
MgO	17,90	13,36	16,40	21,67	16,40	10,45	12,98	18,05
CaO	16,20	17,54	14,30	15,80	14,91	11,06	17,74	10,23
Na <sub>2</sub> O	0,30	0,29	0,30	0,16	0,40	0,38	0,30	0,80
K <sub>2</sub> O	1,89	2,34	1,80	1,28	1,40	3,40	1,43	2,20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	1,02	0,01	0,02	0,07	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	Следы	0,01	1,90	0,14	0,36	1,09	1,10
BaO	-	-	-	3,19	0,03	0,05	0,20	0,15
CO <sub>2</sub>	-	-	-	2,52	11,60	11,60	8,88	3,60
H <sub>2</sub> O	7,45	15,22	5,0	2,64	3,50	2,60	5,96	4,36
Сумма	99,89	99,08	99,90	99,04	99,59	99,76	98,90	98,87

31, 33 - кимберлитоподобная порода с микролитовой пироксен-флогопитовой основной массой, пластовая жила, р. Семенов Дольчик; 32 - кимберлитоподобная порода с гналопелитовой основной массой, пластовая жила, р. Семенов Дольчик; 4 - туфобрекчия кимберлитоподобной породы, трубка Верхне-Чуктуковская; 5, 44 - эруптивная брекчия кимберлитоподобной породы, трубка Брусская; 43, 45 - монтичеллитовые альвены (Чубугина, 1963).

Анализы 31, 32, 33, 44, 4,5 выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитик Н.Г. Таскина.

гающие северо-западную часть тела, контактируют в центральной части с мончикитами, переходящими на юго-востоке тела в грубо-обломочные литокластические брекчии, сложенные обломками вмещающих пород и редкими, но крупными кристаллами роговой обманки. Юго-восточная часть трубки сложена оливин-флогопитовой породой, обладающей порфировой структурой и лишенной ксеногенных включений.

Как и в Присаянье, кимберлитоподобные породы Чадобецкого поднятия пространственно и во времени ассоциированы с ультраосновными и щелочными нефелиновыми породами и карбонатитами. Породы этих районов отличаются объемным соотношением калиевой и натровой ветвей: в первом калиевые породы по распространенности

значительно уступают щелочным и щелочно-ультраосновным образованиям натровой группы, во втором они преобладают. В числе натровых щелочно-ультраосновных пород описаны нефелин-слюдяные перидотиты, мельтейгиты, мончикиты и нефелиновые базальты.

Нефелин-слюдяные перидотиты формируют штокообразное тело (100×300 м) на водоразделе рек Семенов Дольчик и Терина (Чубугина, 1963), а мельтейгиты прорывают их в форме жильных тел мощностью 0,5–1,0 м. Нефелиновые базальты и мончикиты принимают участие в строении некоторых трубок взрыва (трубка Неожиданная). Щелочно-ультраосновные породы калиевой ветви представлены кимберлитоподобными породами, альнеитами и мелилит-нефелиновыми перидотитами (табл. 52 и 53).

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ, МИНЕРАЛОГИЯ И ХИМИЗМ ВКЛЮЧЕНИЙ

В трубках взрыва Чадобецкого поднятия присутствуют четыре группы обломков: 1) вмещающие осадочные породы, 2) изверженные породы, установленные в районе в виде самостоятельных тел (долериты, диабазы), 3) кристаллические сланцы из фундамента и 4) щелочно-ультраосновные и эклогитоподобные породы, формационная принадлежность которых неясна.

Ниже приводится описание последней группы, при этом для удобства породы подразделяются на семейства щелочно-ультраосновных, субщелочных ультраосновных и щелочных пород. Следует особо подчеркнуть, что в трубках взрыва Чадобецкого поднятия не были обнаружены ксенолиты шпинелевых и гранатовых гипербазитов, которые хотя бы в первом приближении могли сравниваться с соответствующими ксенолитами из типичных кимберлитов. Обломки пиропоносных пород, известные в трубке Большой, принадлежат к эклогитам и эклогитоподобным породам.

Размеры ксенолитов 1 – 20 см, форма их шарообразная и яйцевидная. Наиболее распространены роговообманковые пироксениты и перидотиты. Эклогиты редки и встречены только в трубке Большой.

#### Включения щелочно-ультраосновных пород

К этому типу включений отнесены меланократовые породы, содержащие фельдшпатоидные минералы (нефелин, мелилит, анальцим, лейцит). Их точную номенклатуру произвести, как правило, не удастся, так как значительная часть минералов изменена вторичными процессами.

Анкаратрит-пикриты обладают массивной или миндалекаменной текстурой и порфировой или порфиroidной структурой. Невооруженным глазом в них наблюдаются не крупные (менее 0,5 мм) порфировые выделения, сложенные агрегатом карбоната и пылевидного магнетита, табличками мелилита и выделениями анальцима. Основная масса имеет мелкозернистое строение.

Карбонат-магнетитовые псевдоморфозы составляют 22-27% площади шлифа и, судя по кристаллографическим формам и небольшим реликтовым участкам, образовались по оливину. Последний по оптическим свойствам ( $2V_{Np} = 87^\circ$ ,  $n_g' = 1,700$ ) является хризолитом.

Порфиroidные выделения анальцима, занимающие 7-10% площади шлифа, имеют округлую или удлинённую форму и в значительной части замещены карбонатом. Некоторые выделения имеют форму гексагональных таблиц, из чего можно заключить, что первичным минералом был нефелин. Фенокристаллы мелилита хорошо огранены и достаточно сохранены, чтобы быть замеренными. Они одноосны, отрицательны,  $n_o = 1,650$ , обладают аномальными цветами интерференции.

Основная масса породы состоит из удлинённых табличек флогопита, кристовых выделений рудного минерала, перовскита и призмочек апатита, погруженных в мелкоагрегатный карбонатный базис с незначительной примесью серпентина.

Разновидностью анкаратрит-пикритов являются ксенолиты, в которых вкрапленники представлены мало изменёнными оливинами (20-27%), являющимися по оптическим свойствам форстеритами ( $2V = 86, 88^\circ$ ,  $n_g' = 1,686$ ), а мелкозернистая основная масса сложена флогопитом, монтичеллитом, табличками мелилита и интерстициальным нефелином. Довольно равномерно в основной массе рассеяны призмы апатита и октаэдры рудных минералов.

Монтичеллит (25-40%) обладает низким двупреломлением (0,010-0,012) и сравнительно низким показателем преломления (1,660). Флогопит (15-30%) распределен в породе равномерно и образует зерна, равновеликие с другими минералами основной массы.

На долю мелилита, нефелина, апатита и рудных минералов приходится 3 - 7% общего объема породы.

### Включения субщелочных ультраосновных пород

Среди включений этой серии обнаружены роговообманковые и слюдино-роговообманковые перидотиты, роговообманковые пироксениты, слюдиты, горнблендиты и карбонатные породы.

Роговообманковые перидотиты обладают темно-зеленым цветом, массивной текстурой и среднезернистым сложением. Структура пород панидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая. Округлые и эллипсоидальные обломки этих пород достигают в диаметре 7-9 см. Основными породообразующими минералами являются моноклинный пироксен, роговая обманка, оливин. Во второстепенных количествах присутствуют слюда и магнетит, из аксессуарных отмечается апатит.

Моноклинный пироксен в проходящем свете совершенно бесцветен. По оптическим свойствам ( $n_p' = 1,698$ ,  $n_g' = 1,710$ ,  $cNg = 44^\circ$ ,  $2V = 58^\circ$ ) может быть отнесен к салиту. В породе его содержит-

ся 15–20%. Большинство кристаллов частично замещено хлоритовыми минералами, изменяющимися по цвету от бурых до зеленовато-бурых, и бурой роговой обманкой.

Роговая обманка составляет 50–55% площади шлифа и соответствует обычным бурым роговым обманкам ( $n_p' = 1,666$ ,  $n_g' = 1,686$ ,  $cNg = 16-20^\circ$ , удельный вес 3,19). Она формирует призматические кристаллы размером до 1,5 мм и, реже, – пойкилокристаллы, включающие зерна оливина, пироксена и слюды. Судя по взаимоотношениям с моноклинным пироксеном, роговая обманка является псевдоморфным образованием.

Оливины по количеству не превышают 15%. В проходящем свете они бесцветны. Почти нацело замещены карбонатом и серпентином. По наблюдавшимся реликтам замерить их оптические свойства не удалось.

Содержание слюды не превышает 5%. Она образует отдельные таблицы, распределенные в породе довольно равномерно. В проходящем свете минерал обладает хорошо выраженным плеохроизмом: по Ng – буровато-кремовый, по Np – светло-кремовый и бесцветный. Отдельные таблицы по трещинам и спайности замещены буроватым хлоритом.

Магнетит формирует отдельные мелкие кристаллы, чаще неправильной формы. Содержание его не более 4–4,5%.

Слюдисто-роговообманковые перидотиты являются минералогической разновидностью роговообманковых перидотитов и отличаются от них только повышенным содержанием флогопита.

Обломки этого типа имеют округлые формы и по размеру колеблются от 4 до 12 см. Цвет породы темно-зеленый с буроватым и бронзовым оттенком, текстура массивная, сложение мелко-среднезернистое. При изучении шлифов устанавливается пойкилитовая, а участками сидеронитовая структуры. Основными породообразующими минералами являются роговая обманка, флогопит, моноклинный пироксен и карбонат.

От описанного выше типа перидотитов данная разновидность пород отличается низким содержанием моноклинных пироксенов и значительным содержанием флогопита. В структурном отношении ее отличает наличие участков, обогащенных магнетитом сидеронитовой структуры.

Роговообманковые пироксениты имеют переходный характер между горнблендитами и пироксенитами. Включения этого типа обнаружены в эруптивных брекчиях трубок Большая и Малая.

Роговая обманка, моноклинный пироксен, апатит, магнетит, хлорит и карбонат слагают этот тип породы. Структура их, как правило, панидоморфнозернистая, участками пойкилитовая и сидеронитовая. Роговая обманка занимает 70–75% общего объема породы, образует хорошо выраженные призматические кристаллы бурого или зеленовато-бурого цвета размером 2–2,5 мм. Схема плеохроизма нормальная для обычной роговой обманки: Ng – желтовато-зеленый

или бурый,  $N_p = 16^\circ$ ,  $n_{g'} = 1,686-1,698$ ,  $n_{p'} = 1,666-1,678$ .

В наиболее крупных пойкилокристаллах наблюдаются включения апатита и салита.

Салит ( $2V = 56-58^\circ$ ,  $n_{g'} = 1,714$ ) занимает 15-20% площади шлифа. Он присутствует в породе как в отдельных индивидах, так и в скоплениях, состоящих из равновеликих с роговой обманкой зерен.

Рудные минералы в этом типе пород занимают до 20%. Чаще всего они имеют сидеронитовую структуру. Апатит находится в аксессуарных количествах. Он совершенно свеж и чаще всего заключен в рудном веществе, как бы "плавает" в нем. В аксессуарных количествах присутствуют в породе карбонат и биотит.

Карбонат в форме червеобразных выделений находится между зернами роговых обманок. Форма подобных выделений явно интерстициальная. Сам карбонат развился, по-видимому, по моноклинному пироксену. В данном типе пород не удалось наблюдать замещения пироксенов роговыми обманками, очевидно, оба они являются первичными.

Горнблендиты являются наиболее распространенными обломками в Чадобецких трубках взрыва, а в трубках, выполненных мончикитами, — единственным видом. Величина таких обломков очень изменчива — от 1 до 20 см в поперечнике. Зернистость пород также непостоянна — от средне- до крупнозернистой. Встречаются обломки, размер минеральных индивидов в которых достигают 2-3 см, а отдельные ксенокристаллы — 5 см.

Макроскопически горнблендиты темно-зеленого цвета и массивной текстуры. Невооруженным глазом в образцах, помимо роговой обманки, можно наблюдать кристаллики апатита и интерстициальный карбонат. Микроскопически устанавливается панидиоморфнозернистая структура, обусловленная равновеликими призматическими зернами роговой обманки. Последняя составляет 93-95% площади шлифа. Цвет ее буровато-зеленый по  $N_g$  и зеленовато-бурый или желтовато-зеленый по  $N_p$ . Угол погасания изменяется от  $12$  до  $20^\circ$ ,  $n_{g'} = 1,186$ , что свидетельствует о субшелочном ее характере. Оптические наблюдения подтверждаются химическими анализами — содержание  $Na_2O$  достигает в них 3%, а  $K_2O$  — 1,8% (табл. 54).

На втором месте после роговой обманки по количеству стоит апатит, который заполняет промежутки или как пойкилит включен в роговую обманку. Он производит впечатление первичного и даже более раннего, чем роговая обманка, минерала. Оба минерала совершенно свежие. В противоположность этому отдельные зерна плагиоклаза, изредка присутствующего в этих образцах, изменены полностью и превращены в агрегат тонкозернистого карбоната и глинистых частиц.

В одном образце, кроме вышеуказанных минералов, были отмечены редкие зерна авгита и отдельные листочки биотита. Этот

Таблица 54

Химический состав (в вес. %) и формулы роговых обманок из кимберлитоподобных пород, мончикитовых брекчий и ксенолитов Чадобешского поднятия

Окислы	Номер образца			Кристаллохимические формулы
	210	212	218б	
SiO <sub>2</sub>	40,96	37,98	42,22	Обр. 210. (Na <sub>0,94</sub> K <sub>0,21</sub> Ca <sub>1,740</sub> ) <sub>2,89</sub>
TiO <sub>2</sub>	0,57	3,15	0,39	(Mg <sub>2,700</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>1,00</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0,340</sub> Al <sub>1,150</sub>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,76	12,78	18,84	Ti <sub>0,070</sub> Mn <sub>0,020</sub> ) <sub>5,28</sub> (Si <sub>6,050</sub>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,03	5,35	0,48	Al <sub>1,950</sub> ) <sub>8,0</sub> O <sub>22</sub> (OH <sub>1,180</sub> O <sub>0,820</sub> ) <sub>2,0</sub>
FeO	8,19	8,12	5,61	Обр. 212. (Na <sub>0,600</sub> K <sub>0,338</sub> Ca <sub>2,040</sub> ) <sub>2,98</sub>
MnO	0,18	0,18	0,07	(Mg <sub>2,740</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>1,00</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0,595</sub> Ti <sub>0,350</sub>
MgO	12,27	12,66	17,55	Mn <sub>0,030</sub> ) <sub>4,715</sub> (Si <sub>5,800</sub> Al <sub>2,200</sub> ) <sub>8,0</sub>
CaO	11,03	12,87	8,25	O <sub>22</sub> (OH <sub>2,0</sub> )
Na <sub>2</sub> O	3,32	2,13	4,00	Обр. 218б. (Na <sub>1,120</sub> K <sub>0,190</sub> Ca <sub>1,270</sub> ) <sub>2,58</sub>
K <sub>2</sub> O	1,10	1,80	1,00	(Mg <sub>3,730</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0,670</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0,05</sub> Ti <sub>0,04</sub>
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Следы	Нет	Следы	Al <sub>1,320</sub> ) <sub>5,81</sub> (Si <sub>6,150</sub> Al <sub>1,850</sub> ) <sub>8,0</sub>
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,24	2,50	1,12	O <sub>22</sub> (OH <sub>1,05</sub> O <sub>0,95</sub> ) <sub>2,0</sub>
Сумма	99,65	99,52	99,53	

210 - ксенокристалл роговой обманки из эруптивной брекчии, трубка Большая; 212 - роговая обманка из мончикита, трубка Неожиданная; 218б - роговая обманка из эклогита, ксенолит, трубка Большая.

Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитик Н.Г. Таскина.

В гранатовых участках содержится бурая роговая обманка, образовавшаяся, по-видимому, в результате регрессивного метаморфизма, однако непосредственных указаний на это нет, так как нет и примеров, где бы она развивалась на границе гранатовых и пироксеновых зерен. Она распределена довольно равномерно, образуя совместно с гранатом гранобластовую структуру. Как роговая обманка, так и гранат имеют меньшие размеры, чем пироксены. Гранаты в этих участках "изрешечены" каплевидными выделениями, сложенными хлоритами и карбонатом. Агрегаты карбоната и хлорита

Таблица 55

Химический состав (в вес. %), формулы и компонентный состав (в %) гранатов из эруптивных брекчий эклогитовых ксенолитов Чадобецкого поднятия, трубка Большая

Компоненты	23	218	4	5
SiO <sub>2</sub>	43,00	44,08	42,04	41,91
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,10	0,23	Не опр.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,70	23,97	21,42	20,80
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	Нет	0,06	0,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,30	"	9,26	2,33
FeO	8,83	11,02	4,28	18,59
MgO	15,00	13,98	15,42	8,69
CaO	5,01	6,13	5,89	6,72
MnO	0,33	0,29	0,30	0,46
Na <sub>2</sub> O	-	0,52	0,03	-
K <sub>2</sub> O	-	0,17	0,07	-
Сумма	100,73	100,26	99,00	99,51

Формулы

Si	2,98	3,00	2,99	2,75
Ti	0,02	0,004	0,001	-
Al	1,86	2,02	1,84	1,83
Cr	0,03	-	-	-
Fe <sup>3+</sup>	0,14	-	0,16	0,13
Fe <sup>2+</sup>	0,69	0,70	0,66	1,74
Mn	0,01	0,02	0,02	0,05
Mg	1,60	1,51	1,67	1,00
Ca	0,42	0,50	0,47	0,57

Таблица 55 (окончание)

Компо- ненты	23	218	4	5
Компонентный состав				
Pyr	55,2	50,92	56,62	33,30
Alm	20,5	22,65	19,69	40,00
Spes	0,57	0,57	0,58	1,71
Gr	6,10	16,2	3,46	15,80
And	7,10	-	12,16	3,35
Uv	Следы	-	-	-
Ca	15,6	18,5	16,8	17,2
Mg	59,0	55,5	59,7	30,5
Fe	25,4	26,0	23,5	52,3

23 - пироп из эруптивной брекчии; 218 - пироп из эклогитового ксенолита; 4 - то же (по В.Л. Чубугиной); 5 - пироп-альмандиновый гранат из ксенолита эклогитоподобной породы (Дашкевич и др., 1962).

Анализы 23 и 218 выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитик Н.Г. Таскина.

Таблица 56

Химический состав (в вес.%), формулы и компонентный состав (в %) моноклиновых пироксенов из брекчий кимберлитоподобных пород и ксенолитов Чадобецкого поднятия, грубка Большая

Компо- ненты	1	2	218а	4
SiO <sub>2</sub>	48,58	51,32	51,88	49,84
TiO <sub>2</sub>	2,42	0,84	0,18	1,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,39	5,46	9,97	5,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,05	1,24	2,05	2,04
FeO	6,73	3,69	2,75	6,25
MnO	0,15	0,17	0,06	0,14
MgO	11,33	15,28	11,61	11,92

Таблица 56 (окончание)

Компо- ненты	1	2	218а	4
CaO	16,93	19,75	17,97	20,17
NaO	1,78	1,36	3,14	1,86
K <sub>2</sub> O	Следы	0,12	0,17	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,43	0,32	0,50	0,64
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нет	0,05	Нет	
Сумма	99,79	99,60	100,28	99,72

## Формулы

Si	1,84	1,89	1,88	1,86
Al <sup>4+</sup>	0,16	0,11	0,12	0,14
Al <sup>6+</sup>	0,25	0,12	0,31	0,11
Fe <sup>3+</sup>	0,05	0,04	0,05	0,06
Fe <sup>2+</sup>	0,21	0,11	0,08	0,19
Mg	0,65	0,84	0,63	0,66
Ca	0,70	0,77	0,70	0,80
Na	0,06	0,10	0,22	0,14
Ti	0,07	0,02	-	0,01
Z	2,00	2,00	2,00	2,00
WXY	2,00	2,00	2,00	1,97

## Компонентный состав

Jd + Ac	-	10	23	15
Tsch	-	11	12	14
Hd	-	11	8	19
Di	-	68	57	52

1 - ксенокристалл авгита из эруптивной брекчии;  
 2 - ксенокристалл салита из эруптивной брекчии;  
 218а - омфацил-диопсид из эклогита, ксенолит из эруптивной брекчии; 4 - авгит из ксенолита роговообманкового перидотита.

Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитик Н.Г. Таскина.

наблюдаются в интергранулярных пространствах. В некоторых образцах к минералу, слагающему их, присоединяются эпидот, цоизит и пылевидный магнетит. Количественно всегда преобладает хлорит, который развивается во всех образцах и по трещинкам, рассекающим во всех направлениях ранее образованные минералы. Таким образом, среди эклогитов присутствует целая серия обломков, претерпевших различные стадии регрессивного метаморфизма.

Эклогитоподобные породы состоят главным образом из бурой роговой обманки, моноклинного пироксена, плагиоклаза и граната пироп-альмандинового ряда. Среди второстепенных минералов почти всегда отмечаются хлорит и апатит.

Основной объем занимает бурая роговая обманка, развивающаяся по моноклинному пироксену, реликты которого часто можно наблюдать. В отдельных участках, видимо, в результате метасоматических изменений, связанных с захватом эклогитоподобных пород магмой, пироксены замещены тонкозернистым карбонатом. Образование карбоната сопровождается обильным выделением пылевидного магнетита. Роговая обманка в таких участках подвергается хлоритизации.

Примерно равные объемы (по 7-10%) занимают совершенно свежий плагиоклаз (№ 30) и незначительно измененный розовый гранат. Плагиоклаз группируется в полосы, а гранат образует порфиробласты, которые по периферии и трещинам часто замещены буроватым хлоритом и слюдой. В интенсивно измененных участках шлифа порода состоит из порфиробласт граната, погруженного в хлорит-карбонат-слюдистую массу, среди которой участками разбросаны реликты роговой обманки и карбонатизированного пироксена; в других - порфиробласты граната заключены в мелкозернистую массу, состоящую из псевдоморфоз карбоната, развивающегося по диопсиду, и хлоритового мезостаза.

## Минералы

Минеральный состав ультраосновных включений из трубок взрыва Чадобецкого поднятия как в качественном, так и в количественном отношении специфичен.

В отличие от включений из Минусинских трубок взрыва, в которых главными минералами выступают оливины, орто- и клинопироксены, здесь преобладают роговые обманки. Практически здесь нет включений без этого минерала. Доминируют роговые обманки и среди обломков минералов в эруптивных брекчиях.

На втором месте в ультраосновных включениях стоит железисто-магнезиальная слюда. Во второстепенных количествах она присутствует в подавляющем большинстве образцов, а в некоторых (слюдиты) слагает третью часть объема. Моноклинные пироксены входят в состав многих включений, но породообразующими являются только в эклогитах и роговообманковых пироксенитах. Немногим больший объем занимают и оливины.

Очень характерно для включений Чадобецких трубок взрыва отсутствие ромбических пироксенов.

Роговые обманки из перидотитов, пироксенитов, горнблендитов и вкрапленников по оптическим свойствам и особенностям химического состава очень близки к гастингситам, а из эклогитов и эклогитоподобных пород — к паргаситам.

Гастингситы формируют призматически-шестоватые зерна, концевые грани которых обычно недоразвиты. Цвет минерала темно-зеленый до черного. Оптические свойства колеблются в довольно широких пределах:  $n_g' = 1,682-1,700$ ,  $n_p' = 1,666-1,686$ ,  $2V_{Np} = 83-34^\circ$ ,  $cNg = 16-22^\circ$ . Химический состав их (см. табл. 54, анализы 210, 212) отличается высоким содержанием щелочей (1,0-1,15 формульных единиц) и глинозема (2,2-3,0 формульных единиц) при низком содержании кремнезема (5,8-6,0 формульных единиц). Весьма характерна высокая степень замещения  $Si \rightleftharpoons Al$ , что является показателем высоких P-T условий кристаллизации роговых обманок (Дир и др., 1965).

Паргаситы являются обязательными минералами эклогитов. Уже по внешнему виду они отличаются от гастингситов более светлым тоном окраски. Паргасит формирует призматические кристаллы с неясно выраженными пинакоидальными гранями. Светопреломление у него колеблется:  $n_g' = 1,650-1,658$ ,  $n_p' = 1,638-1,646$ ,  $2V_{Np} = 95-90^\circ$ ; удельный вес 3,19.

В химическом составе (см. табл. 54, анализ 2186) отмечается еще большее содержание щелочей ( $Na_2O + K_2O = 5\%$ ), чем в гастингситах, а величина замещения  $Si \rightleftharpoons Al$  мало отличается от них. Характерна меньшая железистость и сравнительно низкое содержание титана. Поскольку эта разновидность роговых обманок ассоциирована с жадеитсодержащим моноклинным пироксеном и гранатом, обогащенным пиропом, условия образования его соответствуют эклогитовой фации глубинности.

Слюда в ультраосновных включениях интенсивно изменена метасоматическими продуктами, среди которых на первом месте стоят карбонаты и хлорит. По оптическим свойствам ( $n_m = 1,574$ ,  $2V_{Np} = 12^\circ$ ) она может быть отнесена к биотиту.

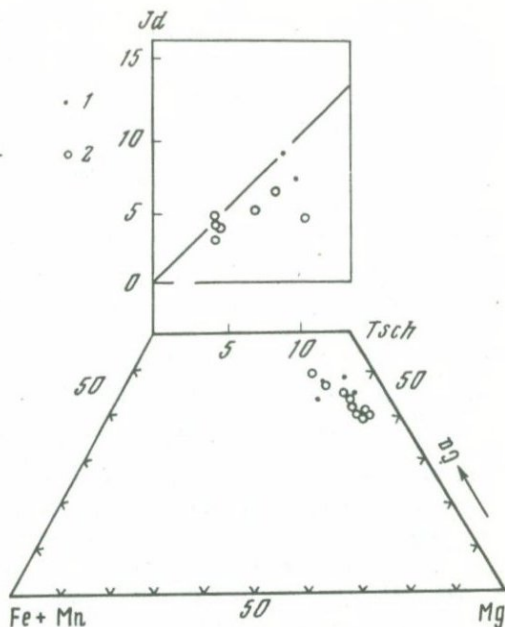
Моноклинные пироксены подразделяются на три видовые разновидности — салиты, авгиты и диопсиды (см. табл. 56, рис. 28). Первые являются составной частью ультраосновных, а вторые — эклогитовых включений.

Салиты присутствуют в количестве до 20% в амфиболсодержащих перидотитах и пироксенитах и в аксессуарных количествах в слюдах и горнблендитах.

В перидотитах и пироксенитах они формируют призматические кристаллы со сравнительно хорошо выраженными кристаллографическими формами или пойкилитово включены в более крупные кристаллы роговой обманки. Цвет пироксена под биноклем грязно-зеленый, в проходящем свете бесцветный. Показатели преломления:  $n_g' = 1,704-1,710$ ,  $n_g' = 1,694-1,698$ ,  $cNg = 42-44^\circ$ .

Рис. 28. Составы клинопироксенов ультраосновных включений из Чадобецких и Присяянских трубок в системах Jd/Tsch и Mg-Ca-(Fe+Mn)

1 - ультраосновные включения из Чадобецких трубок; 2 - ультраосновные включения и сростки из Присяянских трубок



В роговообманковом перидотите моноклинный пироксен аналогичен салитам из ультраосновных включений Минусинских трубок взрыва. Минерал содержит нормальные для данного вида количества окисного и закисного железа, несколько обогащен глиноземом и в значительной степени - щелочами и титаном.

Вкрапленник обр. 2 отличается более низкой железистостью, но сохраняет специфику к повышенной щелочности. Это свойство выделяет клинопироксены Минусинских и Чадобецких трубок взрыва из числа подобных минералов, широко развитых в интрузивных породах. Аналогичные свойства встречаются у салитов из плагиоклазсодержащих ультраосновных включений базальтов и салитов из пироксеновых гранулитов Саксонии и некоторых массивов нефелиновых сиенитов и шонкинитов.

Вкрапленник обр. 1 по своим особенностям отвечает типичным авгитам. Минерал характеризуется низким содержанием кремнезема и повышенными количествами глинозема, щелочей, окисного и закисного железа и титана (рис. 29). Сумма полуторных окислов составляет в нем 52 формульных единицы. Авгиты подобного состава являются характерными минералами-вкрапленниками для щелочных базальтов.

В эклогитах и эклогитоподобных породах моноклинные пироксены представлены омфацито-диопсидами ( $n_g = 1,708-1,710$ ,  $n_p = 1,686-1,688$ ,  $2V = 64-68^\circ$ ; удельный вес 3,34).

По химическому составу (см. табл. 55, анализ 218а) они отличаются от пироксенов из ультраосновных включений высокой

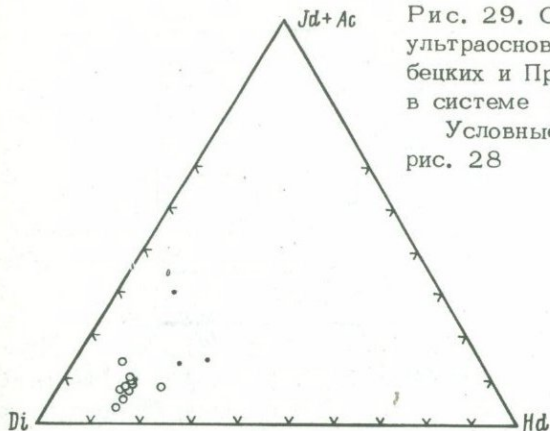


Рис. 29. Составы клинопироксенов ультраосновных включений из Чадобецких и Присаянских трубок взрыва в системе Di-Hd-(Jd+Ac)

Условные обозначения см. на рис. 28

щелочностью, низким содержанием закисного железа и титана. Пироксены подобного состава типичны для эклогитов в регионально-метаморфизованных комплексах.

Общей особенностью химизма моноклинных пироксенов из трубок взрыва Чадобецкого поднятия является полное отсутствие или очень низкое содержание в них хрома. Рассматривая условия образования моноклинных пироксенов из трубок взрыва Чадобецкого поднятия, мы сталкиваемся с затруднениями из-за отсутствия ромбических пироксенов в ультраосновных включениях, поэтому оценка дается с большой долей условности.

Крупные вкрапленники авгитов, которые по физическим и химическим свойствам совершенно аналогичны вкрапленникам авгитов из щелочных базальтов всего мира, являются, возможно, интрателлурическими выделениями и кристаллизовались в интервале давлений, соответствующих 9–10 кбар (Грин, Рингвуд, 1970). Совершенно иную природу имеет вкрапленник обр. 2, являющийся эндиопсидом. Этот пироксен принадлежал ультраосновному парагенезису. По отношению жадеита к молекуле Чермака (см. рис. 28) он аналогичен клинопироксенам шпинелевых лерцолитов из базальтов и кимберлитов. Последние, как это было показано для Минусинских трубок, кристаллизовались в интервалах давлений 19–20 кбар.

Совершенно невозможно точно оценить условия кристаллизации салита из роговообманкового перидотита. Исходя из парагенезиса его с роговой обманкой гастингситового состава и большого сходства по химизму с салитами некоторых массивов нефелиновых сиенитов и шонкинитов, естественно отнести его к минералам гипабиссальной стадии кристаллизации щелочной магмы.

Омфацито-диопсиды эклогитов (см. табл. 56, анализ 218 а) по соотношению жадеита к молекуле Чермака являются минералами высоких давлений (эклогитовая фация).

Оливины присутствуют только в двух разновидностях ультраосновных включений – роговообманковых и слюдисто-роговообман-

ковых верлитах. Обычно они сильно изменены, и для химических анализов материала набрать не удается.

Гранаты присутствуют в эклогитах, гранатовых гранулитах и в виде вкрапленников в эруптивных брекчиях. Свойства гранатов из ксенолитов и вкрапленников совершенно аналогичны.

В эклогитах гранаты представлены пиропом розовых тонов. Минерал образует зерна изометричной формы, которые обнаруживают иногда элементы кристаллографической огранки. Большинство зерен сильно трещиноваты. По трещинам отложены вторичные минералы — карбонаты, хлориты, амфибол. Показатель преломления колеблется от 1,748 до 1,760, удельный вес 3,70.

Химический состав этих гранатов (см. табл. 55, анализы 218, 4, 5) характерен для парагенезисов эклогитов из метаморфических толщ (коровых эклогитов). Соотношения главных элементов таковы, что пироповая молекула не превышает у них 60 мол. %, а альмандиновая и особенно гроссуляр-андрадитовая высоки. Кальциевый компонент примерно составляет 15%. Очень показательно содержание хрома. Этот элемент, всегда имеющий высокие значения в гранатах из глубинных мантийных ассоциаций, в данных минералах не превышает 0,06 вес.%. Аналогичными свойствами обладают гранаты из гранатовых гранулитов (эклогитоподобные породы), только здесь они настолько обеднены магнием, что пироповая молекула не превышает 40 мол. %.

Ильмениты встречены только в форме вкрапленников в эруптивных брекчиях. Особенностью химического состава являются повышенные содержания  $MgO$ , что позволяет отнести их к пикроильменитам. Однако количества магния в обоих анализах намного меньше, чем это фиксируется для пикроильменитов из кимберлитов. Содержание этого показательного окисла в чадобецких образцах не превышает значений, которые установлены для ильменитов из рудных пироксенитов щелочно-базальтоидных комплексов и для ильменитов из щелочных базальтов.

Шпинель в ультраосновных включениях не обнаружена, но отдельные зерна ее устанавливаются при обработке минералогических проб из образцов эруптивных брекчий. По физическим свойствам можно выделить две разновидности шпинелей — герцинит и пикотит.

Зерна герцинита обладают темно-зеленым цветом. Обычно это обломки кристаллических индивидов. Показатель преломления 1,8.

Пикотит смоляно-черного цвета, в тонких краях просвечивает коричневым. Показатель преломления 1,82-1,85.

Апатит присутствует почти во всех образцах ультраосновных включений. Размеры его зерен 0,2 - 3 мм. Особенно много апатита содержат горнблендиты и роговообманковые пироксениты. В этих типах пород апатит присутствует в породообразующих количествах (до 5%).

Рудные минералы присутствуют во всех включениях ультраосновной группы и представлены магнетитом и ильменитом.

## УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ИЗ ТРУБОК ВЗРЫВА ПРИСАЯНЬЯ

### КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Щелочно-ультраосновные породы расположены в пределах единой мегаструктуры Восточного Саяна — Ийско-Урикском грабене. Субстратом грабена являются кристаллические сланцы и гнейсы архея и нижнего протерозоя. Выполняющие его породы представлены филлитовидными сланцами, песчаниками и карбонатными породами верхнего протерозоя. Породы смяты в крупные линейные складки типичного геосинклинального типа и прорваны многочисленными дайками диабазов нерсинского комплекса (синий?).

С запада, северо-востока и востока грабен ограничен разломами или гранитными массивами, отделяющими его от толщ архея и нижнего протерозоя. На северо-западе он перекрыт осадками синия, выполняющими перикратонное опускание (миогеосинклиналь) так называемой Удино-Туманшетской зоны пологих структур.

Для щелочно-ультраосновных пород в настоящее время принят верхнепротерозойский возраст (Кононова и др., 1973). Структурная позиция их полностью еще не выяснена. Имеющиеся данные по ориентировке жильных тел в пространстве свидетельствуют о том, что они подчинены довольно сложным зависимостям.

Вероятно, в своем развитии щелочно-ультраосновные породы либо отражают системы трещин и разломов, свойственных куполовидным и брахискладчатым структурам, либо совместно с карбонатитовыми телами образуют концентрические или конусовидные структуры, которые, в свою очередь, приурочены к пересечению северо-западных Саянских разломов с субширотными разломами.

В площадном распределении щелочно-ультраосновные породы образуют ряд индивидуализированных полей: Среднезиминское, Белозиминское, Тагнинское и Ярминское.

Все разновидности пород, представленные в этих полях, по петрохимическим признакам подразделяются на натриевую и калиевую группы (табл. 57, 58). Породы первой группы формируют овальные массивы с зонально-концентрическим строением. В их составе выделяются пироксениты, сиениты, щелочные и нефелиновые сиениты, ийолиты, мельтейгиты, уртиты, якупирангиты, карбонатиты и их жильные аналоги. Таких массивов в районе три: Среднезиминский, Белозиминский и Тагнинский. Их формирование было многофазным и началось внедрением по зоне разломов пироксенитов, которые подверглись поздней нефелинизации с образованием мельтейгитов и якупирангитов (Лавренев, Пожарицкая, 1960). Дальнейший процесс нефелинизации привел к образованию ийолитов и уртитов. Следующая фаза характеризовалась микроклинизацией, что способствовало возникновению нефелиновых и щелочных сиенитов. На конечных

Таблица 57

Химический состав натриевых щелочно-ультраосновных пород Присаянья (в вес.%)

Окислы	28	10	33	727
SiO <sub>2</sub>	47,00	47,44	34,60	38,04
TiO <sub>2</sub>	5,32	1,04	3,43	2,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,74	15,60	12,21	15,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,39	5,67	5,40	4,47
FeO	5,32	5,10	5,89	7,90
MnO	0,16	0,34	0,30	0,13
MgO	11,20	1,78	5,68	9,00
CaO	7,32	6,93	19,50	9,95
Na <sub>2</sub> O	1,89	7,83	5,20	4,39
K <sub>2</sub> O	3,66	4,04	2,89	1,93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	0,52	1,01	Нет
CO <sub>2</sub>	"	1,16	1,40	2,02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,48	0,50	2,20	3,50
П.п.п.	Не опр.	2,02	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,48	99,97	99,71	99,80

28 - слюдяная минетта, ксенолит из трубки Южной; 10 - нефелинитоидный фонолит, р. Белая Зима; 33 - турьейт, р. Ярма; 727 - лимбургит, р. Черная Зима.

Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитики Л.В. Комарова и Т.А. Лахно.

стадиях отмечается альбитизация и образование жильных и метасоматических карбонатитов.

В отрезок времени, соответствующий альбитизации и образованию жильных карбонатитов, внедрилась серия жильных, дайковых и штокообразных тел, сложенных минеттами, тингуаитами, нефелинитоидными фонолитами и турьяитами. Заключительным этапом формирования этой ярко выраженной натровой ветви щелочно-ультраосновной магмы явилось образование метасоматических жильных карбонатитов.

Все перечисленные жильные образования пространственно тесно ассоциируются с центральными массивами.

Таблица 58

Химический состав калиевых щелочно-ультраосновных пород Присяянья  
(в вес.%)

Компо- ненты	42-15	4а	400	75ж	1000	31а	41-3
SiO <sub>2</sub>	37,62	38,48	28,03	55,00	35,90	29,66	34,76
TiO <sub>2</sub>	2,40	2,86	2,32	1,06	1,52	2,40	2,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,59	6,29	4,81	13,82	4,20	6,49	8,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,36	2,24	6,50	2,25	6,10	11,65	8,12
FeO	5,96	7,90	2,87	7,90	5,15	2,59	3,30
MnO	0,23	0,16	0,37	Нет	0,20	0,20	0,32
MgO	14,03	17,54	15,59	3,24	24,12	17,00	15,09
CaO	13,98	13,46	19,17	3,07	13,01	18,94	16,54
Na <sub>2</sub> O	1,20	0,72	0,20	7,35	0,25	0,57	0,18
K <sub>2</sub> O	4,34	1,30	2,54	0,78	0,27	0,45	4,30
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Следы	0,18	0,21	Нет	0,20	Не опр.	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,43	0,52	0,86	0,04	0,43	0,40	0,44
CO <sub>2</sub>	2,75	3,84	11,44	3,25	2,93	2,83	2,53
SO <sub>3</sub>	1,36	-	Нет	Нет	0,48	Не опр.	0,32
Cl	0,23	-	0,41	"	Нет	"	0,08
F	0,20	-	0,80	"	0,10	"	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,35	4,01	3,26	1,34	4,22	6,33	2,28
Сумма	100,03	99,50	99,38	99,10	99,08	99,51	99,99

42-15 - кимберлитоподобная порода с меланитом, трубка Южная; 4а - эруптивная брекчия кимберлитоподобной породы, обогащенная ксенокристаллами, участок Белозиминский; 400 - эруптивная брекчия кимберлитоподобной породы, трубка Южная; 75ж - фенитизированная жерловая брекчия, там же; 1000 - меймечит, жила Дифференцированная; 31а - оливиновый мелилитит, там же; 1018 - меланитовый базальт, трубка Южная; 41-3 - альнеит, Большетагнинский карбонатитовый массив.

Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитик Л.В. Комарова.

Породы калиевой ветви, представленные альнеит-польценитами, оливиновыми мелилититами и кимберлитоподобными породами, формировались хотя и с небольшим перерывом во времени, но явно позже натриевых. В их распределении отмечается тенденция к локализации в самостоятельные поля. Хотя калиевые породы фиксируются непосредственно и в пределах карбонатитовых комплексов, их петрографический состав и химизм значительно отличаются от несомненно родственных им пород, развитых в самостоятельных полях.

Из всех щелочно-ультраосновных пород района только кимберлитоподобные породы и оливиновые мелилититы содержат включения гипербазитов. В отличие от Чадобецкой провинции среди ксенолитов Присаянья отсутствуют эклогиты или какие-нибудь другие обломки кристаллических пород высоких ступеней метаморфизма.

Вещественный состав ксеногенных включений довольно разнообразен. Помимо вмещающих метаморфизованных и изверженных основных пород здесь отмечаются обломки субщелочных ультраосновных, ультраосновных, щелочно-ультраосновных, щелочных и карбонатитовых пород и минеральные агрегаты ультраосновного состава.

### Обломки субщелочных ультраосновных пород

Включения подобного типа присутствуют только в брекчиях расщепления, где составляют иногда несколько процентов по отношению к общему объему породы. Наряду с обломками пород в брекчиях расщепления в изобилии присутствуют ксенокристаллы моноклинных пироксенов, роговых обманок, флогопита и оливинов, высвобожденных при дроблении обломков. Обломки пород и ксенокристаллы составляют до 25-40% всего объема пород. Таким образом, брекчии расщепления представляют собой смешанные образования, в которых собственно магматический материал слагает лишь основную массу.

Якупирангиты присутствуют в брекчиях расщепления трубки Южная и дайки Знамеровского.

Обломки якупирангитов имеют яйцевидную форму, размеры их 3-7 см. Макроскопически породы синевато-серого цвета, массивной текстуры и среднезернистого сложения. На сероватом фоне породы отчетливо проступают бронзовые таблицы флогопита, содержание которого достигает иногда 50% от общего объема породы, в подавляющем числе образцов количество его не превышает 3-5%.

Микроскопически порода состоит из титанавгита, флогопита, магнетита и серпентина. Структура породы панидиоморфнозернистая.

Титанавгиты образуют основной объем породы. Содержание их в среднем 75-85%, и лишь в редких обломках, обогащенных флогопитом, оно снижается до 45%. Минерал образует призматические срезы, причем в разрезах, перпендикулярных третьему пинакоиду, призмы удлиненные, а по первому и второму пинакоидам - широко-таблитчатые. Размеры зерен подвержены значительным колебаниям - от 0,7 до 2,5 мм. По формам линий соприкосновения можно заключить о явлениях взаимного прорастания, что исключает в какой-то мере предположение о гломеровом характере данного минерального агрегата.

В проходящем свете титанавгит имеет либо фиолетовый, либо лимонно-желтый цвет в зависимости от ориентировки среза. Оптические свойства следующие:  $2V = 56-58^\circ$ ,  $c Ng = 48^\circ$ ,  $n_g' = 1,730$ ,  $n_p' = 1,708$ .

На долю флогопита приходится в среднем 7-10% общего объема породы. Он образует широкие таблицы, соразмерные по величине кристаллам титанавгита. Распределение флогопита в шлифе сравнительно равномерное, но иногда наблюдаются скопления, состоящие из нескольких таблиц. Огранка кристаллов четкая. В некоторых наблюдаются включения титанавгита.

Магнетит занимает 5-7% площади шлифа и распределен в породе равномерно. Его кристаллы ущемлены между зернами титанавгита и имеют неправильные ограничения, подчиняющиеся формам выполняемого ими пространства.

Серпентин иногда ассоциирует с магнетитом, но в некоторых случаях формирует каплевидные выделения в пироксенах. В последнем случае серпентин развивается, по-видимому, псевдоморфно по какому-то другому минералу.

Якупирангиты почти не претерпевают вторичных изменений. Лишь в незначительных количествах наблюдается образование гидроокислов железа, развивающихся по пироксенам на контактах с магнетитом, что обусловлено несомненно процессами выветривания.

Слюдяные пироксениты встречаются довольно часто в брекчиях расщепления трубки Южная и дайки Знамеровского. Как и другие обломки изверженных пород, они имеют округлую или эллипсоидальную форму. Текстура пород массивная, структура панидиоморфно-зернистая, сложение среднезернистое.

Породы состоят из моноклинного пироксена (85-90%), флогопита (7-10%), магнетита (2-3%) и аксессуарных количеств апатита и иногда шпинели и перовскита.

Моноклинные пироксены в данном типе пород в отличие от якупирангитов представлены буроватыми авгитами ( $2V = 64-66^\circ$ ).

Слюдяные гарцбургиты обнаружены в трубке Южная и в дайке Знамеровского. Величина их обломков не превышает 3 см.

Макроскопически породы темно-зеленого цвета и мелкозернистого сложения. Микроскопически устанавливается, что оливин в них занимает около 80% общего объема и представлен форстеритом ( $2V = 90^\circ$ ), содержащим 10-12% фаялитовой молекулы. Форма зерен округлая. Наряду с крупными зернами наблюдаются участки, сложенные мелкими индивидами. Крупные зерна оливинов имеют пойкилитовое строение и включают более мелкие кристаллы пироксенов.

Пироксены занимают не более 15% общего объема породы и представлены энстатитом ( $2V = 75^\circ$ ). Крупные зерна последних спорадически разбросаны среди более крупных кристаллов оливина, а мелкие обрастают их по периферии.

Слюда занимает 5% объема породы, обладает светло-бурый или кремевым цветом по Ng и бесцветна по Np. В некоторых шлифах встречаются таблицы с обратной схемой абсорбции.

Помимо перечисленных минералов, кое-где среди гнезд пироксенов наблюдаются червеобразные выделения бурой шпинели и кристаллики перовскита.

Горнблендиты встречаются в трубке Южная. Они состоят из буровато-зеленой роговой обманки и апатита. Роговая обманка, судя по оптическим данным ( $2V = 28-31^\circ$ ,  $n_g' = 1,700$ ,  $n_p' = 1,666$ ), относится к баркевикиту, а апатит имеет переходный состав между фтор- и хлорсодержащими разностями ( $n_m' = 1,650$ ). Структура породы пойкилитовая. Крупные призматические зерна роговой обманки включают мелкие призмочки апатита, на долю которого приходится не более 1,0-1,5% общего объема породы.

Шрисгеймиты установлены в единственном образце в трубке Южная. Они состоят из форстерита ( $2V = 87^\circ$ ), моноклинного пироксена (авгит  $2V = 55^\circ$ ) и бледно-бурой роговой обманки с  $2V = 86^\circ$ . В шлифе отчетливо видно, что роговая обманка развивается по пироксенам. В породе наблюдается повышенное содержание рудных минералов (до 10%). В оливиновых участках имеются округлые образования, выполненные агрегатом серпентина, талька и карбоната. Судя по правильным формам — то вытянутым, то изометричным — вторичные минералы развились по ортопироксенам.

### Ультраосновные включения

Оливиниты присутствуют в форме округлых обломков в эруптивных брекчиях трубки Южная и в кимберлитоподобных породах Ярминской жилы. Породы зеленовато-черного цвета, средне- и крупнозернистого сложения. Величина обломков не превышает 2 см. Отдельные обломки состоят из гигантозернистых кристаллов совершенно свежего форстерита.

При изучении шлифов устанавливается аллотриоморфнозернистая и петельчатая структуры. Порода состоит из преобладающих зерен оливина, незначительно замещенного по трещинам серпентином и пылевидным магнетитом, а в отдельных шлифах — идингситом. В общем оливины сравнительно свежи, и случаи значительной серпентинизации редки. По оптическим свойствам ( $2V = 87^\circ$ ) минерал относится к форстериту, в котором содержится до 10% фаялитовой молекулы. Большинство зерен сильно трещиноваты и имеют волнистое погасание. Отмечаются кристаллы с двойниками.

Ромбический пироксен присутствует во второстепенных количествах — не более 5% от общего объема породы. Он обычно ущемлен между зернами оливина и поэтому имеет меньшие размеры и совершенно угнетенные кристаллографические формы. По оптическим свойствам соответствует бронзиту с 12% Fs.

Шпинель относится к пикотиту. Она формирует гнездообразные выделения, в которых зерна шпинели имеют червеобразное строение. Обычно выделения шпинели пронизывают зерна оливина, но в участках, где имеются ромбические пироксены. Однако признаков, что это реакционный минерал, ни в одном шлифе не было зафиксировано.

Лерцолиты по распространенности занимают второе место после оливинитов, имеют, как правило, крупнозернистое строение при величине зерен оливина и ромбического пироксена 0,4–12,0 мм; размеры кристаллов моноклинного пироксена обычно меньше. Текстура пород массивная и полосчатая, структура панидиоморфнозернистая, участками такситовая.

Оливины являются преобладающими – количество их колеблется от 45 до 60%. Многие зерна сильно трещиноваты, обнаруживают волнистое и даже мозаичное погасание. По оптическим свойствам ( $n_g' = 1,692$ ,  $n_p' = 1,654$ ;  $2V = 90^\circ$ ), могут быть идентифицированы как форстерит, содержащий 10–11% фаялитовой молекулы.

Ромбический пироксен занимает 30–35% площади шлифа. Большинство зерен несет следы динамического воздействия – сдвойникованы, изогнуты, сильно трещиноваты. Оптические свойства ( $n_g' = 1,680$ – $1,683$ ,  $n_p' = 1,668$ – $1,670$ ,  $2V_{Np} = 84$ – $88^\circ$ ) свидетельствуют о том, что железистый компонент содержится в них в пределах 11–13% фаялитовой молекулы.

Моноклинный пироксен присутствует всегда в подчиненных количествах (15–20%). Как и предыдущие минералы, он обнаруживает следы механических деформаций – трещиноват, часто сдвойникован, изогнут. Оптические константы ( $n_g' = 1,702$ – $1,704$ ,  $n_p' = 1,680$ – $1,682$ ,  $2V = 64$ – $66^\circ$ ) свидетельствуют о его диопсидовой природе.

Шпинель является обязательным компонентом лерцолитов. Формы выделения ее необычны – во всех образцах образует только червеобразные формы, которые пересекают и пироксен, и оливин. Во многих шлифах такие выделения приурочены к контактам зерен оливина и ромбического пироксена таким образом, что не вызывают сомнения в своей реакционной природе. В целом это довольно изометричные выделения, занимающие площадь 0,5–0,8 см<sup>2</sup>. В проходящем свете минерал просвечивает красно-бурым цветом, изотропен;  $n = 1,783$ .

При такситовой структуре, которая встречается очень часто, участки, сложенные крупными зернами оливинов, ромбических и моноклинных пироксенов, чередуются с прослоями, линзовидными и гнездообразными выделениями, состоящими из мелких, но хорошо образованных зерен моноклинного пироксена, шпинели и флогопита. Шпинель по составу, по-видимому, не отличается от той, которая развита в крупнозернистых, существенно оливиновых участках. Однако формы выделения ее очень своеобразны: почти каждое зерно имеет решетчатую структуру, причем шпинель составляет саму сетку, а ячейки выполнены почти бесцветным флогопитом. Флогопит в более крупных и идиоморфных зернах в небольших количествах распределен по всему пироксеновому участку.

Верлиты по величине обломков варьируют от 1,5 мм до 5 см. Сложение их изменяется в разных образцах от мелко- до крупнозернистого. Структура пород панидиоморфнозернистая. Состоят они

из нацело серпентинизированных кристаллов оливина и диопсида, в некоторых обломках наблюдается хромдиопсид (до 3%).

Мелкие обломки верлитов довольно часто можно наблюдать в породах Ярминской жилы. В рудных образцах контакты между включениями и породой неясные, расплывчатые. Даже при изучении породы под микроскопом контакты улавливаются с трудом. При внимательном изучении можно заметить, что верлит подвержен значительным изменениям. Наиболее ранние изменения в верлите проявляются в замещении диопсидовых пироксенов флогопитом. Последний чаще всего без определенной закономерности и ориентировки по отношению к кристаллографическим и оптическим направлениям пироксена развивается внутри его зерен в виде мелких табличек. Почти одновременно с этим все зерно довольно равномерно замещается тонкоагрегатным карбонатом, как бы изрешечивающим его. В последующем количество слюды увеличивается незначительно, а карбон перекристаллизовывается в крупные индивиды. Оба процесса приводят к перекристаллизации остатков пироксена в идеально образованные столбчатые кристаллики.

Железо, высвобождавшееся при карбонатизации пироксенов и не вошедшее в состав флогопита, откладывается в форме мелких кристалликов магнетита.

Гарцбургиты характеризуются комбинацией форстерита, бронзита и серпентина. В аксессуарных количествах присутствуют апатит и магнетит. Структура породы панидиоморфнозернистая, сложение крупнозернистое. Большинство образцов этого типа включений интенсивно деформировано, карбонатизировано и серпентинизировано.

Оливин составляет более половины породы (65-75%); он образует очень крупные (до 1 см) кристаллы, разбитые густой сеткой трещин. Многие трещины представляют собой зоны рекристаллизации. Зерна ромбических пироксенов, лежащие на продолжении рекристаллизованных зон, сами полностью рекристаллизованы и состоят из десятков тысяч мельчайших зернышек, гаснущих каждый в своем положении, но в целом сохраняющих очертания зерна-хозяина. Участки оливинов и ортопироксенов, свободные от интенсивной трещиноватости и рекристаллизации, обнаруживают полисинтетическое двойникование.

Шпинель - коричневый пикотит, образует червеобразные выделения, но в большей части замещена рудным минералом. Очень характерно, что червеобразные выделения здесь собраны в метелки, образованные, по-видимому, при деформациях. В гарцбургитах наглядно видно, что шпинель образуется на контакте ортопироксена с оливином.

По оптическим свойствам ( $n_g = 1,680$ ,  $2V = 87^\circ$ ) оливины гарцбургитов являются форстеритами.

Ромбические пироксены по характеру оптических констант ( $n_g = 1,684$ ,  $2V_{Np} = 84^\circ$ ) могут быть причислены к бронзитам. Их повышенная железистость очень хорошо проявляется в буроватой окраске и заметном плеохроизме.

## Вторичные изменения включений

Как ультраосновные, так и щелочно-ультраосновные включения несут повсеместно следы вторичных изменений.

В ультраосновных включениях моноклинные и ромбические пироксены подвергаются рекристаллизации и перекристаллизации. Характер рекристаллизации аналогичен процессу, происходящему в Минусинских трубках взрыва. Но перекристаллизация во включениях Присаянья сопровождается выпадением карбонатов в моноклинном пироксене и слюдоподобных агрегатов в ромбическом, что свидетельствует о менее глубоких условиях процесса.

В роговообманковых и слюдяных пироксенитах и перидотитах роговые обманки замещаются зеленоватым биотитом и обильными выделениями рудного минерала. Наряду с последними постоянно присутствуют карбонаты, которые отлагаются путем привноса из вмещающих пород.

## Минералы

Выделенные при петрографическом описании группы включений обладают хорошо распознаваемой спецификой в минеральных парагенезисах.

В ультраосновных включениях породообразующими минералами являются оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, шпинель; во второстепенных количествах присутствует флогопит. В ультраосновных включениях повышенной щелочности породообразующие минералы представлены роговыми обманками, моноклинным пироксеном, слюдой; во второстепенных количествах присутствуют рудные минералы, апатит, шпинель.

Перечисленные минералы, исключая ромбический пироксен, присутствуют и во вкрапленниках эруптивных брекчий.

Оливин является ведущим минералом во всех разновидностях ультраосновных шпинелевых включений. Его оптические свойства ( $n_g' = 1,686-1,692$ ,  $n_p' = 1,650-1,654$ ,  $2V = 87-90^\circ$ ), свидетельствующие о форстеритовом составе, хорошо согласуются с данными химического анализа оливина из ультраосновных включений Присаянья (в вес. %):

SiO <sub>2</sub>	39,96	MgO	48,67
TiO <sub>2</sub>	Следы	CaO	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	Na <sub>2</sub> O	0,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,80	K <sub>2</sub> O	Нет
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	П.п.п.	Нет
MnO	0,05	Сумма	100,44

Минерал обладает зеленоватым цветом и изометричной формой. Как во включениях, так и в индивидуализированных желваках и обломках обнаруживает следы деформаций. Последние выражаются в

Таблица 59

Химический состав (в вес. %) и формулы ромбических пироксенов из ультраосновных включений Присяянских трубок взрыва ( трубка Южная)

Компо- ненты	1	2	6	8
SiO <sub>2</sub>	52,40	52,76	53,30	52,28
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,20	0,52	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,47	3,46	5,23	4,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,71	0,78	0,32	1,59
FeO	3,62	3,92	4,38	3,10
MnO	0,09	0,06	0,04	0,04
MgO	32,01	32,56	31,36	31,68
CaO	1,64	1,48	1,87	2,18
Na <sub>2</sub> O	0,48	0,48	0,33	1,05
K <sub>2</sub> O	0,26	0,31	0,22	0,45
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,11	0,35	0,12	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,73	3,01	1,78	3,55
Сумма	100,67	99,37	99,47	100,37

## Формулы

Si	1,85	1,90	1,90	1,88
Al <sup>4+</sup>	0,15	0,10	0,11	0,12
Ti	-	-	0,01	-
Al <sup>6+</sup>	0,04	0,05	0,11	0,06
Fe <sup>3+</sup>	0,07	0,02	0,01	0,04
Mg	1,70	1,74	1,66	1,70
Fe <sup>2+</sup>	0,11	0,12	0,13	0,09
Ca	0,06	0,06	0,07	0,08
Na	0,02	0,03	0,02	0,07
K	0,01	0,01	0,01	0,02
Ca	3,2	3,1	3,6	4,3
Mg	90,9	90,6	89,4	90,9
Fe	5,9	6,3	7,0	4,8

1 и 6 - эндиопсид из верлита; 2 и 8 - эндиопсид из шпинелевого лерполита.

Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитик Г.В. Бондарева.

Таблица 60

Химический состав (в вес. %), формулы и компонентный ксенолитов

Компо- ненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	51,46	51,22	50,98	51,32
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,49	0,54	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,22	2,86	2,99	2,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,19	1,45	1,36	1,45
FeO	3,38	3,73	3,81	3,73
MnO	0,12	0,11	0,12	0,14
MgO	17,55	17,37	17,14	17,26
CaO	19,72	19,89	20,36	20,48
Na <sub>2</sub> O	0,98	1,06	1,13	0,93
K <sub>2</sub> O	0,23	0,23	0,23	Следы
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	0,80	0,50	0,54
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,69	0,59	0,60	0,51
Сумма	99,91	99,80	99,76	99,51
Ca	41,6	42,4	42,7	42,7
MgO	53,0	51,6	51,4	51,4
Fe	5,4	6,0	5,9	5,9
Ca/Ca+Mg	0,43	0,45	0,46	0,46
Формулы				
Si	1,91	1,91	1,85	1,90
Al <sup>4+</sup>	0,09	0,09	0,13	0,10
Ti	-	-	0,02	-
Al <sup>6+</sup>	0,04	0,03	-	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,03	0,04	0,04	0,04
Fe <sup>2+</sup>	0,10	0,11	0,12	0,11
Mg	0,97	0,94	0,94	0,94
Ca	0,76	0,77	0,80	0,81
Na	0,07	0,07	0,08	0,07
K	0,01	0,01	0,01	-
Ti	0,01	0,01	0,02	0,01
Cr	0,02	0,02	0,01	0,01

состав (в %) моноклиновых пироксенов из ультраосновных Присяня

	5	6	7	8	9	10
	50,58	51,91	50,18	51,36	51,40	49,86
	0,60	0,77	0,93	0,80	0,77	1,00
	4,22	4,11	4,10	5,41	3,87	5,60
	1,20	Нет	3,20	1,28	1,28	2,07
	3,66	3,59	6,03	3,74	3,45	6,18
	0,14	0,11	0,21	0,13	0,13	0,14
	16,30	17,21	11,99	15,40	15,84	11,96
	20,73	18,61	21,77	19,63	20,64	20,13
	0,99	1,11	1,31	1,38	1,13	1,88
	0,18	0,10	0,10	0,10	0,14	0,18
	0,35	1,10	Нет	0,05	0,05	Нет
	0,60	0,76	0,46	0,32	0,62	0,64
	100,05	99,38	100,28	99,60	99,32	99,64
	44,8	41,0	50,6	44,8	45,6	48,5
	50,0	53,0	38,5	48,8	48,3	40,0
	5,9	6,0	10,9	10,4	6,1	11,5
	0,47	0,44	0,56	0,47	0,48	0,54
Формулы						
	1,84	1,92	1,88	1,89	1,89	1,86
	0,16	0,08	0,12	0,11	0,11	0,14
	-	-	-	-	-	-
	0,01	0,10	0,06	0,12	0,05	0,11
	0,03	-	0,09	0,04	0,02	0,06
	0,11	0,11	0,19	0,11	0,11	0,19
	0,92	0,96	0,67	0,84	0,87	0,66
	0,82	0,74	0,88	0,77	0,82	0,80
	0,07	0,04	0,09	0,10	0,04	0,14
	0,01	0,01	-	-	-	-
	0,02	0,02	0,02	0,09	0,03	0,01
	0,01	0,03	-	-	-	-

Таблица 60 (окончание)

Компо- ненты	1	2	3	4
Z	2,00	2,00	2,00	2,00
WXY	2,01	2,00	2,02	2,00

## Компонентный состав

Jd + Ac	7	8	8	7
Tsch	9	8	8	10
Hd	10	11	11	11
Di	74	73	73	72

1 - эндиопсид из верлита, трубка Южная; 2 - то же, из шпинелевого лерцолита; 3-5 - то же, из эруптивной брекчии, 6 - то же, из верлита; 7 - салит из эруптивной брекчии, жила Знамеровского;

интенсивной трещиноватости, иррациональном двойниковании, волнистом и мозаичном погасании. Самые начальные стадии деформаций проявляются в образовании трещин спайности по (010). К процессам, связанным с изменением термодинамических условий существования, следует отнести реакционное взаимодействие оливина с ромбическим пироксеном, сопровождающееся образованием шпинели. Вторичные изменения оливинов также интенсивны и проявились в несколько стадий. Самым ранним и высокотемпературным изменением является, по-видимому, замещение оливина тальком, более поздние выражаются в серпентинизации.

Ромбические пироксены присутствуют только в ультраосновных включениях. Наивысшее их количество (35%) присуще лерцолитам и гарцбургитам, а наименьшее (единичные зерна) - верлитам.

Оптические свойства минерала ( $n_g = 1,680-1,683$ ,  $n_p = 1,668-1,670$ ,  $2V_{Np} = 84-88^\circ$ ,  $Fs = 11-14\%$ ) не согласуются с данными химических анализов (табл. 59), в соответствии с которыми содержание ферросилитовой молекулы не превышает 11%. Подобные незначительные отклонения были зарегистрированы уже при описании ортопироксенов из Минусинских трубок. Существенную роль в таких несоответствиях играет, по-видимому, высокое содержание полуторных окислов в минерале и определенная засоренность проб. Так, в четырех из пяти анализов содержание воды превышает 2,5%.

Касаясь специфики ортопироксенов, следует прежде всего отметить их сходство с ортопироксенами минусинских ультраосновных включений и с ортопироксенами ультраосновных включений других щелочно-базальтоидных провинций. Низкая железистость, высокое

	5	6	7	8	9	10
	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
	2,00	2,03	2,00	2,00	1,97	1,96

## Компонентный состав

8	4	9	10	4	15
14	8	12	11	11	14
11	11	19	11	11	19
69	77	60	68	74	52

8 - эндиопсид из шпинелевого лерцолита, трубка Южная; 9-10 - салиты из эруптивной брекчии, трубка Южная.

Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитики Н.Г. Таскина и Т.А. Лахно.

содержание глинозема и кальция - эти специфические черты ортопироксенов из шпинель-лерцолитовых нодулей ставят их в особое положение, так как в ортопироксенах других вмантйных пород подобных свойств нет. Близки им ортопироксены из ультраосновных пород габбро-пироксенит-дунитовой формации, однако и здесь железистость ортопироксенов значительно выше. Аналогичные свойства наблюдаются лишь в ортопироксенах из шпинелевых ультраосновных включений кимберлитов.

Подобно оливинам ортопироксены ультраосновных включений Приаянья несут следы пластических деформаций. Последние выражаются в изогнутости кристаллов, их механическом двойниковании. Широко фиксируются в них такие явления, как рекристаллизация; иногда отмечаются случаи выпадения твердых растворов клинопироксена и шпинели.

Вторичные изменения интенсивны. Они проявлены в отальковании, замещении серпентином, флогопитом и карбонатами. При всех видах замещения, исключая флогопитизацию, на месте выпадают пылевидные частицы магнетита.

Моноклинные пироксены - обязательная составная часть всех типов включений - ультраосновных, ультраосновных с повышенной щелочностью и щелочно-ультраосновных. В ультраосновных включениях моноклинные пироксены по физическим и химическим свойствам соответствуют эндиопсидам, в ультраосновных включениях повышенной щелочности - салитам, авгитам и титан-салитам.

Эндиопсиды подразделяются на высокоглиноземистые (табл. 60, анализы 5, 6, 9) и умеренно глиноземистые (см. табл. 60, анализы 1, 2, 3, 4) типы, причем преобладают последние. Заметные

различия у этих разновидностей отмечаются и в содержании титана, натрия (более низкие в умеренноглиноземистых разностях), магния и хрома (пониженные в высокоглиноземистых эндиопсидах).

В целом эндиопсиды из включений и вкрапленников характеризуются низкой железистостью, повышенным содержанием щелочей, высокой магнезиальностью. На диаграммах Mg-Ca-(Fe+Mn) (см. рис. 28) и Di-Hd-(Ac+Jd) (см. рис. 29) они занимают поле клинопироксенов из ультраосновных включений щелочных базальтов. На диаграмме Jd/Tsch (см. рис. 28) ни один из вкрапленников не попал в область гранатовых перидотитов.

Салиты (см. табл. 60; анализы 7 и 10) принимают участие в сложении слюдяных и роговообманковых перидотитов и пироксенов, а также присутствуют в форме вкрапленников в эруптивных брекчиях трубки Южной и во многих жилах района. В отличие от эндиопсидов в этой разновидности клинопироксенов резко снижено содержание магния и увеличено содержание окисного и закисного железа, щелочей и титана. Их обособленная генетическая сущность подчеркивается полным отсутствием хрома.

На диаграммах Mg-Ca-(Fe+Mn) (см. рис. 28) и Di-Hd-(Jd+Ac) (см. рис. 29) салиты занимают поля, в которых обычно располагаются точки анализов клинопироксенов из шпинель-плагиоклазовых ультраосновных ассоциаций, зафиксированных как в регионально-метаморфизованных породах гранулитовой фации, так и во включениях в щелочных базальтах.

Очень показательно что салиты субщелочных ультраосновных включений заметно отличаются от клинопироксенов субщелочных ультраосновных пород, принимающих участие в строении центральных карбонатитовых комплексов.

Титанавгит является порообразующим минералом якупирангитовых включений. Минерал изучен только оптическими методами, которые приведены при петрографическом описании. Сопоставление оптических свойств титанавгитов из пироксенов, связанных с карбонатитовым массивом, и из якупирангитовых включений не выявляет каких-либо существенных различий. Очевидно включения нефелиновых сиенитов, якупирангитов и карбонатитов могут быть причислены к ксенолитам, отторгнутым от карбонатитового массива.

Роговые обманки, принимающие участие в сложении ультраосновных включений и присутствующие в эруптивных брекчиях в форме вкрапленников, имеют одинаковый состав (табл. 61) и относятся к гастингситам ( $n_g' = 1,686-1,698$ ,  $2V_{Np} = 62-72^\circ$ ,  $cN_g = 16-20^\circ$ ). В образцах минерал обладает зеленовато-бурым цветом, а в проходящем свете зеленовато-бурым с коричневыми оттенками.

По физическим и оптическим свойствам описываемые минералы очень близки к роговым обманкам из Чадобецких трубок взрыва. Они также обогащены щелочами, титаном и глиноземом. При пересчете на кристаллохимические формулы обнаруживается высокая степень замещения кремнезема глиноземом. В породах близ

Таблица 61

Химический состав (в вес. %) и формулы ксенокристаллов из эруптивных брекчий и ультраосновного ксенолита

Окислы	1	2	Кристаллохимические формулы	
SiO <sub>2</sub>	41,84	39,26	Обр. 1.	1. (Na <sub>0,855</sub> K <sub>0,374</sub> Ca <sub>1,840</sub> ) <sub>3,07</sub> (Mg <sub>3,760</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0,790</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0,179</sub> Al <sub>0,520</sub> Ti <sub>0,30</sub> ) <sub>5,5</sub> (Si <sub>6,20</sub> Al <sub>1,80</sub> ) <sub>8,0</sub> O <sub>22</sub> (OH <sub>0,39</sub> O <sub>1,61</sub> ) <sub>2,0</sub>
TiO <sub>2</sub>	2,66	3,20		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,30	12,40		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,62	2,24	Обр. 2	(Na <sub>0,887</sub> K <sub>0,434</sub> Ca <sub>1,92</sub> ) <sub>3,24</sub> (Mg <sub>3,08</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>1,40</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0,26</sub> Ti <sub>0,380</sub> Al <sub>0,460</sub> ) <sub>5,58</sub> (Si <sub>6,160</sub> Al <sub>1,840</sub> ) <sub>8,0</sub> O <sub>22</sub> (OH <sub>1,680</sub> O <sub>0,320</sub> ) <sub>2,0</sub>
FeO	6,39	10,63		
MnO	0,11	0,13		
MgO	17,03	13,19		
CaO	11,56	11,45		
Na <sub>2</sub> O	3,02	2,93		
K <sub>2</sub> O	2,00	2,20		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,40	1,60		
Сумма	99,93	99,23		

1 - роговая обманка из эруптивной брекчии, трубка Южная; 2 - роговая обманка из шприсгеймитового ксенолита, там же.

Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитик Н.Г. Таскина.

расположенных карбонатитовых комплексов амфиболов подобного состава не обнаружено.

Слюда принимает участие в сложении лерцолитов, клинопироксенитов, гардбургитов и якупирангитов.

В лерцолитах и гардбургитах слюда является второстепенным минералом и по оптическим свойствам соответствует флогопиту ( $n_m' = 1,610$ ). В проходящем свете она бесцветна или окрашена в кремовый цвет. Ее положение относительно времени выделения неясно. Флогопит, как правило, присутствует в такситовых, существенно клинопироксеновых участках, где формирует обособленные таблитчатые кристаллы. Размеры последних исключают предположение об образовании по клинопироксенам, ибо каждая таблица слюды в два-три раза превосходит по величине зерна пироксенов. В то же время

Таблица 62

Химический состав ультраосновных включений из трубок взрыва Присаянья, трубка Южная (в вес. %)

Окислы	77д	14	15	1
SiO <sub>2</sub>	42,70	53,30	50,16	47,18
TiO <sub>2</sub>	0,80	0,21	0,58	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,51	5,08	5,51	6,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,90	1,47	2,73	3,85
FeO	3,73	6,15	2,75	3,43
MnO	0,14	0,05	0,04	0,04
MgO	30,48	31,89	16,02	14,39
CaO	2,30	0,84	18,65	20,16
Na <sub>2</sub> O	0,82	0,61	1,85	1,13
K <sub>2</sub> O	0,51	0,08	Нет	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,72	0,08	0,02	0,42
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	6,59	0,08	0,28	1,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	-	-	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52	0,53	0,87	0,81
CO <sub>2</sub>	0,40	-	-	-
Сумма	100,74	100,33	99,44	99,42

77д - слюдяной лерцолит; 14 - бронзитовый пироксенит; 15 и 1 - клинопироксениты.

Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитик Л.В.Комарова.

исключительный идиоморфизм кристаллов слюды, ее постоянно свежий облик даже в тех участках, где пироксены рекристаллизованы и замешены частично карбонатами и хлоритом, наводит на мысль о ее вторичной природе.

В якупирангитах слюда представлена темным биотитом. В проходящем свете таблицы биотита имеют красновато-коричневый цвет, что свидетельствует об обогащенности титаном. Показатель преломления  $n_m = 1,658$ .

Шпинель в ультраосновных включениях и во вкрапленниках представлена пикотитом. Минерал образует червеобразные выделения, обладает смоляно-черным цветом в образцах и коричневым с красноватым оттенком в проходящем свете:  $n_e = 1,83$ . В рогово-обманковых пироксенитах, содержащих плагиоклаз, отмечена зеленая герценитовая шпинель.

### Химический состав включений

Основные разновидности ультраосновных и ультраосновных повышенной щелочности включений очень близки соответствующим разновидностям включений из Минусинских трубок взрыва и из Байкальской рифтовой зоны (табл. 62) В качестве специфических черт следует отметить низкие содержания закисного железа. Однако это может быть обусловлено и значительной измененностью образцов, в результате чего часть железа была переведена в окисную форму. Это тем более вероятно, что во всех образцах, содержащих низкие значения  $FeO$ , наблюдаются повышенные количества  $Fe_2O_3$ .

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВКЛЮЧЕНИЙ  
ИЗ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ПОРОД

Сравнительный анализ ультраосновных включений из щелочных базальтов и кимберлитов с альпинотипными перидотитами и гранатовыми перидотитами Европы был предпринят К.С. Россо (Ross e.a. (1954) и М.Д.Ж. О'Хара и Е.Л. Мерси (O'Hara, Mercy, 1963). На основании литературных данных они сделали вывод о том, что гранатовые перидотиты из кимберлитов и европейских массивов отличаются от включений шпинелевых перидотитов из базальтов текстурой, химизмом и фаціальными особенностями. Позднее появились новые работы, в той или иной степени касающиеся проблемы, затронутой этими авторами. Н.Л. Добрецов и др. (1971), обработав литературные данные по пироксенам, пришли к другим выводам. По их мнению, ортопироксены шпинелевых перидотитов из базальтов и кимберлитов аналогичны. Ортопироксены из гранатовых перидотитов отличаются от ортопироксенов шпинелевых перидотитов только более низким содержанием  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$ , а по остальным признакам одинаковы. Клинопироксены во всех трех типах включений (шпинелевых, гранатовых, шпинель-гранатовых) аналогичны, за исключением повышенных содержаний жадеитовой молекулы в клинопироксенах гранатовых перидотитов. Пироксены из шпинель-плагиоклазовых включений сопоставляются ими с пироксенами из габбро и габбро-норитов. По данным М.И. Ильвицкого и Р.В. Колбанцева (1968), оливини из ультраосновных включений в кимберлитах и щелочных базальтах тождественны.

Все эти выводы имеют предварительный характер, поскольку базируются на недостаточной фактической основе. Следует указать на то, что по ультраосновным включениям из кимберлитов до настоящего времени можно было использовать не более 22 анализов по клинопироксенам и 31 анализ по ортопироксенам, при этом количество проанализированных парагенезисов не превышало восьми. С учетом данных, приведенных в настоящей работе, количество проанализированных минералов из ультраосновных ксенолитов кимберлитов увеличивается до 250, а из щелочных базальтов и кимберлитоподобных пород — с 80 до 160. Ниже предпринята попытка интерпретации новых данных.

Прежде всего нужно подчеркнуть следующие принципиально важные факты: ультраосновные включения зафиксированы в четырех формационных группах изверженных пород — кимберлитах, щелочных базальтах, трахибазальтах и базанитах карбонатитовых комплексов,

В каждой группе пород, несущих ультраосновные включения, имеют-ся типы, характерные только для данного семейства. В базанитовых породах, ассоциированных с карбонатитовыми комплексами, это недосыщенные кремнеземом щелочные породы, роговообманковые перидотиты и пироксениты. В кимберлитоподобных породах щелочно-базальтоидной группы, трахибазальтах и щелочных базальтах сюда должны быть отнесены гомогенные включения анортоклаза, титанист-ых авгитов и клинопироксенит-верлитовые включения, главными по-родообразующими минералами которых служат авгит, салит, шпинель и часто плагиоклаз. В кимберлитах специфическими являются гра-нат-ильменитовые и гранатовые перидотиты.

Сквозными типами ультраосновных включений можно считать шпинель-гранатовые перидотиты и пироксениты. Первые отмечены во всех типах нодуленесущих пород, а вторые - только в кимберли-тах и щелочных базальтах.

По относительной распространенности шпинелевые перидотиты резко преобладают в щелочных базальтах и базанитах карбонатито-вых комплексов, а в кимберлитах встречаются спорадически. Шпи-нель-гранатовые перидотиты очень редки в базальтах, но широко распространены в кимберлитах.

Таким образом, даже качественные петрографические особенности ультраосновных включений позволяют распознавать формационный тип включающих их пород. Дополнительные сведения выявляются при анализе химических особенностей ультраосновных включений и сла-гающих их минеральных фаз.

### Химический состав включений

Точки, отображающие химический состав пироповых и шпинелевых перидотитов и пироксенитов из кимберлитов на диаграмме Mg-Ca-(Fe+Mn) (рис. 30,а), образуют компактное поле, вытянутое вдоль магниево-кальцевой стороны треугольника таким образом, что пре-

делы колебаний в соотношении  $\frac{\text{Ca} \cdot 100\%}{\text{Ca} + \text{Mg} + (\text{Fe} + \text{Mn})}$  изменяются от 0

до 30%,  $\frac{\text{Mg} \cdot 100\%}{\text{Mg} + \text{Ca} + (\text{Fe} + \text{Mn})}$  - от 65 до 97%, а  $\frac{(\text{Fe} + \text{Mn}) \cdot 100\%}{(\text{Fe} + \text{Mn}) + \text{Mg} + \text{Ca}}$

всего от 1 до 10%. Подобная тенденция к выдержанной железистос-ти во всех равновидностях ультраосновных включений кимберлитов безусловно, отображает одну из основных особенностей химизма верхней мантии - ее постоянную железистость, не превышающую Fe/Mg 0,15 (Birch, 1955).

К ультраосновным включениям кимберлитов близки по химизму шпинелевые лерцолиты из щелочных базальтов, трахибазальтов и базанитов карбонатитовых комплексов (см. рис. 30,б). Однако на-ряду со сходством в химизме этих двух групп включений проступают

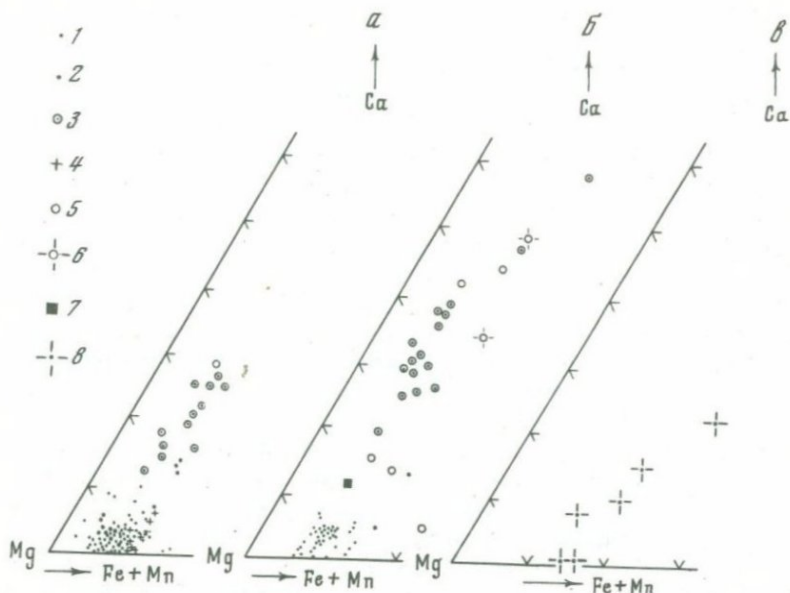


Рис. 30. Химический состав ультраосновных включений из кимберлитов (а,в) и щелочных базальтов (б)

1 - периодиты и дуниты; 2 - ортопироксениты; 3 - вебстериты; 4 - порфировые перидотиты; 5 - шпинелевые клинопироксениты; 6 - клинопироксениты без шпинели; 7 - шпинель-гранатовые лерцолиты из базальтов; 8 - ильменитовые гипербазиты

и отличительные черты. В целом шпинелевые лерцолиты из базальтов и базанитов более железисты, и соотношение  $\frac{(Fe+Mn) \cdot 100\%}{(Fe+Mn)+Mg+Ca}$

изменяется в них от 6 до 15 %. Наиболее железистые разновидности, хотя и не содержат рудных минералов, приближаются по химизму к ильменитовым и гранат-ильменитовым включениям кимберлитов (см. рис. 30,в).

Кроме того, среди вебстеритов и клинопироксенитов обособляется группа включений, обогащенная кальцием и железом, соответствующая клинопироксенит-верлитовой серии включений по нашей классификации, или шпинель-плаггиоклазовым нодулям (Добрецов и др., 1971). Эти последние по химическим особенностям могут быть отождествлены со многими распространенными группами метаморфических и изверженных пород и поэтому к мантийным образованиям отнесены быть не могут.

Специфика включений из кимберлитов, базальтов и базанитов карбонатитовых комплексов еще более отчетливо проявляется в характеристиках слагающих их породообразующих минералов. На диаграмме Mg—Ca—(Fe+Mn), которая отражает главные компоненты ультраосновных систем, фигуративные точки химических составов клино- и ортопироксенов располагаются в строгом соответствии с генетическим типом включений (рис. 31).

Клинопироксены гранатовых, шпинель—гранатовых и шпинелевых перидотитов и пироксенитов, извлеченных из кимберлитовых тел, образуют поле, координаты которого определяются следующими

$$\text{соотношениями: } \frac{(Fe+Mn) \cdot 100\%}{(Fe+Mn) + Mg + Ca} = 0 - 5\%, \frac{Ca \cdot 100\%}{Ca + Mg + (Fe+Mn)} = 35 - 50\%$$

и  $\frac{Mg \cdot 100\%}{Mg + Ca + (Fe+Mn)} = 48 - 62\%$ . Если исключить единичные сомнительные анализы из шпинелевых и шпинель—гранатовых перидотитов щелочных базальтов, то подобные химические особенности можно найти еще лишь у клинопироксенов из гранатовых перидотитов Норвегии и Европы. В других породах таких клинопироксенов пока не зафиксировано.

Клинопироксены шпинелевых и шпинель—гранатовых перидотитов и пироксенитов из щелочных базальтов, трахибазальтов и базальтов карбонатитовых комплексов образуют поле, координаты которого лишь в наиболее магнезиальной части перекрываются с полем клинопироксенов из кимберлитовых включений. Область перекрытия строится по единичным анализам с той или другой стороны и столь незначительна, что можно определить это поле как самостоятельное

$$\text{и характеризовать его соотношением: } \frac{(Fe+Mn) \cdot 100\%}{(Fe+Mn)+Mg+Ca} = 4,5 - 10\%,$$

$$\frac{Mg \cdot 100\%}{Mg+Ca+(Fe+Mn)} = 42-58\% \text{ и } \frac{Ca \cdot 100\%}{Ca+Mg+(Fe+Mn)} = 35 - 52\%. \text{ Повышен-}$$

ная железистость клинопироксенов в шпинелевых перидотитах базальтов реализуется главным образом в геденбергитовой молекуле, содержания которой здесь не опускаются ниже 7,5%, в то время как в шпинелевых перидотитах из кимберлитов геденбергитовая составляющая имеет значения 0,5—7,5% (рис. 32). Клинопироксены ультраосновных включений из базальтов резко отличаются от предыдущего типа, но могут сопоставляться с клинопироксенами из гипербазитовой формации.

Клинопироксены клинопироксенит—верлитовых (шпинель—плаггиоклазовых) включений из щелочных базальтов характеризуются еще большей железистостью, чем две предыдущие группы, Соотношение

$$\frac{(Fe+Mn) \cdot 100\%}{(Fe+Mn) + Mg+Ca} \text{ изменяется здесь от 10 до 18\%, а } \frac{Ca \cdot 100\%}{Ca+Mg+(Fe+Mn)}$$

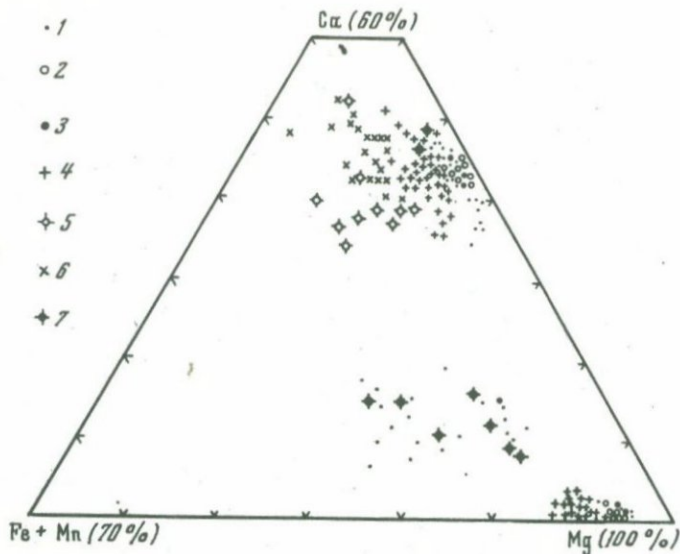


Рис. 31. Составы гранатов, клино- и ортопироксенов в ультраосновных включениях из кимберлитов, щелочных базальтов и базанитов карбонатитовых комплексов в системе Mg - Ca - (Fe + Mn)

1 - гранатовые перидотиты и пироксениты из кимберлитов; 2 - шпинелевые перидотиты и пироксениты из кимберлитов; 3 - шпинель-гранатовые перидотиты из кимберлитов; 4 - шпинелевые перидотиты и пироксениты из щелочных базальтов и базанитов карбонатитовых комплексов; 5 - вкрапленники авгитов и салитов из щелочных базальтов и базанитов карбонатитовых комплексов; 6 - клинопироксенит-верлитовые включения; 7 - шпинель-гранатовые перидотиты и пироксениты из щелочных базальтов

- от 48 до 58%. В это же поле попадают клинопироксены слюдяных и роговообманковых перидотитов из базанитов карбонатитовых комплексов. Клинопироксены подобного состава не имеют аналогов в габброидных породах гипербазитовой формации, в регионально метаморфизованных породах гранулитовой фации и в плутонических изверженных породах (таралитах, нефелиновых сиенитах, ультраосновных породах габбро-пироксенит-дунитовой формации). Внутри групп клинопироксены изменяют свои свойства в широких пределах.

Клинопироксены ультраосновных включений из кимберлитов различаются между собой по соотношению ведущих компонентов - магния и кальция. По этому признаку выделяют магнезиальные и высокомагнезиальные типы, которые не обнаруживают непосредственной связи с характером ассоциации. Так, магнезиальные клинопироксены распространены в шпинелевом, шпинель-гранатовом и гранатовом парагенезисах, а высокомагнезиальные - в гранатовом парагенезисе и в парагенезисах, лишенных граната и шпинели.

В гранатовых парагенезисах высокомагнезиальные клинопироксены фиксируются в структурах распада и в гнездообразных скоплениях, возникших при перекристаллизации пластинок распада и в виде равновеликих с другими минералами зерен. Клинопироксены из метастабильных парагенезисов, присутствующие в форме пластинок распада совместно с пиропом в ортопироксенах (табл. 63, анализы А-5, А-6, А-7) или сами претерпевшие распад с выделением пластинок ортопироксена и пироба (там же, анализы О-5, О-1614, 3022 А), характеризуются высоким содержанием магния (рис. 33), алюминия и натрия (рис. 34) и низким хрома и кальция. Очень показательно для данного типа пироксенов значительное преобладание магния над кальцием, свидетельствующее о том, что температуры их кристаллизации превышают  $1100^{\circ}\text{C}$ , т.е. были за пределами стабильного поля шпинели. Метастабильные клинопироксены из структур распада, претерпевшие перекристаллизацию (см. табл. 63,

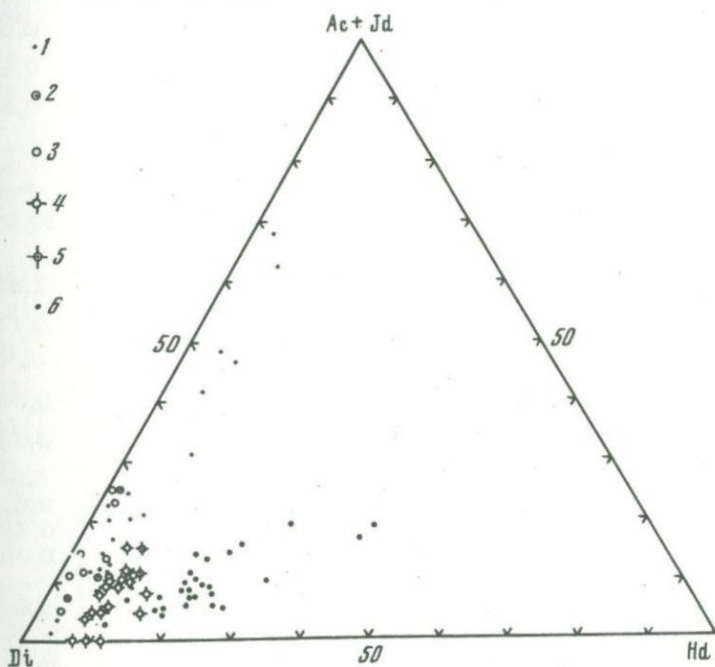


Рис. 32. Составы клинопироксенов из ультраосновных включений в системе  $\text{Di} - \text{Hd} - (\text{Ac} + \text{Jd})$

1 - гранатовые перидотиты из кимберлитов; 2 - шпинель-гранатовые перидотиты из кимберлитов; 3 - шпинелевые перидотиты из кимберлитов; 4 - шпинелевые перидотиты из щелочных базальтов и базанитов карбонатитовых комплексов; 5 - шпинель-гранатовые перидотиты из щелочных базальтов; 6 - пироксенит-верлитовые, шпинель-плаггиоклазовые и роговообманковые гипербазиты из щелочных базальтов и базанитов карбонатитовых комплексов

Таблица 63  
Химический состав (в вес.%), формулы и компонентный состав  
и эгглогитов

Компоненты	3225	3193	3232	3263	3275
SiO <sub>2</sub>	52,00	50,90	51,70	50,09	50,97
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,81	0,42	0,31	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,00	8,00	6,15	5,54	4,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,10	1,27	1,75	1,75	2,24
FeO	0,54	0,54	0,90	1,08	1,84
MnO	0,08	0,06	0,07	0,08	Следы
MgO	17,58	16,13	16,12	16,65	16,63
CaO	16,82	18,22	19,07	18,71	19,07
Na <sub>2</sub> O	2,50	2,91	1,75	1,38	1,27
K <sub>2</sub> O	0,10	0,13	0,21	0,05	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	Не обн.	0,41	0,13
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	0,67	3,60	0,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,01	1,21	1,36	1,12	1,19
Сумма	100,14	100,18	100,17	100,77	99,37
Формулы					
Si	1,86	1,84	1,91	1,87	1,87
Al <sup>4+</sup>	0,13	0,14	0,08	0,12	0,13
Ti	0,01	0,02	0,01	0,01	-
Fe <sup>3+</sup>	0,03	0,03	0,05	0,05	0,06
Al <sup>6+</sup>	0,17	0,20	0,18	0,12	0,09
Fe <sup>2+</sup>	0,02	0,01	0,01	0,03	0,06
Mg	0,94	0,86	0,87	0,92	0,92
Ca	0,65	0,70	0,74	0,75	0,76
Na	0,17	0,20	0,12	0,10	0,09
K	-	-	-	-	-
Cr	0,06	0,03	0,04	0,03	0,04
Z	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
WXY	2,04	2,03	2,01	2,00	2,02
Компонентный состав					
Ac	3,00	3,90	5,10	4,90	6,20
Jd	13,80	16,40	7,20	4,90	3,10
Tsch	7,90	7,70	10,20	9,70	8,30
Hd	2,00	1,94	1,02	3,00	6,20
Di	62,00	65,26	74,43	71,10	73,10
En	11,30	4,80	2,05	6,40	3,10
Ca	40,00	45,00	45,40	44,00	44,00
Mg	58,80	54,40	54,0	54,2	52,5
Fe	1,2	0,6	0,6	1,8	3,5

(в %) моноклиновых пироксенов из включений ультраосновных пород  
трубки Обнаженная

	3254	0-1614	0-2066	3269	об-1	3022а	3231
	52,40	54,20	52,20	52,46	53,45	50,60	51,80
	0,30	0,16	0,36	0,23	0,09	0,15	0,52
	5,50	7,30	2,75	5,97	2,75	6,00	8,00
	0,94	2,06	2,25	1,93	0,89	0,46	1,22
	0,90	2,92	1,79	1,34	5,06	1,97	1,24
	0,07	0,08	Следы	0,07	0,12	0,07	0,07
	16,52	15,92	17,49	14,97	15,65	19,00	14,90
	19,92	13,74	19,15	18,21	19,17	19,35	16,96
	1,59	3,21	1,35	2,24	1,53	0,55	1,50
	Не обн.	0,25	0,13	0,12	Следы	0,14	0,14
	0,16	0,15	Следы	0,24	0,25	-	-
	0,80	0,71	1,65	0,71	Следы	1,02	1,54
	-	-	-	-	-	-	0,08
	1,08	0,33	0,31	1,06	0,36	0,85	1,24
	100,02	100,88	99,43	99,55	99,32	100,16	99,21
Формулы							
	1,87	1,93	1,93	1,90	1,98	1,99	1,89
	0,12	0,07	0,06	0,10	0,02	0,01	0,10
	0,01	-	0,01	-	-	-	0,01
	0,03	0,06	0,06	0,05	0,03	0,01	0,03
	0,11	0,24	0,06	0,20	0,10	0,27	0,24
	0,03	0,07	0,06	0,04	0,06	0,03	0,04
	0,88	0,84	0,96	0,80	0,86	1,10	0,81
	0,76	0,52	0,76	0,70	0,76	0,82	0,67
	0,06	0,22	0,10	0,15	0,10	0,04	0,11
	-	0,01	-	-	-	-	-
	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,04
	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
	2,00	1,97	2,01	1,97	2,02	2,30	1,94
Компонентный состав							
	3,20	6,00	5,80	5,10	3,10	0,90	3,10
	3,20	16,30	3,90	10,10	8,30	2,70	8,40
	10,60	7,20	3,90	10,10	2,10	11,20	13,60
	3,20	9,20	5,80	4,10	6,20	2,80	4,20
	77,10	44,00	68,80	67,00	72,50	72,40	66,00
	2,70	17,30	11,80	3,60	7,80	10,00	4,70
	45,50	36,50	42,50	45,00	45,00	42,00	44,00
	52,7	58,6	54,1	52,4	51,5	56,5	53,4
	1,8	4,9	3,4	2,6	3,5	1,5	2,6

Таблица 63 (продолжение)

Компо- ненты	0-5	0-1525	3032	3221	3256
SiO <sub>2</sub>	55,00	52,80	53,30	51,20	51,86
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,22	0,66	0,06	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,80	5,00	6,10	5,20	5,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,75	1,86	0,95	1,51	0,39
FeO	2,51	0,80	0,99	0,80	1,64
MnO	Следы	0,07	Следы	0,09	0,08
MgO	16,23	15,10	17,83	16,90	17,49
CaO	12,89	17,66	16,12	18,22	18,77
Na <sub>2</sub> O	3,28	2,88	2,44	3,56	1,27
K <sub>2</sub> O	0,13	0,35	0,18	0,12	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,17	0,46	He. обн.	0,29	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,91	1,17	1,13	1,73	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,15	0,10	0,08	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,19	2,08	1,12	1,29	1,19
Сумма	99,91	100,14	100,92	100,76	99,32
Формулы					
Si	1,96	1,91	1,91	1,87	1,87
Al <sup>4+</sup>	0,04	0,09	0,07	0,13	0,13
Ti	-	-	0,02	-	-
Fe <sup>3+</sup>	0,05	0,05	0,03	0,04	0,01
Al <sup>6+</sup>	0,25	0,12	0,19	0,10	0,12
Fe <sup>2+</sup>	0,07	0,02	0,03	0,02	0,05
Ma	0,86	0,80	0,95	0,92	0,95
Cg	0,50	0,69	0,62	0,72	0,73
Na	0,23	0,20	0,17	0,25	0,09
K	-	0,01	0,01	0,01	-
Cr	-	0,05	0,03	0,04	0,03
Z	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
WXY	1,96	1,94	2,03	2,13	1,95
Компонентный состав					
Ac	5,30	5,10	2,90	3,60	1,00
Jd	18,90	16,20	14,70	19,00	7,90
Tsch	6,00	3,00	5,60	0,90	8,20
Hd	7,40	2,00	2,90	1,80	4,90
Di	45,60	67,60	57,90	63,80	67,20
En	16,80	6,10	16,00	10,90	10,80
Ca	35,00	46,00	39,00	43,30	42,00
Mg	60,1	52,7	59,1	55,5	55,1
Fe	4,9	1,3	1,9	1,2	2,9

	3233	3013	3021	3022	3075	3062
	51,41	54,33	50,80	50,80	51,24	50,08
	0,32	0,32	He обн.	0,12	0,59	0,43
	5,94	5,18	6,00	6,00	7,10	6,25
	2,30	1,06	2,95	0,46	0,71	1,50
	0,49	2,08		1,97	1,97	0,27
	0,24	Следы	0,34	0,07	0,07	0,06
	17,11	14,17	18,01	18,40	16,02	17,50
	18,85	17,14	19,35	19,35	18,65	19,50
	1,32	2,66	0,83	0,55	2,70	1,65
	0,05	0,05	0,10	0,10	0,23	0,14
	Следы	0,20	-	-	-	-
	"	0,37	1,27	1,30	0,92	1,55
	-	-	-	-	-	-
	1,31	2,38	0,97	0,93	0,65	0,85
	99,34	99,94	100,62	100,05	100,85	99,78
Формулы						
	1,88	1,96	1,71	1,72	1,68	1,68
	0,12	0,04	0,29	0,28	0,31	0,31
	-	-	-	-	0,01	0,01
	0,06	0,03	0,05	0,02	0,03	0,07
	0,13	0,18	0,19	0,20	0,24	0,18
	0,02	0,06	0,05	0,05	0,05	0,01
	0,93	0,77	0,90	0,93	0,78	0,87
	0,73	0,66	0,70	0,70	0,65	0,70
	0,09	0,19	0,11	0,07	0,34	0,21
	-	-	0,01	0,01	0,02	0,01
	0,03	0,06	0,05	0,05	0,03	0,04
	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
	1,99	1,95	2,06	2,03	2,14	2,09
Компонентный состав						
	6,00	3,10	4,90	2,00	3,10	6,80
	3,00	16,60	6,80	6,10	34,00	14,6
	11,00	3,10	20,01	21,20	11,35	16,50
	2,00	6,20	4,90	5,00	5,15	0,90
	71,00	62,20	63,40	65,70	46,40	61,20
	7,00	8,80	-	-	-	-
	43,50	44,50	42,50	41,70	44,00	44,4
	55,3	51,5	54,5	55,3	52,6	55,0
	1,2	4,0	3,0	3,0	3,4	0,6

Таблица 63 (окончание)

Компоненты	3022A	A3/1	A-5	A-6	A-7
SiO <sub>2</sub>	53,20	53,00	53,80	54,00	53,00
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,25	He обн.	Следы	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,70	5,70	6,70	6,75	7,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,86	2,50	2,50	2,05	3,24
FeO	2,69	2,50	1,40	1,90	1,90
MnO	0,04	—	0,04	0,09	0,09
MgO	15,70	18,01	15,81	16,60	14,80
CaO	17,53	15,71	15,71	14,86	13,46
Na <sub>2</sub> O	3,20	2,44	3,30	3,27	4,00
K <sub>2</sub> O	0,05	-	He обн.	0,10	0,11
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	He обн.	0,69	0,43	1,08	2,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,35	1,09	0,20	0,15	0,30
Сумма	100,57	99,39	99,89	100,85	100,41

## Формулы

Si	1,75	1,76	1,74	1,75	1,61
Al <sup>4+</sup>	0,25	0,24	0,26	0,25	0,39
Ti	-	-	-	-	-
Fe <sup>3+</sup>	0,09	0,04	0,12	0,09	0,16
Al <sup>6+</sup>	0,19	0,20	0,25	0,27	0,17
Fe <sup>2+</sup>	0,07	0,04	0,03	0,05	0,05
Mg	0,76	0,89	0,76	0,80	0,71
Ca	0,61	0,56	0,54	0,51	0,46
Na	0,41	0,31	0,41	0,41	0,50
K	-	-	-	0,01	0,01
Cr	-	0,06	0,01	0,01	0,01
Z	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
WXY	2,11	2,10	2,14	2,15	2,07

## Компонентный состав

Ac	9,60	4,00	13,00	9,30	17,50
Jd	34,0	29,0	46,0	34,0	38,3
Tsch	6,40	9,00	5,60	9,30	11,40
Hd	7,50	4,00	3,00	5,15	5,50
Di	42,50	54,00	25,00	42,25	27,40
En	-	-	7,40	-	-
Ca	42,4	37,3	40,5	37,3	37,5
Mg	52,7	60,0	57,3	59,0	58,5
Fe	4,9	2,7	2,2	3,7	4,0

анализы А-3/1, 3225, 3032), близки к исходным составам по соотношению главных элементов, но значительно отличаются от них содержанием хрома и натрия – содержание хрома в них резко повышено, а натрия понижено.

Клинопироксены из равновесных гранатовых ассоциаций являются, как правило, сравнительно низкотемпературными фазами. У них всегда повышен кальциевый компонент ( $\frac{\text{Ca} \cdot 100\%}{\text{Ca} + \text{Mg} + (\text{Fe} + \text{Mn})} = 42-47\%$  против 35–40% в клинопироксенах предыдущей группы). Содержание натрия в них довольно постоянно, а глинозема и хрома сильно варьирует (см. рис. 34).

Клинопироксены из структур распада в шпинелевых перидотитах (см. табл. 63, анализы 3022, 3022а) по соотношению Ca, Mg, Fe+Mg близки к своим структурным аналогам в гранатовых перидотитах, а по соотношению  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  ближе всего предполагаются к клинопироксенам равновесных шпинелевых ассоциаций.

---

#### Таблица 63 (примечание)

3225 – шпинель–гранатовый вебстерит; 3193, 3263, 3022а, 3233, 3062 – шпинелевый лерцолит; 3232 – шпинелевый гардбургит; 3275 – шпинелевый ортопироксенит; 3254, 3221, 3256 – шпинель–гранатовый лерцолит; О-1614, О-5 – гранатовый клинопироксенит. Клинопироксен содержит пластинки ортопироксена; О-2066, об-1 – гранатовый клинопироксенит; 3269 – гранатовый вебстерит; 3231 – шпинелевый вебстерит; О-1525, 3032, 3013 – гранатовый лерцолит; 3021 – вебстерит. Преобладает ортопироксен, клинопироксен в виде пластинок распада; 3022 – шпинелевый вебстерит. В клинопироксене пластинки распада из ортопироксена и шпинели; 3075 – вебстерит, состоящий из перемежающихся пластинок моноклинного и ромбического пироксенов. В ортопироксене пластинки шпинели; 3022А – гранатовый вебстерит, имеющий слоистую текстуру. Основа из клинопироксена, пироп и ортопироксен в пластинках; А3/1 – гранатовый ортопироксенит, содержащий пластинки пироба и клинопироксена, в большей части перекристаллизованные; А-6 – гранатовый ортопироксенит. Ортопироксен содержит пластинки клинопироксена и пироба; А-5 – гранатовый вебстерит со структурой слоеного пироба; А-7 – гранатовый вебстерит, в котором пироп и клинопироксен находятся в форме пластинок распада в ортопироксене.

Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитики Г.В. Бондарева, Т.А. Лахно, Н.Г. Таскина. Анализы 3225, 3193, 3232, 3263, 3275, 3254, О-1614, О-2066, 3269, об-1, 3231, О-1525, 3221, 3256, 3233 выполнены по образцам А.И. Пономаренко; анализы 3022а О-5, 3032, 3013, 3021, 3022, 3075, 3062, 3022А, А-3/1, А-5, А-6, А-7 – по образцам Б.М. Владимирова.

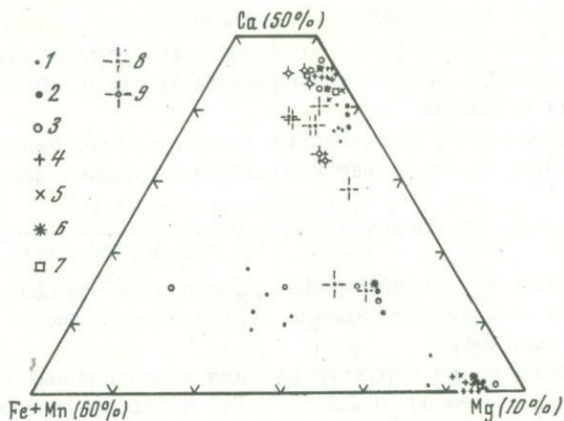


Рис. 33. Составы клинопироксенов ультраосновных включений из кимберлитов в системе Mg - Ca - (Fe + Mn)

1 - из структур распада в гранатовых перидотитах и пироксенитах; 2 - перекристаллизованные структуры распада в гранатовых перидотитах и пироксенитах; 3 - из равновесных парагенезисов в гранатовых перидотитах и пироксенитах; 4 - из равновесных парагенезисов в шпинелевых перидотитах и пироксенитах; 5 - из структур распада в шпинелевых перидотитах и пироксенитах; 6 - из равновесных парагенезисов в шпинель-гранатовых перидотитах и пироксенитах; 7 - из структур распада в шпинель-гранатовых перидотитах и пироксенитах; 8 - из ильменитовых и гранат-ильменитовых парагенезисов; 9 - желваки

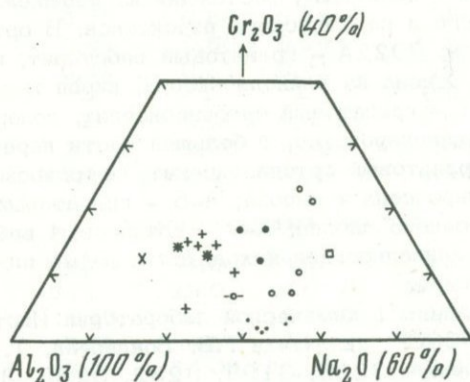


Рис. 34. Составы клинопироксенов ультраосновных включений из кимберлитов в системе  $Al_2O_3 - Cr_2O_3 - N_2O$

Условные обозначения см. на рис. 33

Последние (см. табл. 63, анализы 3193, 3232, 3263, 3275, 3231, 3233, 3062) не отличаются от клинопироксенов равновесных гранатовых ассоциаций по соотношению Ca, Mg и Fe+Mn, но немного беднее их по содержанию натрия.

Клинопироксены из шпинель-гранатовых перидотитов и пироксенитов (см. табл. 63, анализы 3254, 3256, 3221) ничем не отличаются от клинопироксенов из равновесных шпинелевых парагенезисов.

Особые типы в кимберлитовых включениях образуют клинопироксены из гранат-ильменитовых и ильменитовых сростков (см. табл. 63 и рис. 33). Они являются высокомагнезиальными минералами

( $\frac{Mg \cdot 100\%}{Mg+Ca+(Fe+Mn)}$  до 65%), но в отличие от высокомагнезиальных

клинопироксенов гранатовых ассоциаций сильно обогащены железом и обеднены глиноземом.

В сростках с ильменитом клинопироксены по соотношению главных элементов тождественны клинопироксенам шпинелевых ассоциаций из базальтов, а по содержанию глинозема намного беднее их.

Желваки клинопироксенов из кимберлитов (см. рис. 33) распадаются на три группы: первая аналогичная магнезиальным клинопироксенам из ультраосновных включений, вторая и третья — соответственно клинопироксенам ильменитовых и гранат-ильменитовых желваков.

Клинопироксены ультраосновных включений, ассоциированные со шпинелью и гранатом в базальтах и базанитах карбонатитовых комплексов, также варьируют по составу, но среди них отсутствуют высокомагнезиальные (высокотемпературные) типы. Даже в гранат-шпинелевых парагенезисах здесь сосуществуют клино-

пироксены (см. табл. 63, рис. 31), соотношение  $\frac{Mg \cdot 100\%}{Mg+Ca+(Fe+Mn)}$

в которых не превышает 50%. В этой группе трудно выделить разновидности подобно тому, как это сделано для клинопироксенов из включений в кимберлитах, так как анализы минералов из собственно гранатовых парагенезисов, так же как и из структур распада реакционных фаз отсутствуют. Вместе с тем из характера изменения соотношений в системе  $Al_2O_3-Cr_2O_3-Na_2O$  (рис. 35) можно предполагать и здесь наличие нескольких генетических разновидностей.

При сравнении этой диаграммы с такой же диаграммой по клинопироксенам из кимберлитовых включений (см. рис. 34) видно, что

$$\frac{Al_2O_3 \cdot 100\%}{Al_2O_3 + Cr_2O_3 + Na_2O} \text{ и } \frac{Na_2O \cdot 100\%}{Na_2O + Al_2O_3 + Cr_2O_3}$$

по величинам соотношений

значительная часть клинопироксенов из включений шпинелевых перидотитов в базальтах перекрывает поле клинопироксенов гранатовых перидотитов из кимберлитов.

Клинопироксены клинопироксенит-верлитовых включений из базальтов и базанитов карбонатитовых комплексов представлены двумя

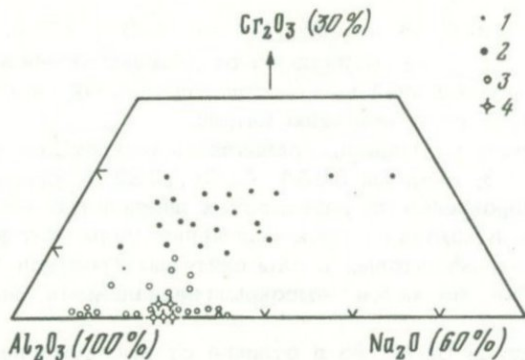


Рис. 35. Составы клинопироксенов ультраосновных включений из щелочных базальтов и базанитов карбонатитовых комплексов в системе  $Al_2O_3 - Cr_2O_3 - Na_2O$

1 - шпинель-гранатовые перидотиты и пироксениты; 2 - шпинелевые перидотиты и пироксениты; 3 - клинопироксенит-верлитовые включения; 4 - вкрапленники авгитов и салитов

разновидностями. Первая, с соотношением  $\frac{Ca \cdot 100\%}{Ca + Mg + (Fe + Mn)}$  не более 50% (см. табл. 60, анализы 1, 2, 3, 4, 5, 6; табл. 45, 157, 5а, 5z, 20/24), соответствует клинопироксенам из ультраосновных пород габбро-пироксенит-дунитовой формации, формации ультраосновных-щелочных пород и некоторым клинопироксенам из кристаллических сланцев гранулитовой фации. Во второй разновидности соотношение  $\frac{Ca \cdot 100\%}{Ca + Mg + (Fe + Mn)}$  превышает 50% (см. табл. 60, анализы 7, 8, 9, 10), эти клинопироксены не могут сопоставляться со своими видовыми аналогами в ультраосновных породах, так как подобные величины кальция не характерны для клинопироксенов ультраосновных пород. Ближе всего эта разновидность соответствует клинопироксенам субщелочных ультраосновных пород. Эти разновидности различаются и по соотношению алюминия, хрома и натрия, отражая генетическую принадлежность минералов соответственно к ультраосновному и щелочному семействам.

Ромбические пироксены подразделяются на группы так же уверенно, как и клинопироксены, причем здесь наблюдается аналогичное объединение близких составов не на базе одинакового парагенезиса, а в зависимости от характера включающей среды.

Соотношение  $\frac{(Fe+Mn) \cdot 100\%}{(Fe+Mn) + Mg + Ca}$  ортопироксенов (см. рис. 31) во

всех типах парагенезисов из кимберлитов изменяется от 4 до 9%, во всех типах парагенезисов лерцолитов из щелочных базальтов и базанитов карбонатитовых комплексов - от 8 до 12%, во включе-

ниях клинопироксенит-верлитовой серии (щелочные базальты и базаниты) - от 12 до 20%. Величина соотношения  $\frac{(Fe+Mn) \cdot 100\%}{(Fe+Mn) + Mg + Ca}$

в ортопироксенах различных парагенезисов из кимберлитов и щелочных базальтов иллюстрируются рис. 36 и табл. 64.

Ортопироксены гранатовых парагенезисов из кимберлитов, из которых выпали твердые растворы клинопироксена и граната (табл. 65, анализы А-3, А-7, об-3) или которые сами выделились в виде пластинок распада в клинопироксене (см. табл. 65, анализ О-1614),

в значительной степени обогащены железом ( $\frac{(Fe+Mn) \cdot 100\%}{Mg+Ca+(Fe+Mn)} = 85-87\%$ ). По железистости их крайние типы приближаются к ортопироксенам из клинопироксенит-верлитовых включений. Эта особенность прослеживается в ортопироксенах безгранатовых и бесшпинелевых ассоциаций (см. табл. 65, анализ А-8) и в ортопироксенах ильменитовых желваков (см. рис. 36).

Содержание глинозема в ортопироксенах варьирует во всех выделенных группах довольно широко (рис. 37). Во включениях из кимберлитов наиболее обогащены глиноземом ортопироксены в шпинелевых, шпинель-гранатовых перидотитах и вебстеритах (см.

табл. 66). В них соотношение  $\frac{Al_2O_3 \cdot 100\%}{Al_2O_3 + FeO + CaO}$  не опускается ниже

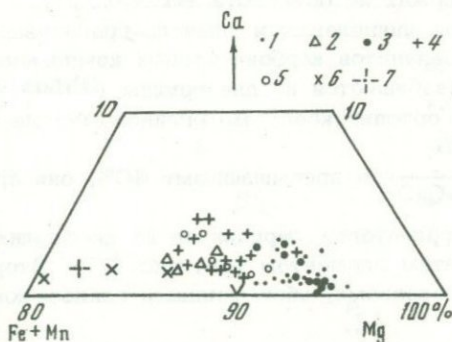


Рис. 36. Составы ортопироксенов ультраосновных включений из кимберлитов, щелочных базальтов и базанитов карбонатитовых комплексов в системе Mg - Ca - (Fe + Mn)

1 - гранатовые и шпинель-гранатовые перидотиты и пироксениты из кимберлитов; 2 - из структур распада в гранатовых перидотитах и пироксенитах из кимберлитов; 3 - шпинелевые перидотиты и пироксениты из кимберлитов; 4 - то же, из щелочных базальтов и базанитов; 5 - шпинель-гранатовые перидотиты и пироксениты из щелочных базальтов; 6 - клинопироксенит-верлитовые включения; 7 - гранат-ильменитовые включения из кимберлитов

Таблица 64

Величина соотношения  $\frac{(Fe+Mn) \cdot 100\%}{(Fe+Mn)+Mg+Ca}$  ортопироксенов различных парагенезисов

Вмещающие породы	Парагенезис		
	шпинелевый	шпинель-гранатовый	гранатовый
Кимберлиты	5-9	3,5-8	3,5-8
Щелочные базальты	8-12	8-11	-
Базаниты	7-8	-	-

37% (более 4 вес. %). Ортопироксены из гранатовых парагенезисов не независимо от того, являются ли они стабильными или метастабильными, содержат мало глинозема.

Как и в случае с клинопироксенами, стабильные и метастабильные фазы хорошо различимы по хрому — ортопироксены из структур распада содержат не более 0,2 вес.%  $Cr_2O_3$ .

Ортопироксены шпинелевых и шпинель-гранатовых лерцолитов из базальтов и базанитов карбонатитовых комплексов по содержанию глинозема разбиваются на две группы (O'Hara, Мерсу, 1963). В первой группе ортопироксены малоглиноземистые. По соотноше-

$\frac{Al_2O_3 \cdot 100\%}{Al_2O_3+FeO+CaO}$ , не превышающему 40%, они приближаются к

ортопироксенам гранатовых лерцолитов из кимберлитов, хотя в целом обогащены этим элементом (см. рис. 37). Вторая группа представлена ортопироксенами, обогащенными глиноземом. Соотношение

$\frac{Al_2O_3 \cdot 100\%}{Al_2O_3+FeO+CaO}$  в них такое же, как в ортопироксенах шпинелевых

и шпинель-гранатовых включений из базальтов (от 40 до 60%).

Ортопироксены из клинопироксенит-верлитовой серии включений малоглиноземистые, тождественные ортопироксенам гранатовых лерцолитов из кимберлитов.

Оливины. Специфика в соотношениях главных элементов, отмеченная для разных генетических типов пироксенов, наблюдается и в оливинах (табл. 66, рис. 38).

Наиболее магниезиальными являются оливины шпинелевых перидотитов из кимберлитов ( $Fo = 91,5-95,5$ ). Близки к ним по

Рис. 37. Соотношение  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в ортопироксенах ультраосновных включений из кимберлитов, щелочных базальтов и базанитов карбонатитовых комплексов

1 - гранатовые перидотиты и пироксениты из кимберлитов;  
 2 - шпинелевые перидотиты и пироксениты из кимберлитов;  
 3 - шпинель-гранатовые перидотиты и пироксениты из кимберлитов;  
 4 - шпинелевые перидотиты и пироксениты из базальтов и базанитов;  
 5 - шпинель-гранатовые перидотиты и пироксениты из базальтов и базанитов;  
 6 - клинопироксенит-верлитовые включения

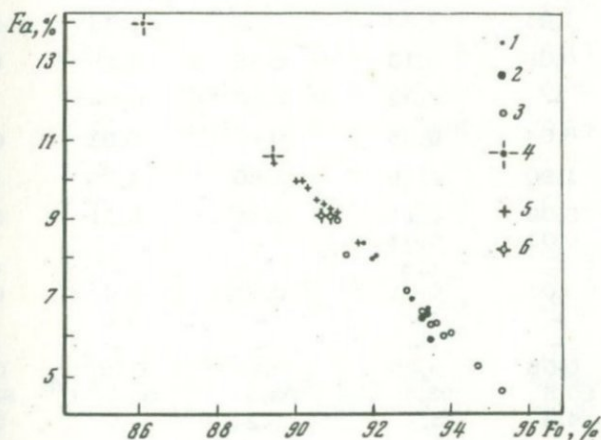
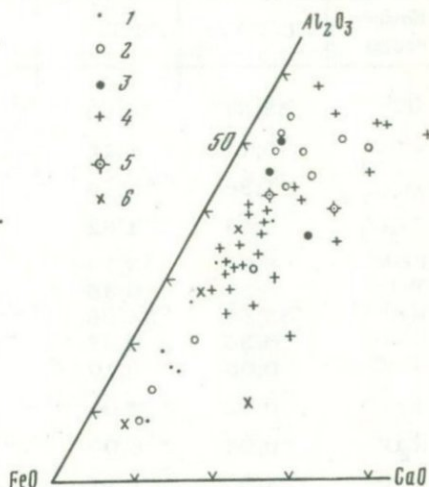


Рис. 38. Составы оливинов ультраосновных включений из кимберлитов, щелочных базальтов и базанитов карбонатитовых комплексов

Включения из кимберлитов: 1 - гранатовые; 2 - шпинель-гранатовые; 3 - шпинелевые; 4 - ильменитовые. Включения из базальтов и базанитов: 5 - шпинелевые; 6 - шпинель-гранатовые

Таблица 65

Химический состав (в вес.%) и формулы ромбических пироксенов из

Компо- ненты	0-2066	3233	3256	3263	3275
SiO <sub>2</sub>	53,37	53,88	54,37	53,59	52,26
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,16	He опр.	0,15	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,36	3,84	4,50	4,81	4,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,63	1,82	1,65	1,66	1,29
FeO	5,50	3,70	4,08	3,86	3,93
MnO	0,28	0,35	0,16	0,20	0,16
MgO	35,56	34,66	34,98	34,71	35,59
CaO	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,10	0,08	0,08	0,06
K <sub>2</sub> O	0,02	0,04	0,05	0,04	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,94	0,07	0,44	0,56	0,46
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,64	0,06	0,06	0,66
Сумма	99,30	99,62	100,73	100,08	99,43

## Формулы

Si	1,91	1,87	1,85	1,85	1,82
Al <sup>4+</sup>	0,06	0,13	0,15	0,15	0,18
Al <sup>6+</sup>	-	0,02	0,03	0,05	-
Fe <sup>3+</sup>	0,04	0,05	0,05	0,05	0,03
Mg	1,90	1,79	1,80	1,79	1,85
Fe <sup>2+</sup>	0,08	0,11	0,12	0,11	0,11
Mn	0,01	0,01	-	-	-
Cr	-	0,8	-	-	0,01
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	-	-	-	0,1	-
K	-	-	-	-	-
P	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Ca	95,5	93,8	93,3	93,8	93,9
Mg	4,0	5,7	6,2	5,7	5,6
Fe	-	-	-	-	-

0-2066 - гранатовый клинопироксенит; 3233, 3263, 3193, 3062, 3274 - шпинелевый лерцолит; 3256, 3254 - шпинель-гранатовый лерцолит; 3275 - шпинелевый ортопироксенит; 3269 - гранатовый вебстерит; 0-1614 - гранатовый клинопироксенит. Ортопироксен в форме пластинок рас-

ультрасосновных включений и эклогитов трубки Обнаженная

	3269	3254	0-1614	3193	3225	3232	3022
	55,21	56,30	56,20	54,28	56,40	54,10	53,00
He опр.	0,05	0,04	0,04	0,17	0,12	0,14	0,10
	2,04	2,60	1,34	4,30	2,30	4,00	5,50
	0,19	1,61	2,57	1,51	1,46	1,86	0,45
	5,37	3,59	7,90	3,95	3,23	3,59	4,10
	0,07	0,10	0,14	0,13	0,11	0,11	0,12
	35,44	33,85	31,23	33,88	34,86	34,25	33,14
	0,36	1,12	0,56	He обн.	0,56	0,28	1,40
	0,07	0,10	0,25	0,25	0,25	0,25	0,10
	0,02	-	0,21	0,25	0,21	0,23	0,10
	0,16	He обн.	He обн.	0,42	0,32	0,55	1,53
Следы	"	"	"	0,13	0,05	He обн.	-
	0,45	0,53	0,11	0,41	0,73	0,47	0,63
	99,38	99,85	100,55	99,55	100,55	99,83	100,17

## Формулы

	1,91	1,96	1,97	1,89	1,93	1,87	1,84
	0,08	0,04	0,03	0,11	0,07	0,13	0,16
	-	0,06	0,02	0,06	0,03	0,03	0,06
	-	0,04	0,07	0,04	0,04	0,05	0,01
	1,83	1,75	1,63	1,75	1,78	1,77	1,72
	0,16	0,10	0,23	0,11	0,09	0,10	0,12
	-	-	-	-	-	-	-
	0,01	0,01	-	0,01	0,02	0,01	0,02
	0,01	0,04	0,02	He обн.	0,02	0,01	0,05
	-	-	0,03	0,03	0,03	0,03	-
	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	-
	0,05	2,1	1,0	-	1,10	0,50	2,60
	91,5	92,6	86,8	94,1	94,10	94,20	91,00
	8,0	5,3	12,2	5,9	4,80	5,30	6,40

пада; 3225 - шпинель-гранатовый вебстерит; 3232 - шпинелевый гарцбургит; 3255, об-3 - гранатовый гарцбургит; 3013 - гранатовый лерцолит; А-3/1; А-3, 3001 - гранатовый ортопироксенит. Ортопироксен содержит пластинки клинопироксена и пирропа, в значительной степени перекриси-

Таблица 65 (окончание)

Компо- ненты	3021	3062	3255	3013	3001
SiO <sub>2</sub>	53,80	54,00	56,16	57,64	54,24
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,18	0,06	0,06	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,30	4,20	0,69	1,94	3,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	0,56	2,41	1,55	0,40
FeO	4,13	3,77	3,21	3,47	4,10
MnO	0,12	0,14	0,16	0,36	0,14
MgO	33,53	34,72	34,96	34,16	34,36
CaO	1,51	0,68	0,36	0,36	0,78
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,15	0,07	0,10	0,10
K <sub>2</sub> O	0,10	0,10	0,07	0,04	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	He обн.	1,10	0,85	1,17	2,37
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	Следы	0,07	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	0,48	0,49	0,1	0,63
Сумма	99,71	100,08	99,49	100,28	100,66

## Формулы

Si	1,87	1,88	1,97	2,00	1,90
Al <sup>4+</sup>	0,13	0,12	0,03	-	0,10
Al <sup>6+</sup>	0,09	0,05	-	0,04	0,03
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,02	0,06	0,02	0,01
Mg	1,72	1,79	1,81	1,78	1,79
Fe <sup>2+</sup>	0,12	0,11	0,09	0,11	0,13
Mn	-	-	-	0,01	-
Cr	0,02	0,01	0,01	-	0,01
Ca	0,06	0,03	0,01	0,01	0,03
Na	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-
Ca	3,20	1,60	0,50	0,50	1,50
Mg	90,40	92,70	94,80	93,70	91,80
Fe	6,40	5,70	4,70	5,80	6,70

таллизированные; 3231, 3022 - шпинелевый вебстерит; 3021, А-8 - вебстерит, сложенный пластинками ромбического и моноклинного пироксенов; А-7 - гранатовый вебстерит. Ортопироксен содержит пластинки пироба и клинопироксена.

Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры

	А-3/1	А-3	А-7	А-8	об-3	3231	3274
	54,60	53,00	54,00	53,00	55,10	53-40	53,60
	0,15	0,15	He обн.	He обн.	0,16	0,03	He обн.
	2,75	3,45	0,90	4,25	2,00	4,90	5,00
	1,36	-	0,87	He отр.	1,62	0,42	1,56
	3,09	6,45	8,38	5,95	6,82	4,84	3,50
	0,11	-	0,11	0,02	Следы	0,14	0,16
	35,00	32,22	32,60	30,02	32,05	31,87	31,85
	0,56	1,12	0,56	2,80	0,84	1,26	1,68
	0,17	-	0,25	He обн.	0,09	0,19	0,20
	0,10	-	0,14	"	0,55	0,31	0,30
	1,55	2,86	2,80	2,60	0,19	1,16	0,77
	-	-	-	-	He обн.	-	-
	0,39	0,64	0,07	0,43	1,07	0,99	1,07
	99,83	99,89	100,68	99,07	100,49	99,50	99,69

## Формулы

	2,05	1,90	1,90	1,92	1,93	1,87	1,86
	-	0,10	0,04	0,08	0,07	0,13	0,14
	0,12	0,04	-	0,10	0,01	0,07	0,06
	0,04	-	0,03	-	0,04	0,01	0,04
	1,97	1,72	1,73	1,61	1,66	1,67	1,65
	0,10	0,19	0,25	0,18	0,20	0,14	0,10
	-	-	-	-	-	-	-
	0,01	0,02	-	-	0,03	0,02	0,03
	0,02	0,04	0,02	0,11	0,03	0,05	0,06
	-	-	-	-	-	-	-
	1,00	2,00	1,00	5,80	1,60	2,70	3,30
	94,20	88,30	86,50	84,70	87,80	89,80	91,20
	4,80	9,70	12,50	9,50	10,60	7,50	5,50

СО АН СССР, аналитики Г.В. Бондарева, Т.А. Лахно, Н.Г. Таскина. Анализы О-2066, 3233, 3256, 3263, 3275, 3269, 3254, О-1614, 3193, 3225, 3232, 3255, 3231, 3274 выполнены по образцам А.И. Пономаренко, анализы 3022, 3021, 3062, 3013, 3001, А-3/1, А-3, А-7, А-8, об-3 - по образцам Б.М. Владимирова.

Таблица 66

Химический состав (в вес.%) и формулы оливинов

Компо- ненты	3082	3254	3232	3233	3263
SiO <sub>2</sub>	40,20	40,50	40,25	41,85	41,69
TiO <sub>2</sub>	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,07	0,95	0,55	1,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,52	2,11	2,78	1,74	2,68
FeO	9,52	5,66	5,84	6,72	6,16
MnO	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11
MgO	46,14	50,88	49,27	49,75	48,46
CaO	0,84	0,42	1,46	Следы	0,36
N <sub>2</sub> O	Нет	0,10	Нет	Нет	Нет
K <sub>2</sub> O	"	Нет	"	"	"
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	"	0,13	"	"	"
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,03	0,05	0,03	0,18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,001	0,012	0,019	Следы
Сумма	99,44	99,99	100,73	100,77	100,65
Формулы					
Si	1,00	1,00	0,97	0,96	1,00
Al	-	-	0,03	0,15	0,03
Fe <sup>3+</sup>	-	-	0,05	0,03	0,05
Mg	1,70	1,86	1,76	1,68	1,76
Fe <sup>2+</sup>	0,20	0,12	0,12	0,13	0,12
Ca	-	0,01	-	-	-
Ca	-	0,5	-	-	-
Mg	89,4	93,5	93,6	92,8	93,6
Fe	10,6	6,0	6,4	7,2	6,4

3082 - гранат-ильменитовый лерцолит; 3254, 3256, 3221 - шпинель-гранатовый лерцолит; 3232, 3237 - шпинелевый гарцбургит; 3233, 3263, 3193, 3022, 3062 - шпинелевый лерцолит; 3013, 0-1525 - гранатовый лерцолит; 3142 - ильменитовый лерцолит; 3255 - гранатовый гарцбургит; 3053 - шпинелевый верлит; об-844 - шпинелевый оливинит.

из ультраосновных включений трубки Обнаженная

	3256	3013	3142	3255	3193	3022	3062
	40,72	41,74	38,86	40,25	41,71	41,60	41,40
	Нет	Нет	0,17	Нет	Нет	0,08	0,10
	0,97	0,80	0,97	0,96	0,42	0,30	Следы
	1,04	0,83	0,44	2,17	1,88	2,41	0,72
	6,52	7,67	18,85	6,75	6,56	5,12	6,01
	0,17	0,15	0,17	0,14	0,13	0,11	0,10
	51,26	48,80	39,70	49,64	49,52	50,04	51,20
	Следы	0,36	1,11	0,73	0,37	Нет	Нет
	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	"	"
	"	"	"	"	"	"	"
	"	"	"	"	"	0,46	"
	"	0,09	0,37	0,08	Следы	Нет	"
	0,019	0,021	0,030	0,010	0,060	0,002	0,002
	100,69	100,46	100,67	100,73	100,65	100,24	99,53
Формулы							
	0,98	1,00	0,99	1,06	1,08	1,00	1,00
	0,03	0,02	0,03	-	-	0,01	-
	0,02	0,02	0,01	0,04	0,04	0,04	0,01
	1,84	1,76	1,52	1,60	1,58	1,80	1,85
	0,13	0,16	0,40	0,15	0,14	0,10	0,12
	-	-	-	0,02	0,01	-	-
	-	-	-	1,1	0,6	-	-
	93,4	91,6	79,00	90,4	91,3	94,7	93,9
	6,6	8,4	21,0	8,5	8,1	5,3	6,1

Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитики Г.В. Бондарева, Т.А. Лахно, Н.Г. Таскина. Анализы 3082, 3254, 3232, 3233, 3263, 3055, 3256, 3142, 3255, 3193, 3237, об-844, 0-1525, 3221 выполнены по образцам А.И. Пономаренко; анализы 3013, 3022, 3062 - по образцам Б.М. Владимирова.

Таблица 66 (окончание)

Компо- ненты	3237	3053	об-844	0-1525	3221
SiO <sub>2</sub>	41,60	40,64	41,00	41,50	41,60
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	0,10	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	1,00	0,04	0,24	0,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,96	2,66	1,52	1,47	2,02
FeO	6,20	4,22	6,10	6,28	6,46
MnO	0,19	0,11	0,21	0,22	0,14
MgO	49,59	50,17	50,88	50,00	49,51
CaO	Не обн.	Нет	Не обн.	Не обн.	Не обн.
N <sub>2</sub> O	0,21	"	0,32	0,14	0,16
K <sub>2</sub> O	0,18	"	0,46	0,16	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,21	1,03	Не обн.	Не обн.	"
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не обн.	Нет	0,03	0,08	"
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,007	0,002	Не обн.	Не обн.	"
Сумма	100,38	99,93	100,56	100,09	100,09

## Формулы

Si	1,00	1,02	1,00	1,00	1,00
Al	-	0,03	-	-	-
Fe <sup>3+</sup>	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03
Mg	1,80	1,88	1,84	1,80	1,80
Fe <sup>2+</sup>	0,13	0,09	0,12	0,13	0,13
Ca	-	-	-	-	-
Ca	-	-	-	-	-
Mg	93,3	95,3	93,9	93,3	93,3
Fe	6,7	4,7	6,1	6,7	6,7

составу и оливины шпинель-гранатовых и гранатовых перидотитов из кимберлитов ( $F_o = 91,5-93,5$ ). Оливины шпинелевых и гранат-шпинелевых перидотитов из базальтов и базанитов более железисты ( $F_o = 91,5-90,0$ ), чем их аналоги в кимберлитовых включениях. Оливины ильменитовых сростков отличаются от всех остальных не только самой высокой железистостью ( $F_o = 89,5-79,5$ ), но и повышенным содержанием титана.

Гранаты менее всего отражают специфику включений. По соотношению главных породообразующих элементов (табл. 67, см. рис. 31) трудно выделить признаки, по которым можно было бы подразделить их на "базальтовые" и "кимберлитовые". Нет замет-

ных различий между гранатами ультраосновных включений из кимберлитов и базальтов и по второстепенным элементам.

Некоторые закономерности можно отметить лишь для гранатов ультраосновных включений кимберлитов. Здесь четко выделяются три группы – нормальные, обогащенные железом и обогащенные кальцием.

Первая группа представлена гранатами, средний состав которых строго выдерживается по соотношению главных элементов в пределах, определенных Н.В. Соболевым (1964). Кальциевый компонент колеблется у них  $14 \pm 1,6$ , а железистость  $17 \pm 1$ . Гранаты подобного состава зафиксированы в перцолитах, гарцбургитах и клинопироксенитах (см. рис. 39, табл. 67).

Гранаты, обогащенные железом, очень характерны для структур распада. Они выделяются при распаде как ортопироксенов, так

и клинопироксенов. Соотношение  $\frac{(Fe+Mn) \cdot 100\%}{(Fe+Mn)+Mg+Ca}$  превышает у них

22%, а в отдельных случаях достигает 30%. Эти гранаты отличаются пониженным содержанием кальциевого компонента (7,3–12%) и хрома (менее 0,5 вес.%). К этой группе относятся и гранаты, которые после распада подверглись частичной перекристаллизации, а также отдельные индивиды из сростков с ильменитом. Гранаты данной группы представляют особый интерес как необычностью состава, так и тем, что, имея низкое содержание, они постоянно сосуществуют с клинопироксенами.

Гранаты, обогащенные кальцием, зафиксированы в ильменитовых гипербазитах. По сравнению с нормальными гранатами ультраосновных парагенезисов они заметно обогащены кальцием – Ca-компонент достигает 18. Содержание железа у них не отклоняется от нормы, а магнезия находится на нижнем пределе для ультраосновных парагенезисов. Очень характерным показателем для гранатов из ильменитовых гипербазитов не зависимо от того, в какую группу они попадают по соотношениям главных элементов, является высокое содержание титана.

Рис. 39. Составы гранатов ультраосновных включений из кимберлитов в системе Mg – Ca – (Fe+Mn)

1 – гранат-ильменитовые включения; 2–4 – гранатовые включения: 2 – из структур распада, 3 – перекристаллизованные из структур распада, 4 – из равновесных парагенезисов; 5 – шпатель-гранатовые включения

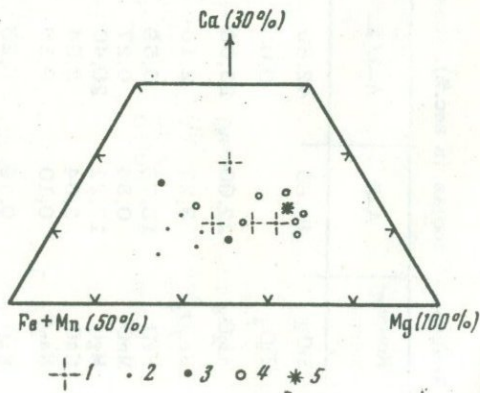


Таблица 67

Химический состав (в вес.%), формулы и компонентный состав (в %) гранатов из глубинных ксенолитов трубки Обнаженная

Компо- ненты	A-5	A-3/1	A-3	A-6	A-7	O-5	O-1525	об-	3013
SiO <sub>2</sub>	40,80	42,80	46,20	43,20	42,40	42,90	44,60	41,96	44,33
TiO <sub>2</sub>	-	0,05	0,10	Следы	0,05	0,08	0,21	0,09	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,00	23,00	20,85	21,90	21,90	21,60	20,00	21,56	20,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,27	2,16	1,82	1,07	0,63	1,83	1,61	1,74	4,45
FeO	10,78	5,59	7,58	10,88	13,57	11,22	5,93	15,72	4,68
MnO	0,34	0,27	0,28	0,32	0,34	0,32	0,35	0,47	0,38
MgO	17,21	20,40	16,81	16,61	16,20	16,43	18,75	12,69	18,07
CaO	3,64	3,64	2,52	2,80	2,80	4,20	4,76	4,41	3,69
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,10	0,30	0,16	0,10	0,31	0,29	0,16	0,19
K <sub>2</sub> O	0,19	0,25	1,00	2,70	0,25	0,34	0,35	0,14	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	Не обн.	Не обн.	0,06	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,00	0,82	1,72	1,10	1,71	0,16	0,45	Не обн.	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	1,14	1,24	0,14	0,25	0,08	2,03	0,49	3,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	0,07	0,18	-	-
Сумма	99,45	100,22	100,42	100,88	100,20	99,54	99,51	99,43	99,73

## Формулы

Mg	1,89	2,15	1,78	1,77	1,77	1,76	2,00	1,40	1,92
Fe <sup>2+</sup>	0,67	0,33	0,51	0,65	0,83	0,68	0,35	0,97	0,28

Fe <sup>3+</sup>	0,09	0,05	-	-	-	-	-	0,03	0,11
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
Ca	0,28	0,27	0,19	0,22	0,22	0,33	0,37	0,35	0,28
ΣR <sup>2+</sup>	2,95	3,00	2,50	2,66	2,84	2,79	2,74	2,78	2,83
Al	1,91	1,94	1,74	1,85	1,90	1,85	1,68	1,90	1,70
Fe <sup>3+</sup>	0,09	0,07	0,09	0,06	0,04	0,10	0,09	0,07	0,13
Cr	-	0,06	0,07	-	0,01	-	0,11	0,03	0,17
ΣR <sup>3+</sup>	2,00	2,00	1,90	1,91	1,95	1,95	1,88	2,00	2,00
Si	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ΣSi	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
SiO <sub>2</sub>	-	0,05	0,30	0,10	0,10	0,10	0,20	0,10	0,10

Компонентный состав

Pyr	66,10	77,61	71,24	66,48	62,33	63,40	73,10	51,10	73,12
Alm	23,40	12,00	20,50	24,80	29,30	24,40	12,70	35,00	15,00
Spes	0,60	0,59	0,66	0,62	0,60	0,60	0,80	1,10	1,04
Gross	9,90	6,60	3,60	8,10	5,90	6,50	2,70	11,30	1,04
And	-	-	-	-	1,87	5,10	4,70	-	-
Uv	-	3,20	4,00	-	-	-	6,00	1,50	9,80
Ckuavum	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	9,9	9,8	7,7	8,3	7,3	12,0	13,6	13,0	11,3
Mg	66,6	78,2	71,8	67,2	63,5	63,5	73,4	51,5	77,4
Fe	23,5	12,0	20,5	24,5	29,5	24,5	13,0	35,5	11,3

Таблица 67 (окончание)

Компо- ненты	3255	3022	0-2066	3036	0-1614	3225	3254	3082	3269
SiO <sub>2</sub>	44,02	39,88	42,62	43,39	48,80	42,90	43,00	42,30	43,36
TiO <sub>2</sub>	Следы	0,20	0,11	Не обн.	0,06	0,14	0,08	1,45	Не обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,26	22,95	22,33	22,91	22,80	22,20	23,00	20,60	20,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,51	1,78	1,44	2,73	3,15	2,32	2,42	2,72	3,70
FeO	4,61	12,57	10,46	5,26	11,85	4,67	5,21	7,00	7,95
MnO	0,38	0,32	0,35	0,20	0,35	0,29	0,39	0,25	0,51
MgO	18,10	16,18	17,74	16,58	16,13	19,75	19,60	17,73	17,88
CaO	4,79	6,08	4,76	8,18	3,36	4,35	4,49	6,73	3,71
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,10	0,15	0,11	0,20	0,17	0,25	0,13	0,15
K <sub>2</sub> O	0,16	0,16	0,15	0,09	0,19	0,20	Не обн.	Не обн.	0,28
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Следы	-	0,10	0,02	0,40	0,30	"	0,03	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,03	Не обн.	Не обн.	0,07	0,30	0,60	"	0,30	0,18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,69	0,30	0,54	0,13	0,27	2,07	1,76	1,05	1,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,68	100,52	100,75	99,67	100,86	99,96	100,20	100,26	99,69
Ф о р м у л ы									
Mg	1,90	1,75	1,88	1,75	1,73	2,10	2,05	1,90	1,91
Fe <sup>2+</sup>	0,27	0,76	0,63	0,32	0,73	0,28	0,31	0,42	0,48
Fe <sup>3+</sup>	0,14	-	-	0,06	0,13	0,10	0,13	-	-

Mn	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03
Ga	0,36	0,47	0,37	0,62	0,27	0,32	0,34	0,52	0,29
$\Sigma R^{2+}$	2,70	3,00	2,90	2,76	2,88	2,82	2,86	2,85	2,71
Al	1,70	1,96	1,88	1,90	1,94	1,87	1,92	1,73	1,76
Fe <sup>3+</sup>	0,10	0,10	0,08	0,09	0,04	0,02	-	0,15	0,20
Cr	0,20	0,02	0,03	0,01	0,02	0,11	0,09	0,06	0,06
$\Sigma R^{3+}$	2,00	2,08	1,99	2,00	2,00	2,00	2,01	1,94	2,02
Si	3,00	2,90	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Ti	-	0,01	-	-	-	0,01	-	0,08	-
$\Sigma Si$	3,00	2,91	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,08	3,00
SiO <sub>2</sub>	0,10	-	0,04	0,10	-	0,05	-	0,05	0,10

Компонентный состав

Pyr	71,00	61,00	64,90	64,83	63,13	77,00	75,23	67,50	70,80
Alm	14,50	21,50	21,70	11,70	26,30	10,20	11,20	14,80	17,50
Spes	0,90	0,60	0,70	0,47	0,82	0,60	0,94	-	1,10
Gross	2,20	11,60	10,20	23,00	8,80	6,10	7,00	6,70	7,20
And	-	5,00	-	-	-	-	-	7,80	-
Uv	11,40	-	2,50	-	0,95	6,10	5,10	3,20	3,40
Ckuavum	-	-	-	-	-	-	0,53	-	-
Ca	14,2	15,7	13,0	23,0	10,0	12,0	12,6	18,6	10,8
Mg	75,2	58,8	65,0	65,0	63,0	77,7	76,0	66,4	71,2
Fe	10,6	25,5	22,0	12,0	27,0	10,3	11,4	15,0	18,0

0-1525, 3013 - гранатовый лерцолит; об-1, 0-2066 - гранатовый клинопироксенит; 3255 - гранатовый гарцбургит; 3022 - шпинелевый лерцолит; 3036 - корундовый эклогит; 0-1614 - эклогит; 3225 - шпинель-гранатовый вебстерит; 3254 - шпинель-гранатовый лерцолит; 3082 - гранат-ильменитовый лерцолит; 3269 - гранатовый вебстерит; А-5, А-3/1, А-3, А-6, А-7, 0-5 - гранаты из пироксенов.

Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР, аналитики Г.А. Бондарева, Т.А. Лахно, Н.Г. Таскина. Анализы 0-1525, об-1, 3255, 0-2066, 0-1614, 3225, 3254, 3082, 3269 выполнены по образцам А.И. Пономаренко, анализы А-5, А-3/1, А-3, А-6, А-7, 0-5, 3013, 3022, 3036 - по образцам Б.М. Владимирова.

Шпинель подобно гранатам обнаруживает большие колебания в соотношении главных и второстепенных элементов. Более или менее четкие индивидуальные особенности имеют шпинели из клинопироксенит-верлитовых включений (рис. 40, табл. 68). Это почти бесхромистые железистые шпинели, соответствующие герценитам. Шпинелиды ультраосновных включений из кимберлитов и базальтов практически не различимы между собой. Они изменяют свой состав от пикотита (поле I) через хромпикотит (поле II) до магнхромита (поле III). По имеющемуся материалу трудно вывести закономерности о характере шпинелей в различных парагенезисах или определенных возрастных и структурных группах пород, однако такие различия должны существовать. В этом плане интересно отметить различия шпинелей из меловой (Обнаженная) и среднепалеозойских (Мир, Удачная) кимберлитовых трубок Якутии. В первой шпинели имеют состав пикотита и хромпикотита с умеренным содержанием  $Cr_2O_3$  (см. табл. 68), во вторых они являются хромпикотитом, сильно обогащенным хромом и магнхромитом. Сходная картина наблюдается и в шпинелевых перидотитах из базальтов. Шпинели ультраосновных включений из среднепалеозойских базальтов Минусинской межгорной впадины являются пикотитами (см. табл. 48), а из мезозойских базальтов Европы и Аляски - хромпикотитами и даже магнхромитами.

Взаимоотношения оливин - ромбический пироксен. М.О'Хара и др. (О'Нара, Мерсу, 1963) отметили, что в гранатовых гипербазитах соотношение  $Fe/Mg$  в оливинах выше, чем в сосуществующих ортопироксенах. Н.Л. Добрецов и др. (1971), используя для включений из кимберлитов данные М.О'Хара и Е. Мерси, а также анализы по Якутской провинции, косвенно подвергли сомнению

этот вывод, так как по их построениям соотношение  $\left(\frac{Fe}{Mg}\right)_{Ol} \left(\frac{Fe}{Mg}\right)_{Orx}$  оказалось близким к единице.

На рис. 41 нанесены значения соотношений  $Fe/Mg$  для ортопироксенов и оливинов из шпинелевых, шпинель-гранатовых и гранатовых парагенезисов ультраосновных включений из кимберлитов и щелочных базальтов с учетом новых данных. Характер распределения фигуративных точек не дает четкого представления, тем не менее можно сделать некоторые выводы. Во включениях гранатовых, шпинель-гранатовых и гранатовых перидотитов из кимберлитов железистость оливинов либо равна, либо более высокая, чем у сосуществующих ортопироксенов. В шпинелевых перидотитах из базальтов картина иная. Коэффициент распределения равный единице при значениях  $Fe/Mg = 0,10$ , является граничной точкой, от которой в магнезиальной области железистость выше у оливинов, а в железистой - у ортопироксенов. Поскольку отдельные анализы отклоняются от указанных закономерностей, окончательно этот вопрос может быть решен при накоплении фактического материала.

Рис. 40. Составы шпинелидов ультраосновных включений из кимберлитов и щелочных базальтов в системе  $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$

1 - шпинелевые перидотиты и пироксениты из кимберлитов; 2 - шпинель-гранатовые перидотиты и пироксениты из кимберлитов; 3 - шпинелевые перидотиты и пироксениты из щелочных базальтов (Кутолин и др., 1972; Ross e.a., 1954); 4 - клинопироксенит-верлитовые включения из щелочных базальтов (Кутолин и др., 1972); 5 - клинопироксенит-верлитовые включения (Кутолин и др., 1972)



Рис. 41. Распределение  $\text{Fe}/\text{Mg}$  между сосуществующими ортопироксенами (горизонтальная шкала) и оливинами (вертикальная шкала)

1 - шпинелевые и шпинель-гранатовые перидотиты и пироксениты из щелочных базальтов (Ross e.a., 1954); 2 - гранатовые перидотиты из кимберлитов; 3 - шпинелевые перидотиты и пироксениты из кимберлитов; 4 - шпинель-гранатовые перидотиты и пироксениты из кимберлитов

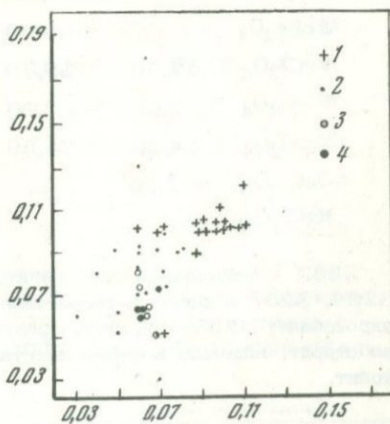


Таблица 68

Химический состав (в вес.%), формулы и компонентный состав

Компоненты	3232	3233	3254	3193	3275
SiO <sub>2</sub>	5,55	5,54	5,89	4,94	6,03
TiO <sub>2</sub>	0,17	Не обн.	0,31	Не обн.	Не обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	48,67	52,12	44,57	53,34	49,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,14	2,99	7,20	6,49	3,45
FeO	8,11	8,23	5,91	5,48	9,37
MnO	0,24	0,44	0,24	0,20	0,24
MgO	13,59	15,32	13,14	15,24	12,20
CaO	0,36	Следы	0,74	0,36	0,36
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,06	"	0,13	Следы	Следы
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,44	14,79	21,82	14,05	19,35
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-
Сумма	99,33	99,43	99,95	100,10	100,79

## Формулы

Al	1,53	1,63	1,40	1,59	1,57
Cr	0,37	0,31	0,46	0,28	0,41
Fe <sup>3+</sup>	0,10	0,06	0,14	0,13	0,02
Mg	0,73	0,73	0,76	0,81	0,70
Fe <sup>2+</sup>	0,25	0,26	0,20	0,17	0,28
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,01	-	0,03	0,01	0,01

## Компонентный состав

FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	5,00	3,00	7,00	6,30	1,00
FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	17,70	15,70	14,00	11,00	20,00
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	2,00	8,00	-	-	8,00
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	74,30	73,30	70,00	79,70	70,00
CaCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	1,00	-	3,00	1,00	1,00
MgCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	-	-	6,00	2,00	-

3232 - шпинелевый гарцбургит; 3233, 3193, 3053, 3073, 3263, 3254, 3256 - шпинель-гранатовый лерцолит; 3275 - шпинелевый ортопироксенит; 3225 - шпинель-гранатовый вебстерит; 3022 - шпинелевый вебстерит. Шпинель в форме пластинок расплава; 3062 - шпинелевый лерцолит.

(в %) шпинелей из ультраосновных включений трубки Обнаженная

	3225	3053	3073	3263	3256	3022	3062
	5,59	7,50	7,50	4,39	6,84	5,20	3,90
	0,23	0,13	0,11	Не обн.	Не обн.	0,10	0,28
	42,63	28,50	27,50	51,57	52,00	40,00	39,80
	4,73	-	-	4,21	3,09	-	-
	7,80	14,90	15,44	7,51	8,36	12,21	11,13
	0,14	0,19	0,24	0,33	0,18	0,18	0,21
	12,27	14,33	14,09	14,52	14,06	17,23	17,53
	0,74	-	-	Следы	Следы	-	-
	Следы	-	-	"	"	-	-
	Не обн.	2,0	-	Не обн.	Не обн.	1,04	1,27
	26,29	31,91	34,70	16,78	14,89	23,56	24,82
	-	-	-	-	-	1,00	0,64
	100,42	97,46	99,58	99,31	99,42	100,52	99,58

## Формулы

	1,38	1,13	1,08	1,60	1,63	1,43	1,40
	0,52	0,87	0,92	0,35	0,31	0,57	0,60
	0,10	-	-	0,05	0,06	-	-
	0,71	0,65	0,61	0,77	0,75	0,72	0,73
	0,24	0,35	0,38	0,22	0,25	0,28	0,26
	0,01	-	0,01	0,01	-	-	-
	0,04	-	-	-	-	-	-

## Компонентный состав

	5,00	-	-	2,00	3,00	-	5,00
	20,00	35,00	38,00	17,80	15,30	28,00	17,70
	-	-	-	3,00	7,00	-	2,00
	69,00	56,30	54,00	77,20	74,70	71,30	74,30
	4,00	-	-	-	-	-	1,00
	2,00	8,70	8,00	-	-	0,70	-

Анализы выполнены в химической лаборатории Института земной коры СО АН СССР. Аналитики Г.В. Бондарева, Т.А. Лахно, Н.Г. Таскина. Анализы 3232, 3233, 3254, 3193, 3275, 3225, 3263, 3256 выполнены по образцам А.И. Пономаренко, анализы 3053, 3073, 3022, 3062 - по образцам Б.М. Владимирова.



кимберлитов являются крайне незначительные колебания их железистости внутри генетических групп. В то же время пределы изменений отношения  $\text{Ca}/\text{Ca}+(\text{Mg}+\text{Fe})$  достаточно большие – от 0,32 до 0,50 в кимберлитах и от 0,42 до 0,58 в щелочных базальтах.

Для ромбических пироксенов основные колебания составов осуществляются путем изменения соотношений  $\text{Fe}/\text{Mg}$ , поэтому бесплодна попытка увязать физико-химические параметры кристаллизации включений в зависимости от характера распределения  $\text{Fe}/\text{Mg}$  в клино- и ортопироксенах. Большие возможности выявляются при сопоставлении соотношений кальция с железом и глинозема с кальцием и суммой магния и железа (рис. 44, 45).

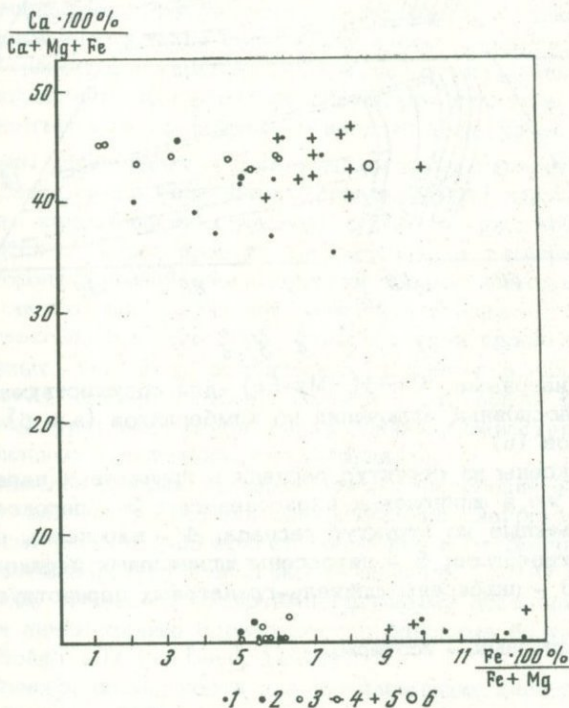


Рис. 44. График распределения кальция и железа между сосуществующими клино- и ортопироксенами ультраосновных включений

Включения из кимберлитов: 1 – структура распада в гранатовых перидотитах и пироксенитах; 2 – перекристаллизованные структуры распада в гранатовых перидотитах и пироксенитах; 3 – гранатовые и шпинелевые перидотиты и пироксениты с равновесными парагенезисами; 4 – структуры распада в вебстеритах, не содержащих шпинели и граната. Включения из щелочных базальтов: 5 – шпинелевые перидотиты и пироксениты; 6 – шпинель-гранатовые перидотиты и пироксениты

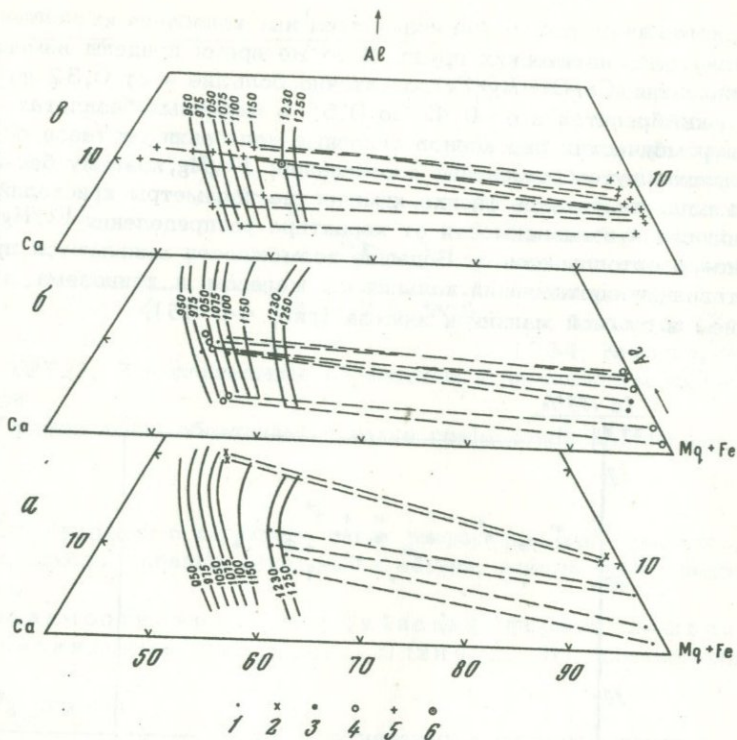


Рис. 45. Диаграмма Ca-Al-(Mg+Fe) для сосуществующих пироксенов ультраосновных включений из кимберлитов (а и б) и щелочных базальтов (в)

1 - пироксены из структур распада в гранатовых парагенезисах; 2 - то же, в шпинелевых парагенезисах; 3 - пироксены, перекристаллизованные из структур распада; 4 - пироксены из равновесных парагенезисов; 5 - пироксены шпинелевых перидотитов из базальтов; 6 - пироксены шпинель-гранатовых перидотитов из базальтов

Линии с цифрами - изотермы

При сопоставлении соотношений известковости и железистости пироксенов ультраосновных включений из кимберлитов выявляются те же две группы, что и на диаграмме Mg-Ca-(Fe + Mn). При этом и клино-, и ортопироксены сохраняют свою индивидуальность - являются самыми маложелезистыми среди всех типов изверженных и собственно метаморфических парагенезисов. Следует отметить и их низкую известковистость.

Между собой пироксены низко- и высокотемпературных ассоциаций различаются характером соотношений ромбических и моноклинных видов. В низкотемпературных ассоциациях разница в их желе-

железистости значительна в магнезиальной области, а у наиболее железистых разностей практически тождественна. В высокотемпературных ассоциациях ортопироксены намного превосходят по железистости ассоциированные с ними клинопироксены. Это обусловлено природой реакций, посредством которых были образованы соответствующие минеральные фазы. На диаграмме Ca-Mg-Al (см. рис. 45, а, б), построенной по методу М.О'Хара и Е. Мерси (O'Naga, Mercy, 1963), ромбические и моноклинные пироксены, связанные со структурами распада, обнаруживают наибольшую разницу в содержании глинозема главным образом за счет наивысшей его концентрации в клинопироксенах. Последние занимают поле с низким содержанием кальция. Равновесные ассоциации всех трех модификаций (гранатовые, шпинель-гранатовые и шпинелевые) имеют почти равные содержания глинозема в ромбических и моноклинные разновидности. Относительные возрастания содержаний этого элемента прослеживаются от гранатовых парагенезисов к чисто шпинелевым. Моноклинные пироксены здесь сильно обогащены известью, что является следствием их сравнительно низкотемпературной природы.

Пироксены шпинелевых и гранат-шпинелевых парагенезисов из щелочных базальтов и базанитов карбонатитовых комплексов по соотношению кальциевости и железистости (см. рис. 44) значительно отличаются от пироксенов из ультраосновных включений кимберлитов в сторону большей обогащенности обоими элементами. По характеру соотношений этих показателей они ближе стоят к пироксенам Бушвельда и Стилвотера. Эта тенденция прослеживается как у моноклинных, так и у ромбических пироксенов на диаграмме (Mg+Fe)-Ca-Al (см. рис. 45, в). Вместе с тем общая картина распределения фигуративных точек очень близка к характеру распределения стабильных ассоциаций из кимберлитов.

Сопоставление данных по характеру распределения фигуративных точек химических составов пироксенов на диаграмме (Mg+Fe)-Ca-Al (см. рис. 45) позволяет построить изотермические сечения, приняв температуру стабильности шпинели (1100°C) за граничную между высоко- и низкотемпературными ассоциациями. Температурные линии хорошо согласуются с оценками по кривой Б. Девиса и Ф. Бойда (Davis, Boyd, 1966).

К сожалению, возможности для интерпретации давлений на диаграммах данного типа отсутствуют, и построения М.О'Хара и Е. Мерси (O'Naga, Mercy, 1963) не подтверждаются.

К эмпирической оценке давлений можно подойти путем анализа соотношений  $J_a/Tsch$  в клинопироксенах подобно тому как это было сделано А. Уайтом (White, 1964) для эклогитов. На рис. 46 нанесены соотношения жадеита к молекуле Чермака для клинопироксенов ультраосновных включений из кимберлитов, щелочных базальтов и базанитов карбонатитовых комплексов. Граничная линия между гранатовыми и шпинелевыми перидотитами и пироксенитами оказалась сдвинута по сравнению с границей эклогит-гранулит в сторону больших значений  $J_d/Tsch$ .

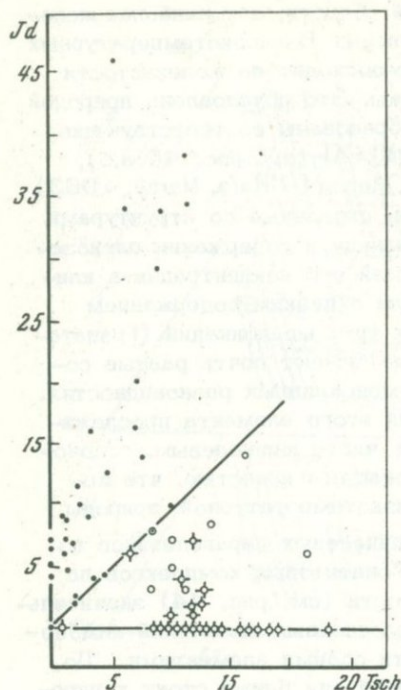


Рис. 46. Диаграмма соотношений  $Jd/Tsch$  в клинопироксенах ультраосновных включений

1 - гранатовые перидотиты и пироксениты из кимберлитов; 2 - шпинелевые перидотиты из кимберлитов; 3 - шпинель-гранатовые перидотиты из кимберлитов; 4 - шпинелевые и шпинель-плаггиоклазовые перидотиты и пироксениты из щелочных базальтов

- 1
- 2
- 3
- ◇ 4

#### К ВОПРОСУ ОБ ОЦЕНКЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Термин - "глубинные включения" является в известной степени произвольным. Им обычно называют ксенолиты, образовавшиеся из мантийного субстрата при давлениях, превышающих 20 кбар (Н.В.Соболев, 1970). Поскольку в представлениях о химическом и минеральном составе мантии нет единства, в группе глубинных включений фигурируют достаточно разнообразные типы пород. Из обширного списка работ, посвященных данному вопросу (Бобриевич, 1957, 1959; Бобриевич и др., 1959, 1960, 1964; Смирнов, 1959; Эрлих, 1959; Милашев, 1960, 1968; Милашев и др., 1963; Сарсадских и др., 1960; Ковальский, 1961; Панкратов, 1961; Францессон, 1962, 1968; В.С.Соболев, 1960, 1964; Н.В.Соболев, 1968, 1970; Н.В.Соболев и др., 1962, 1964, 1965, 1966, 1967, 1969, 1970, 1971; Лутц, 1968; Лутц, Маршинцев, 1962; Годовиков, Кеннеди, 1969; Ковальский, Никишов, 1969; Рингвуд и др., 1968; Грин, Рингвуд, 1968; Бойд и др., 1968; Владимиров, Одицов, 1971; Harris e.a., 1967; O'Hara, 1963; Carswell, Dawson, 1970) можно заклю-

чить, что выдвинуто два самостоятельных методологических направления служащих основой для отнесения пород к группе мантийных.

В соответствии с представлениями А.Э.Рингвуда (1964) к заведомо мантийным образованиям относятся только ультраосновные породы, в которых породообразующие фазы представлены оливином, орто- и клинопироксеном, гранатом и шпинелью. Эти минералы имеют строго фиксированный состав в зависимости от термодинамических уровней кристаллизации. Температура кристаллизации пород определяется соотношением  $Ca/(Mg+Ca)$  в клинопироксене, а давление — содержанием  $Al_2O_3$  в сосуществующем ортопироксене.

По данным М.О'Хара и Г.Йодера (1969 г.), Н.В.Соболева (1968) и В.С.Соболева (1973), мантия имеет сложный состав. Помимо преобладающих гипербазитов, значительная роль в ней отведена экологитам разнообразного базальтового состава. Введение в мантию экологитов обосновано находками алмазонасных ксенолитов в кимберлитовых трубках и представлениями о кристаллизации алмаза при давлениях, превышающих 50 кбар и температурах свыше  $1200^{\circ}C$ .

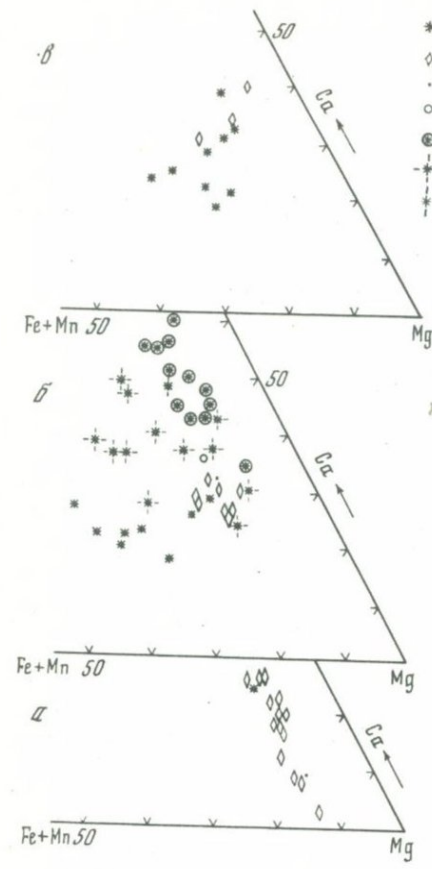
Вследствие того, что свойства породообразующих минералов, слагающих алмазонасные экологиты, варьируют в столь широких пределах, что выходят за рамки особенностей, принятых для мантийных минералов в первой модели, возникают затруднения при выборе критериев при оценке условий кристаллизации глубинных парагенезисов. Для устранения этих затруднений потребуются значительные усилия как в области теоретических и экспериментальных разработок, так и при интерпретации геологических материалов. В настоящее время в этом направлении можно предложить лишь предварительные варианты.

Если алмазонасные экологиты рассматривать, исходя из особенностей их химизма и породообразующих минералов, то не остается сомнений в тождестве большей их части с коровыми экологитами.

По химизму они не имеют сколько-нибудь значимых отличий от экологитов из регионально-метаморфизованных толщ (рис. 47, в; рис. 48) и соответствуют толеитовым и высокоглиноземистым базальтам (табл. 69). Отдельные разновидности, так же как и у коровых экологитов, выходят за рамки базальтовых составов из-за сильного обогащения известью. Тождественны они и по особенностям слагающих их породообразующих минералов (рис. 49, 50), что было отмечено А.П.Бобриевичем (1959) при описании первого алмазонасного экологита из кимберлитов Якутии.

Моноклиновый пироксен является типичным омфацитом. Содержание основных окислов превышает в нем: Si — 54%,  $Al_2O_3$  — 6% и  $Na_2O$  — 4,5%. Соответственно этому количество жадеитовой молекулы не опускается ниже 30%, причем соотношение  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  почти стехиометрично для жадеитовой молекулы, что свидетельствует о кристаллизации в условиях экологитовой фации (см. рис. 49). В то

же время сравнительно выдержанные значения  $\frac{Mg \cdot 100\%}{Mg+Ca+Fe}$ ,



\*1 Рис. 47. Химические составы гранат-клинопироксеновых пород эклогитовой фации из кимберлитов в системе Mg - Ca - (Fe+Mn) по данным различных авторов

а - гранатовые пироксениты; б - эклогиты; гранат-клинопироксеновые, корундовые, дистеновые и гроспидиты; в - алмазосные эклогиты  
 1 - Н.В. Соболев (1972); 2 - А.И. Пономаренко, табл. 11 и 12 этой книги; 3 - Е.В. Францесон (1968); 4 - Р.Н. Nixon e.a., 1963; 5 - гроспидиты; 6 - дистеновые эклогиты; 7 - корундовые эклогиты

изменяющиеся в пределах 40-45%, и большие колебания у  $\frac{Ca \cdot 100\%}{Ca + Mg + Fe}$ ,  $\frac{Fe \cdot 100\%}{Fe + Mg + Ca}$  и  $Ca/(Mg+Ca)$  свидетельствуют о широком температурном интервале кристаллизации проанализированных образцов.

Гранаты из алмазосных эклогитов подобно пироксенам наибольшие колебания обнаруживают в соотношениях  $\frac{Ca}{Ca+Mg+Fe}$  и  $\frac{Fe}{Fe+Mg+Ca}$ , но отличаются от гранатов из коровых эклогитов тем, что возрастание коэффициента  $\frac{Ca}{Ca+Mg+Fe}$  происходит у них параллельно падению  $\frac{Fe}{Fe+Mg+Ca}$ , тогда как у гранатов из метаморфических эклогитов этот коэффициент возрастает с повышением железистости. Содержание пиропового компонента в гранатах обоих типов эклогитов не превышает 55 мол.%, и в этом отношении они четко отличаются от "кимберлитовых" эклогитов К. Смуликовского (Smulikowski, 1964).

Рис. 48. Химические составы гранат-клинопироксеновых пород экологитовой фации из регионально метаморфизованных толщ земной коры в системе  $Mg - Ca - (Fe + Mn)$  по данным различных авторов  
 1 - R.G.Coleman e.a., (1965);  
 2 - В.И. Ленных (1968);  
 3 - И.Ф. Трусова (1956);  
 4 - Г.С. Йодер и К.Э. Тилли (1965); 5 - Н.Г. Удовкина (1971); 6 - К. Smulikowski (1964); 7 - P. Escola (1921)

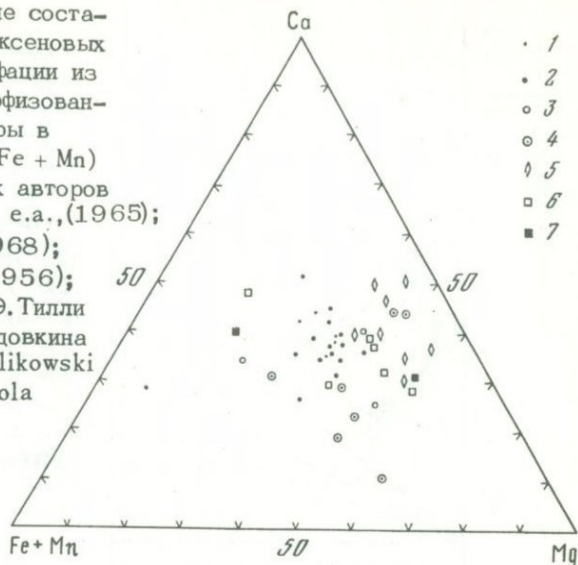
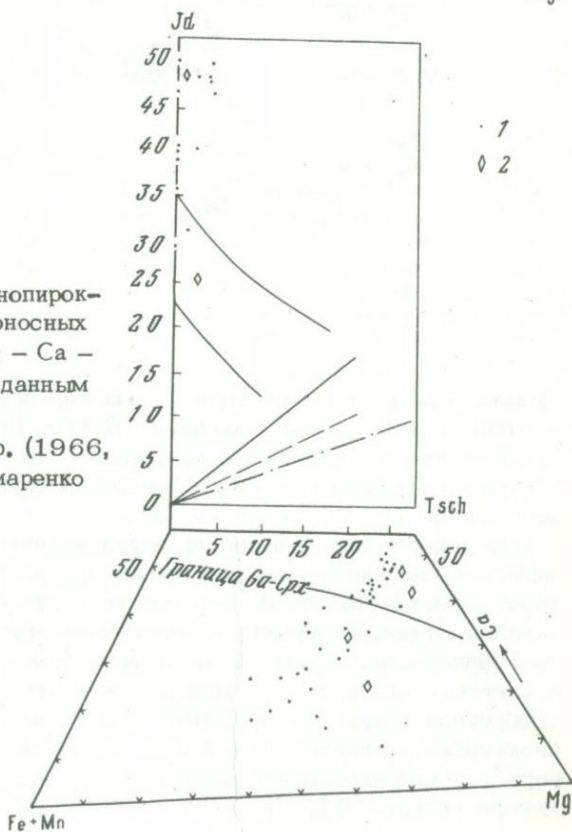


Рис. 49. Составы клинопироксенов и гранатов алмазонасных экологитов в системах  $Mg - Ca - (Fe+Mn)$  и  $Jd/Tsch$  по данным различных авторов  
 1 - Н.В. Соболев и др. (1966, 1969); 2 - А.И. Пономаренко



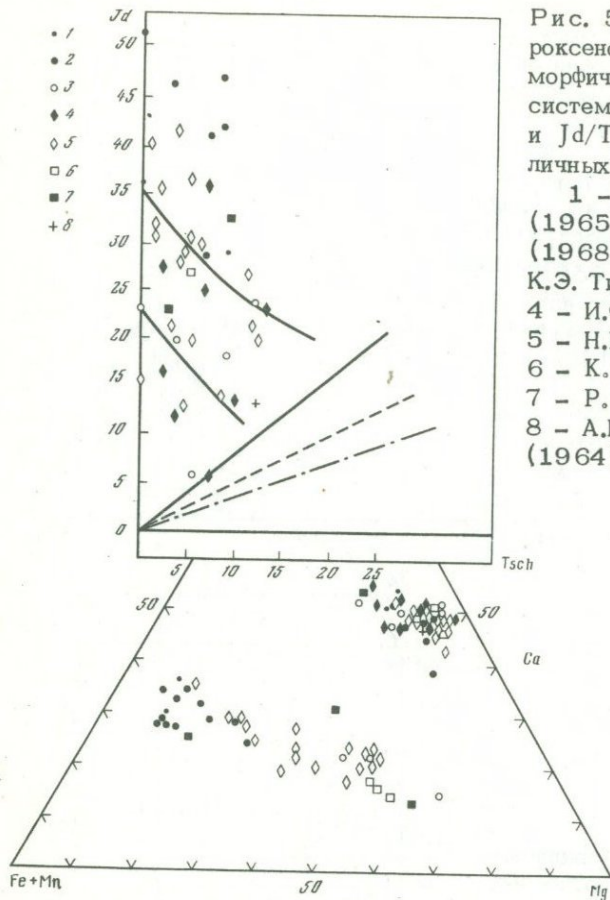


Рис. 50. Составы клинопироксенов и гранатов метаморфических эклогитов в системах Mg-Ca-(Fe+Mn) и Jd/Tsch по данным различных авторов

1 - R. G. Coleman e.a. (1965); 2 - В.И. Ленных (1968); 3 - Г.С. Йодер и К.Э. Тилли (1965); 4 - И.Ф. Трусова (1956); 5 - Н.Г. Удовкина (1971); 6 - К. Smulikowski (1964); 7 - P. Escola (1921); 8 - А.П. Бобриевич и др. (1964)

Показательны для пироксенов и гранатов алмазоносных эклогитов и очень низкие значения хрома ( $< 0,1\%$ ). Подобные содержания хрома в пирроп-альмандиновых гранатах и диопсидовых пироксенах неизвестны нигде, кроме регионально- и контактнометаморфизованных пород.

Из аксессуарных и второстепенных минералов у алмазоносных эклогитов из кимберлитовых грубок присутствуют дистен, корунд, рутил, алмаз, графит. Из них только корунд не встречен в коровых эклогитах. Совершенно аналогичные, но не содержащие алмазов гранат-клинопироксеновые породы (см. рис. 47,б) изучены в якутских кимберлитах и описаны как метаморфические эклогиты (Бобриевич и др., 1959, 1964). По химизму они также являются базальтоидами толеитового и высокоглиноземистого типов, по набору и характеру породообразующих, второстепенных и аксессуарных минералов (рис. 51, табл. 70) не отличимы от алмазоносных и

Таблица 69

Нормативные составы алмазоносных эклогитов и гранулитов трубки Мир

Минерал	M-33	M-52	M-45	A-45/2	M-5	180
Q	-	0,79	-	4,89	4,56	2,48
Or	1;57	0,95	0,62	2,53	1,27	3,47
Ab	7,87	13,62	8,02	19,37	19,67	19,83
An	19,03	9,97	20,20	8,25	12,83	6,77
Hd	4,72	7,88	4,30	8,06	7,00	8,62
Di	23,58	33,74	12,88	24,20	35,02	25,88
Hu	5,48	2,95	11,05	7,53	2,61	6,06
En	27,37	26,08	33,24	22,70	15,21	22,95
Fa	0,54	-	0,55	-	-	-
Fo	6,69	-	6,86	-	-	-
Hm	0,88	1,26	0,62	1,14	-	1,26
Mt	2,27	2,66	1,66	1,33	0,50	2,17
Sm	-	0,09	-	-	0,24	-
Pr	-	-	-	-	0,24	-
Cs	-	-	-	-	-	-
Ar	-	-	-	-	-	-
Эквива- лентный тип маг- мы	Недосы- щенный толеит	Насы- щенный толеит	Недосы- щенный толеит		Пересыщенный толеит	
Источник	А.И.Бот- кунов и др., 1966	Н.В.Со- болев, И.К.Куз- нецова, 1966	Н.В.Со- болев, 1974	А.И.Поно- маренко (см.табл.12 данной книги)	Н.В.Со- болев, И.К.Куз- нецова, 1966	Н.В.Со- болев, И.К.Куз- нецова, 1966

коровых эклогитов. Если не акцентировать внимание на алмазе, то признаков, по которым можно было бы с уверенностью отличить эти три типа пород, пока не найдено.

Среди ксенолитов из кимберлитовых трубок очень контрастны по отношению к вышеописанным гранат-клинопироксеновые породы, сложенные высокохромистым диопсидом и гранатом. По петрохимическим свойствам (см. рис. 47,а) они являются ультраосновными породами, совершенно аналогичными гранатовым перидотитам и не могут, строго говоря, быть названы эклогитами. Вероятно, они должны классифицироваться как гранатовые клинопироксениты. Их ультраосновной состав подчеркивается химизмом породообразующих минералов, а также набором аксессуаров.

Моноклинные пироксены являются высокомагнезиальными эндиопсидами (рис. 52), составы которых, как и в пироповых перидотитах в системе Ca-Mg-Fe ограничены координатами  $Ca/Ca+(Mg+Fe) = 32-50$ ,  $Mg/Mg+(Ca+Fe) = 50-62$  и  $Fe/Fe+(Mg+Ca) = 1-5$ .

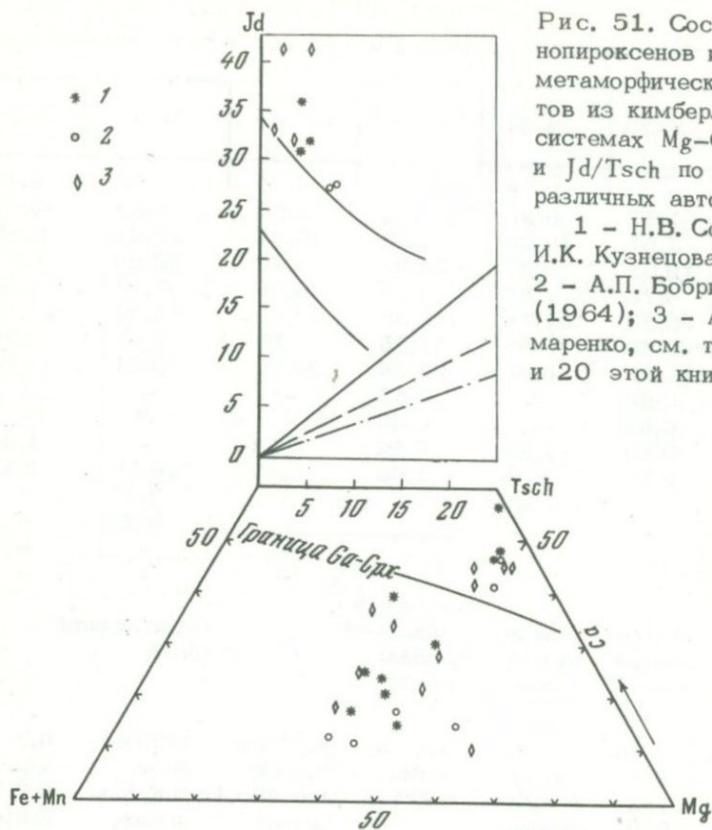


Рис. 51. Составы клинопироксенов и гранатов метаморфических эклогитов из кимберлитов в системах  $Mg-Ca-(Fe+Mn)$  и  $Jd/Tsch$  по данным различных авторов  
 1 - Н.В. Соболев, И.К. Кузнецова (1965);  
 2 - А.П. Бобривич (1964); 3 - А.И. Пономаренко, см. табл. 19 и 20 этой книги

В отличие от клинопироксенов из описанных выше эклогитов они выдержаны по железистости ( $\frac{Fe \cdot 100\%}{Fe+Mg+Ca}$  не больше 5%), содержат мало глинозема и щелочей, сильно обогащены хромом (см. табл. 20 анализы А-1, А-29, М-99, М-100).

Гранаты относятся к хромистым пиропам (см. рис. 52), в которых пироповая молекула присутствует в количествах, превышающих 60%, а  $Ca/Ca+Mg+Fe$  не поднимается выше 30%. По-видимому, ксенолиты и были отнесены К. Смуликковским (Smulikowski, 1964) и Р. Коллеманом (Colleman *et al.*, 1965) к кимберлитовым.

Наконец, рудные минералы в этом типе гранат-клинопироксеновых пород представлены сульфидами. В них не были отмечены дистен, корунд, плагиоклаз и кварц.

Гранат-клинопироксеновые породы этого типа были выделены в самостоятельную группу еще на ранних этапах изучения якутских кимберлитов А.П. Бобривичем (1959) как магматические эклогиты.

Интересно, что в составе метаморфических толщ земной коры подобные образования встречаются только в ассоциации с пироповыми перидотитами. Большинство же гранат-клинопироксеновых пород из ультраосновных массивов, в том числе и апоперидитовые эклогиты Полярного Урала (Удовкина, 1971), имеют базальтовый состав, а ультраосновные гранат-клинопироксеновые породы Норвегии (Escola, 1921) и Японии (Удовкина, 1971) по высокому соотношению  $Tsch/Jd$  в клинопироксенах соответствуют гранатовым гранулитам несмотря на то, что ассоциированные с ними гранат-клинопироксеновые породы базальтового состава являются типичными эклогитами. Следовательно, высокомагнезиальные, соответствующие по химизму ультраосновным породам, гранат-клинопироксеновые парагенезисы требуют наиболее оптимальных параметров для перехода в эклогитовую фацию. Используя анализы трех энстатитсодержащих гранатовых клинопироксенитов трубки Обнаженная (см. табл. 64, анализы 2066, 1614, 0-1), эти параметры следует оценивать в следующих пределах: давление 35-45 кбар, температура 1075-1250°C.

Для коровых эклогитов Полярного Урала по диаграмме А.А. Перчука температуры кристаллизации гранатов и амфиболов были определены Н.Г. Удовкиной (1971) в пределах 540-640°C, для

Рис. 52. Составы гранатов и клинопироксенов гранатовых клинопироксенитов из кимберлитов в системах  $Mg-Ca-(Fe+Mn)$  и  $Jd/Tsch$  по данным различных авторов

1 - Н.В. Соболев, И.А. Кузнецова (1965);  
 2 - А.И. Пономаренко, см. табл. 19, 20 этой книги;  
 3 - Р.Н. Nixon e.a. (1963);  
 4 - D.A. Carswell, J.V. Dawson (1970);  
 5 - А.И. Пономаренко, Б.М. Владимиров, см. табл. 63, 67 этой книги

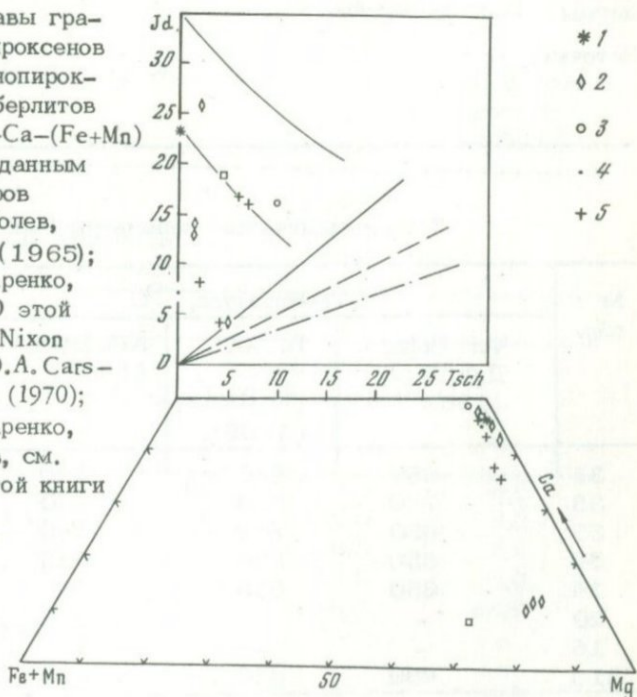


Таблица 70  
Нормативные составы эклогитов

Минерал	A-28	A-361	A-473	A-305	A-410
Q	-	-	-	-	-
Qr	1,97	0,92	2,45	0,62	0,93
Ab	11,82	8,52	8,58	6,80	9,05
An	18,70	7,90	15,02	10,20	15,15
Hd	6,00	6,80	3,48	13,14	6,14
Di	20,86	37,98	24,38	26,30	24,58
Hu	7,23	3,36	3,70	9,20	5,80
En	27,65	18,13	15,97	21,20	28,20
Fa	-	1,60	1,26	-	-
Fo	1,46	12,31	21,75	9,75	5,24
Hm	1,06	0,84	0,98	0,98	2,00
Mt	2,20	1,28	1,38	1,38	2,65
Сm	-	-	-	-	-
Pr	0,10	-	0,09	-	0,09
Cc	0,79	0,36	-	0,43	-
Ap	0,16	-	0,15	-	0,16

Эквивалент-  
ный тип  
магмы

Насыщен-  
ный

Недосыщенный

Насыщен-  
ный

Источник

А.И. Поно-  
маренко  
(табл.12)

из кимберлитовой грубки Мир

A-200	A-408	A-173	A-258	A-474	A-45	EM-104r
-	-	-	-	-	1,49	-
1,62	1,28	0,93	1,60	0,93	0,97	1,63
5,20	11,52	7,82	6,05	9,83	6,82	4,25
18,17	14,07	20,20	17,35	16,98	18,02	20,58
6,56	5,60	7,00	7,20	8,84	4,14	7,66
26,24	22,46	28,02	28,88	26,50	20,72	28,24
5,04	5,24	4,18	4,28	5,86	4,30	6,27
20,24	20,97	16,79	17,12	17,67	34,44	25,12
1,16	1,81	1,94	1,83	2,27	-	0,07
11,58	11,93	10,36	11,37	9,07	-	3,81
1,30	1,32	0,76	1,14	0,62	1,94	0,52
2,73	2,30	1,91	3,09	1,63	5,16	2,45
-	-	-	-	-	1,27	-
-	1,34	0,09	0,09	-	0,20	-
-	-	-	-	0,25	0,52	-
0,16	-	-	-	-	-	-

Недосыщенный

Пересыщен-  
ный голцит

Насыщен-  
ный

А.И. Пономаренко (см. табл. 12)

Е.В. Фран-  
цессон,  
1968

Таблица 71  
Термодинамические параметры P-T условий криз

№ обр.	Температура, °C			
	Ф.Р. Бойд, Д.Ф. Шерер (1963)	В.Т.С. Davis, F.R. Boyd (1966)	А.А. Перчук (1967)	Г.С. Йодер, (1965)
31	650	850	640	14,5
33	740	920	640	15,0
35	650	850	580	14,5
36	650	850	625	14,5
14	650	850	540	14,5
20	-	-	425	-
16	-	-	780	-
218	450	650	625	12,5

таллизации природных эклогитов

Давление, кбар				
К.Э. Тидли	И. Куширо, Г.С. Йодер (1971)			
16,0	14,5	4,0	7,5	4,0
17,5	14,5	6,0	8,0	4,0
16,0	14,0	9,0	12,5	7,5
16,0	14,5	9,0	12,5	8,0
16,0	14,0	14,5	16,0	12,0
-	12,5	-	-	-
-	15,5	-	-	-
14,5	14,0	3,5	4,0	4,0

Таблица 72

Термодинамические параметры равновесной кристаллизации Crx-Ca в алмазоносных эклогитах

№ обр.	Температура, °С		Давление, кбар				Автор анализа
	Ф.Р.Бойд, Д.Ф.Шерер (1963)	В.Т.С. Davis, F.R.Boyd (1966)	Г.С.Йодер, К.Э.Тилли (1965)		И. Кусиро, Г.С.Йодер (1971)		
M-45	875	1075	17,0	18,0	13,0	19,0	Н.В.Соболев 1966, 1969
P-5108	725	925	16,0	17,0	10,0	14,0	Тот же
A-45/2	650	850	15,0	16,5	14,0	17,5	А.И.Понома- ренко
TM-8	680	880	15,0	16,5	18,0	18,0	Н.В.Соболев, 1966, 1969
M-180	600	800	14,5	16,2	12,0	16,0	Тот же
M-52	650	850	15,0	16,5	11,5	15,0	"
M-46	650	850	15,0	16,5	11,5	15,0	"
M-53	550	750	14,0	16,0	14,0	17,5	"
M-50	550	750	14,0	16,0	14,0	17,5	"
MB-1	600	800	14,5	16,2	15,0	18,0	"
M-49	520	720	14,0	16,0	13,0	17,0	"
M-51	600	800	14,5	16,2	14,0	17,5	"
M-33	650	850	15,0	16,5	12,5	17,5	"
M-59	600	800	14,5	16,2	15,0	18,0	"
M-821	425	625	14,8	14,6	14,0	18,0	"
111060	475	675	13,5	15,0	14,0	16,0	"
388	680	880	15,0	16,5	16,0	17,5	А.И. Понома- ренко
952	725	925	16,0	17,0	8,0	12,0	Тот же

эклогитов Польши и Гренландии - 625-780°C, для Новой Каледонии - 425°C. Соответственно, по диаграмме Г.С.Йодера и К.Э.Тилли (1965) давление оценивается в 12,5 кбар (Новая Каледония) и 14-14,5 кбар (Полярный Урал). При использовании кривой Ф.Р.Бойда и Д.Ф.Шерера (1963), отражающей "сухую" систему, температура кристаллизации этих же образцов в целом сопоставима с данными диаграммы А.А.Перчука, в то время как температуры, полученные по кривой Б.Дэвиса и Ф.Бойда (Davis, Boyd, 1966), оказываются более высокими.

При сопоставлении равновесных давлений по диаграммам Г.Йодера и др. (1963), и И. Кусиро и Г.Йодер (1971) в области низких давлений расхождения большие, а высоких - сопоставимые. Любой из вариантов по определению P-T-условий кристаллизации коровых (табл. 71), метаморфических из кимберлитов и алмазоносных (табл. 72) эклогитов дают цифры примерно 600-850°C и 12-16 кбар. Лишь один образец алмазоносного эклогита, тождественный

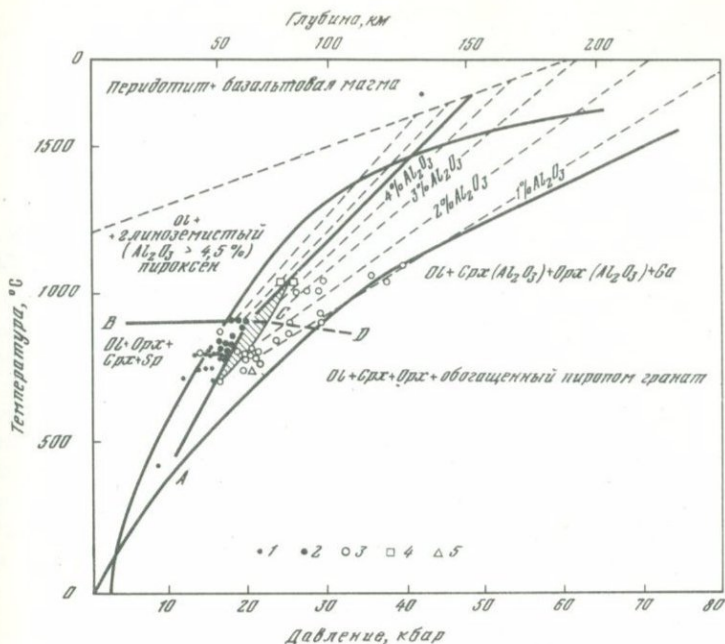


Рис. 53. P-T-диаграмма полей устойчивости минеральных ассоциаций в ультраосновных породах по природным парагенезисам

1 - шпинелевые лерцолиты из базальтов; 2 - шпинелевые лерцолиты из кимберлитов; 3 - гранатовые лерцолиты из кимберлитов; 4 - вебстериты из кимберлитов; 5 - вебстеритовый парагенезис из алмаза

ADB - поле шпинелевых гипербазитов, BD - предполагаемая граница низко- и высокотемпературных ассоциаций с гранатом; заштрихованное поле ограничивает шпинель-гранатовые ассоциации

по всем признакам гранатовым клинопироксенитам (см. табл. 72, анализ М-45), дал результаты:  $T = 1075^{\circ}\text{C}$  и  $P = 19$  кбар. Учитывая, что в районах развития кимберлитовых трубок раздел Мохоровичича залегает на глубине, превышающей 45 км, эклогиты этих трех категорий нельзя относить к мантийным образованиям. Отсюда факты присутствия алмазов в отдельных образцах эклогитов можно рассматривать с позиций его метастабильной кристаллизации в природных условиях. Подобная мысль была уже высказана У. Файфом и др. (1962). Во всяком случае, после находок алмазов в ксенолитах, содержащих плагиоклаз, и в гранатовых гранулитах Кокчетавского массива (Розен и др., 1972) такое предположение кажется противоестественным.

Не однозначные результаты получаются и при интерпретации условий кристаллизации ультраосновных парагенезисов.



Интерпретация температур кристаллизации природных парагенезисов, в основу которой положена кривая Б.Т.Дэвиса и Ф.Р.Бойда, дает менее определенные результаты. В этом варианте поле устойчивости шпинели расширяется до температур  $1130^{\circ}\text{C}$ , а по давлению до 28 кбар – при  $1100^{\circ}\text{C}$  и 20 кбар – при  $800^{\circ}\text{C}$ . В соответствии с новой диаграммой ультраосновных минеральных ассоциаций, составленной Д.Х.Грином и А.Э.Рингвудом (1970), температурные границы устойчивости шпинели как будто согласуются с теоретическими представлениями этих авторов. Однако границы устойчивости по давлению значительно расходятся с их рисовкой, и природные шпинелевые перидотиты в низкотемпературной области попадают в поле гранатовых парагенезисов, а в высокотемпературной области гранатовые перидотиты заходят в поле парагенезисов, состоящих из высокоглиноземистых пироксенов. Выход из этих противоречий можно найти путем изменения наклонов и расстояний изолиний  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в ортопироксенах (рис. 54). В соответствии с исправленной диаграммой ультраосновные ксенолиты из щелочных базальтов карбонатитовых комплексов оказываются вынесенными с глубин максимум 60 км, а из кимберлитов – 150 км.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ультраосновные включения встречены в Восточной Сибири в четырех формационных типах изверженных пород: кимберлитах, щелочно-ультраосновных породах карбонатитовых комплексов, щелочных базальтах и трахибазальтах.

В кимберлитах ультраосновные включения отличаются наиболее широким набором минералогических разновидностей. Из них гранатильменитовые, ильменитовые и гранатовые перидотиты и пироксениты специфичны только для данного формационного типа пород.

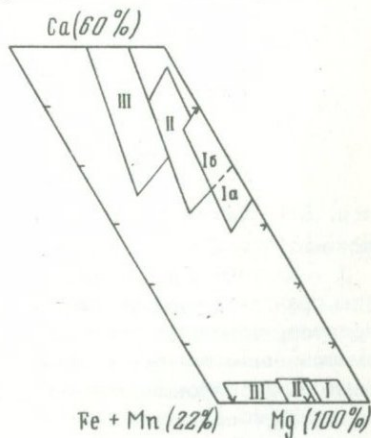


Рис. 55. Составы клино- и ортопироксенов ультраосновных включений в системе (Mg - Ca - (Fe + Mn))

I а - высокомагнезиальные из кимберлитов; I б - магнезиальные из кимберлитов; II - перидотит-пироксенитовые из щелочных базальтов и базанитов; III - клинопироксенит-верлитовые из щелочных базальтов и базанитов

## Основные характеристики глубинных включений из

Формационный тип вмещающих пород	Парагенетические типы включений					
	Гранат-ильменитовые		Ильменитовые		Гранатовые	
	соотношение $\frac{Fe \cdot 100\%}{Fe + Mg + Ca}$					
	Срх	Орх	Срх	Орх	Срх	Орх
Кимберлиты	4-5	15	5-12		0,3-4	3,5-8

Щелочные базальты и трахибазальты

Базаниты карбонатитовых комплексов

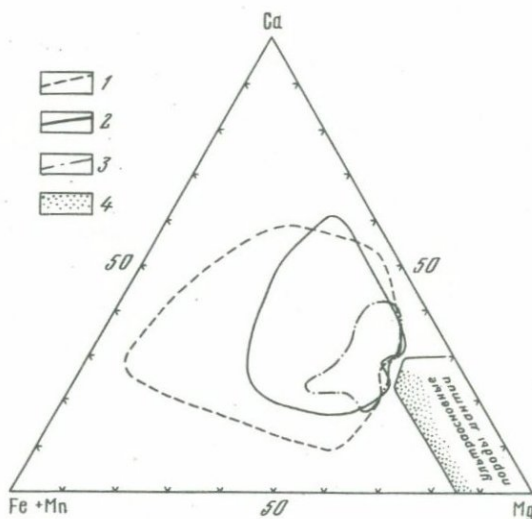


Рис. 56. Химический состав гранат-клинопироксеновых пород в системе Mg-Ca-(Fe+Mn)

1 - эклогиты из регионально-метаморфизованных толщ; 2 - ксенолиты гранат-клинопироксеновых пород базальтового состава из кимберлитов, щелочных базальтов и базанитов; 3 - ксенолиты гранат-клинопироксеновых пород из кимберлитов, содержащие алмазы; 4 - гранатовые клинопироксениты (магматические или магнезиальные эклогиты) из кимберлитов

Парагенетические типы включений

Шпинель-гранатовые	Шпинелевые	Шпинель-плаггио- класовые
--------------------	------------	------------------------------

в пироксенах

Срх	Орх	Срх	Орх	Срх	Орх
0,3-4	3,5-8	0,3-4	3,5-8		

3-5                      8-10                      3,5-8                      8-12                      10-15

3-8                      8-12                      10-15

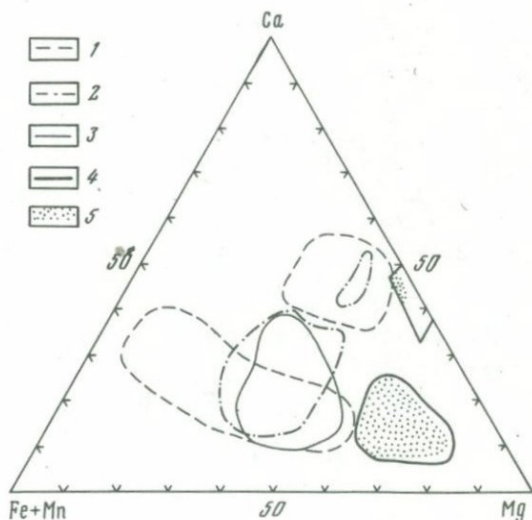


Рис. 57. Составы гранатов и пироксенов из гранат-клинопироксеновых парагенезисов в системе Mg-Ca-(Fe + Mn)

1 - эклогиты из регионально-метаморфизованных толщ; 2 - алмазоносные гранат-клинопироксеновые ксенолиты из кимберлитов; 3 - ксенолиты гранат-клинопироксеновых пород базальтового состава из кимберлитов, щелочных базальтов и базанитов; 4 - гранаты и клинопироксены ультраосновных включений из кимберлитов; 5 - гранатопироксениты (магматические или магнезиальные эклогиты) из кимберлитов

Ультраосновные включения из щелочных базальтов, трахибазальтов и базанитов карбонатитовых комплексов подразделяются генетически на две группы – перидотит–пироксенитовые включения) и клинопироксенит–верлитовую. Первая группа представлена шпинелевыми и шпинель–гранатовыми перидотитами и пироксенитами. Породообразующие минералы шпинелевых парагенезисов тождественны во всех разновидностях включений независимо от формационного типа вмещающих пород. Включения со шпинель–гранатовым парагенезисом встречаются только в щелочных базальтах.

Включения клинопироксенит–верлитовой группы пород из щелочных базальтов отличаются от подобных включений из базанитов карбонатитовых комплексов отсутствием роговой обманки и породообразующей слюды. В кимберлитах включений этих групп не встречено.

Хотя шпинелевые перидотиты и пироксениты являются сквозными для всех формационных типов пород, а шпинель–гранатовые – для кимберлитов и щелочных базальтов, по составу пироксенов шпинелевые и шпинель–гранатовые включения из кимберлитов четко отличаются от включений из базальтов и базанитов (табл. 73, рис. 55). Вообще все ультраосновные включения из кимберлитов хорошо отличаются от ультраосновных включений из других типов пород как качественно, так и по особенностям слагающих их минералов.

Также хорошо различаются между собой окрашенники из кимберлитов и щелочных базальтов и базанитов карбонатитовых комплексов.

Включения эклогитов зафиксированы в кимберлитах, щелочных базальтах и базанитах карбонатитовых комплексов. В породах щелочно–базальтоидной и щелочно–ультраосновной формаций эклогиты являются коровыми обломками и относятся к гранат–клинопироксеновым разностям. В кимберлитах присутствуют по крайней мере две генетические группы гранат–клинопироксеновых пород – коровые и мантийные.

Коровые эклогиты представлены здесь базальтоидными породами гранат–клинопироксенового (в том числе и алмазоносными) и гранат–клинопироксен–дистенового парагенезисов. Мантийные гранат–клинопироксеновые породы являются по существу ультраосновными породами и тесно связаны происхождением с гранатовыми перидотитами и вебстеритами (рис. 56, 57).

## ЛИТЕРАТУРА

- Бартошинский З.В. Об алмазах из эклогита кимберлитовой трубки Мир. — "Геол. и геофиз.", 1960, № 6, с. 129–131.
- Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства порообразующих минералов и горных пород. М., "Наука", 1970. 276 с.
- Белов И.В. Лавы Джидинских вулканов. — "Изв. СО АН СССР", 1958, № 4, с. 33–44.
- Белов И.В. Натровый сандин из щелочных базальтоидных лав р. Бартой (Селенгинская Даурия). — "Зап. Вост.-Сиб. отд. Всесоюз. минер. об-ва", 1960, вып. 2, с. 132–138.
- Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963, 371 с.
- Белов И.В., Богидаева М.В. Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1962, т. II, с. 103–156.
- Бобриневич А.П. К петрографии ультраосновных включений в кимберлитах Восточной Сибири. — "Разведка и охрана недр", 1957, № 1, с. 6–11.
- Бобриневич А.П. К проблеме эклогитов в кимберлитах Якутии. Тезисы Совещания по геол. строению и минер. ресурсам Сибирской платформы. Иркутск, СО АН СССР, 1959, с. 72–75.
- Бобриневич А.П., Калужный В.А., Смирнов В.И. Муассанит в кимберлитах Восточно-Сибирской платформы. — "Докл. АН СССР", 1957, т. 115, № 6, с. 1189–1192.
- Бобриневич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А., Красов Л.М., Смирнов Г.И., Юркевич Р.К. Алмазные месторождения Якутии. М., Госгеолтехиздат, 1959. 527 с.
- Бобриневич А.П., Смирнов Г.И., Соболев В.С. К минералогии ксенолитов гроссуляр-пироксен-дистеновой породы (гроссидита) из кимберлитов Якутии. — "Геол. и геофиз.", 1960, № 3, с. 18–24.
- Бобриневич А.П., Илупин И.П., Козлов И.Т., Лебедева Л.И., Панкратов А.А., Смирнов Г.И., Харьков А.Д. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М., "Недра", 1964. 191 с.
- Бойд Ф.Р., Мак-Грегор И.Д. Ультраосновные породы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968, с. 278–282.
- Бойд Ф.Р., Ингленд Дж. Л. Система экзстатит-пироп. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968, с. 285–288.
- Бойд Ф.Р., Ингленд Дж. Л., Дэвис Б.Т. К. Влияние давления на плавление и полиморфизм экзстатита. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968, с. 307–317.
- Бойд Ф.Р., Шерер Дж. Ф. Разрез  $MgSiO_3-CaMgSi_2O_6$ . — В сб.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., ИЛ, 1963, с. 353–358.
- Боткунов А.И., Кузнецова И.К., Соболев Н.В., Харьков А.Д. Новая находка алмазоносного эклогита в трубке Мир (Якутия). — "Геол. и геофиз.", 1966, № 11, с. 114–116.
- Вахрушев В.А., Прокопцев Н.Г. Первично магматические сульфидные образования в базальтах океанической коры и во включениях ультраосновных пород. — "Геол. рудных месторождений", 1969, № 6.
- Виноградов А.П., Кропотова О.И., Устинов В.И. Возможные источники углерода природных алмазов по изотопным данным  $C^{12}/C^{13}$ . — "Геохимия", 1965, № 6, с. 643–651.
- Владимиров Б.М., Одинцов М.М. Глубинный кимберлитовый магматизм и вопросы его структурного контроля. — В сб.: Геология и геофизика Восточной Сибири. Иркутск, 1971, с. 131–142.

- Владимиров Б.М., Твердохлебов В.А., Колесникова Т.П. Геология и петрография изверженных пород юго-западной части Гвинейско-Либерийского шита. М., "Наука", 1971. 242 с.
- Волянюк Н.Я. Вулканические стекла Мухор-Тала и связанные с ними шаровые образования (к вопросу ликвации в кислых лавах). М., "Наука", 1972. 148 с.
- Годовиков А.А., Кеннеди Дж.К. Эклогиты. - В сб.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., "Наука", 1969, т. 1, с. 48-61.
- Гордеева В.С. Минералогия ксенолитов ультраосновных пород в базальтах Бурятии. - "Минер. сб. Львовск. гос. ун-та", 1964, г. 18, вып. 1, с. 96-99.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии. - В кн.: Петрологии верхней мантии. М., "Мир", 1968, с. 9-77.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. - В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. М., "Недра", 1970, с. 107-206.
- Гутенберг Б.С. Физика земных недр. М., ИЛ, 1963. 263 с.
- Дашкевич Н.Н., Стародубцев Г.С., Германов Е.К. О кимберлитовых трубках и структуре Чадобешского поднятия. - "Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края", 1962, вып. 3, с. 117-130.
- Джефрис Г. Земля, ее строение и происхождение. М., ИЛ, 1960. 485 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 2, 3. М., "Мир", 1965. 317 с.
- Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А. Порообразующие пироксены. М., "Наука", 1971. 454 с.
- Дэли Р.О. Изверженные горные породы и глубины Земли. Гл. редакция геол.-развед. и геодез. лит.-ры. М., 1936. 592 с.
- Елисеев Э.Н. Рентгенометрическое изучение минералов изоморфного ряда форстерит-фаялит. - "Записки Всесоюз. минер. об-ва", 1957, ч. 86, вып. 6, с. 657-670.
- Елисеев Н.А. Основы структурной петрологии. Л., "Наука", 1967.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955. 480 с.
- Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961. 383 с.
- Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., "Наука", 1971. 168 с.
- Ильвицкий М.И., Колбанцев Р.В. Парагенетические типы и статистический анализ химизма оливинов. - "Докл. АН СССР", 1968, т. 179, № 6, с. 1428-1431.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965. 248 с.
- Карпинский Р.Б. О находке жильных кимберлитов в Енисейском крае. - "Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края", 1962, вып. 3, с. 235-237.
- Киселев А.И., Медведев М.Е. Перидотитовые включения в кайнозойских трихизальтах Прибайкалья. - "Докл. АН СССР", 1969, т. 187, № 6, с. 1383-1385.
- Ковальский В.В. Кимберлитовые породы Якутии и основные принципы их петрогенетической классификации. - Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1961.
- Ковальский В.В., Никишов К.Н. Некоторые вопросы генезиса ксенолитов в кимберлитах. - В сб.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., "Наука", 1969, с. 51-58. (Материалы симпозиума, 1967 г.).
- Конов А.А. Жидойский щелочно-ультраосновной плутон. М., "Наука", 1970. 84 с.

- Кононова В.А., Шанин Л.Л., Аракеяни М.М. Время формирования щелочных массивов и карбонатитов. - "Изв. АН СССР", серия геол., 1973, № 5, с. 25-36.
- Коэн Л.Х., ИТО К., Кеннеди Дж. К. Плавление и фазовые соотношения в безводных базальтах при давлении до 40 кбар. - В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., "Недра", 1970, с. 53-91.
- Крюков А.В., Крюкова З.В. Пиропы из трубки Тергешской. - "Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края", 1962, вып. 3, с. 131-140.
- Крюков А.В. Геология Конгаровской трубки взрыва в Северо-Минусинской впадине. - "Труды Сибирск. научно-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья", 1964, вып. 35, с. 190-202.
- Котельников Л.Г. Додевонские и посткарбоновые базальты Кузнецкого Алатау и Минусинской котловины. Л.-М., Гл. редакция геол.-развед. и геодез. лит.-ры, 1936. 34 с.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964. 307 с.
- Курода Е., Мацухиса И. О кристаллической структуре оливина. - В сб.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. II. М., "Наука", 1970, с. 169-180.
- Куширо И., Йодер Г.С. Реакции между форстеритом и анортитом при высоких давлениях. - В сб.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968, с. 294-299.
- Куширо И., Йодер Г.С. - Экспериментальное изучение базальт-эклогитовой инверсии. - В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., "Недра", 1971.
- Кутюлин В.А. К вопросу о составе верхней мантии в связи с изучением ультраосновных включений в базальтах. - "Докл. АН СССР", 1970, т. 194, № 2, с. 418-421.
- Кутюлин В.А., Фролова В.М. Петрология ультраосновных включений в базальтах Минусинской впадины и Забе калья и состав верхней мантии Земли. - В сб.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., "Наука". 1972, с. 55-80.
- Лавренев Ю.Б., Пожарицкая Л.К. Карбонатиты Восточного Саяна. - В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 466-468.
- Лебедев А.А. О вещественном составе кимберлитоподобных пород Алданского района. - "Материалы по геол. и полезным ископ. ЯАССР", 1962, вып. 9, с. 63-76.
- Левицкий В.А., Ратиани Д.Д., Попов С.Н., Парцхалава Н.И. Термодинамическое исследование реакции восстановления ильменита окисью углерода. - "Сообщения АН ГССР", 1969, т. 54, № 2, с. 353-356.
- Ленных В.И. Региональный метаморфизм докембрийских толщ западного склона Южного Урала и хребта Уралтау. (Путеводитель Уралтауской экскурсии). Свердловск, 1968. 67 с.
- Лутц Б.Г. Эклогиты верхней мантии и земной коры. - В сб.: Симпозиум по проблемам связи поверхностных структур земной коры с глубинными процессами. Киев, "Наукова думка", 1968. с. 242-250.
- Лутц Б.Г., Маршинцев В.К. Ксенолит гранатового пироксенита из кимберлитовой трубки Мир. - "Труды ЯФ АН СССР", 1962, вып. 14, с. 307 - 311.
- Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960. 275 с.

- Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа. - "Геотектоника", 1967, № 2, с. 3-20.
- Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М., "Наука", 1971, т.1. 480с., т. 2. 383 с.
- Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М., "Наука", 1968.
- Мак-Грегор И.Д. Реакция энстатит+шинель, форстерит+пироп. - В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968, с. 283-284.
- Мак-Грегор И.Д. Глиноземистые диопсиды в трехфазовой ассоциации диопсидовый твердый раствор+форстерит+шинель. - В сб.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968, с. 334.
- Мак-Грегор И.Д., Рингвуд А.Э. Природная система энстатит-пироп. - В сб.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968, с. 289-291.
- Марков В.К., Петров В.П., Делицина И.С., Рябинин Ю.А. Превращения флогопита при высоких давлениях и температурах. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1966, № 6, с. 10-20.
- Милашев В.А. Родственные включения в кимберлитовой трубке Обнаженной (бассейн р. Оленек). - "Записки Всесоюз. минер. об-ва", 1960, ч. 89, сер. 2, вып. 3, с. 284-299.
- Милашев В.А. Проблемы кимберлитобразования и верхней мантии Земли. - "Ученые записки НИИГА. Региональная геология". Л., 1968, вып. 12, с. 158-170.
- Милашев В.А., Кругоярский М.А., Рабкин М.И., Эрлих Э.Н. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы. - "Труды НИИГА", т. 126. М., Госгеолтехиздат. 1963, 215 с.
- Михеенко В.И., Владимиров Б.М., Ненашев Н.И., Сельдищева Е.Б. Валун алмазонасного эклогита из кимберлита трубки Мир. - "Докл. АН СССР", 1970, т. 190, № 6, с. 1440-1443.
- Одинцов М.М., Твердохлебов В.А., Владимиров Б.М. Структура, вулканизм и алмазонасность Иркутского амфитеатра. - "Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР". М., Изд-во АН СССР, 1962, вып. 4. 177 с.
- Одинцов М.М., Владимиров Б.М., Твердохлебов В.А. Глубинный магматизм и структурное развитие древних платформ. - В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии (Верхняя мантия). М., "Наука", 1970, с. 151-159.
- Островский И.А. Исследования по минералообразованию в некоторых силикатных расплавах под давлением водяного пара и водорода. "Труды ИГЕМ", 1956, вып. 1. 202 с.
- Охапкин Н.А., Чубугина В.Л. О пиропе и хромдиопсиде в базальтовых трубках Минусинского межгорного прогиба. - "Докл. АН СССР", 1960, т. 132, № 2, с. 439-443.
- Охапкин Н.А., Чубугина В.Л. О некоторых дайковых породах Северо-Минусинской впадины. - "Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края", Красноярск, 1961, вып. 2, с. 254-260.
- Панкратов А.А. К сравнительной характеристике включений пород ультраосновного состава с кимберлитами. - "Материалы по геол. и полезным ископ. ЯАССР". Якутск. 1961, вып. VII, с. 3-27.
- Перчук А.А. Анализ термодинамических условий минеральных равновесий в амфибол гранатовых породах. - "Изв. АН СССР", серия геол. 1967, № 3.
- Пономаренко А.И., Панкратов А.А., Побережский В.А. Проявление кимберлитового магматизма на южном склоне Анабарского поднятия. - В сб.: Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М., "Наука", 1970, с. 33 - 47.
- Пономаренко А.И., Харьков А.Д. Ксенолиты пород траптовой формации в кимберлитовых трубках Мало-Ботубинского алмазонасного района. -

- В сб.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск, СО АН СССР, 1971.
- Рингвуд А.Э. Модель верхней мантии. - В кн.: Верхняя мантия Земли. М., "Мир", 1964, с. 396-420.
- Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р. Петрографический состав верхней мантии. - В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968, с. 272-274.
- Ровша В.С., Илупин И.П., Телешова Р.Л. О составе моноклиновых пироксенов из кимберлитов. - В сб.: Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности северо-востока Сибирской платформы. Л., 1971.
- Розен О.М., Зорин Ю.М., Заячковский А.А. Обнаружение алмаза в связи с эклогитами в докембрии Кокчетавского массива. - "Докл. АН СССР", 1972, т. 203, № 3, с. 674-676.
- Розенбуш Г. Описательная петрография, ОНТИ, Горгеонефтеиздат, 1934. 720 с.
- Сарсадских Н.Н., Ровша В.С. Об условиях генезиса минералов-спутников алмазов в кимберлитах Якутии. - "Записки Всесоюз. минер. об-ва", вторая серия, 1960, ч. 89, с. 392-399.
- Сарсадских Н.Н., Ровша В.С., Благулькина В.А. Минералы включений пироповых перидотитов в кимберлитах Дальне-Алакатского района. "Материалы ВСЕГЕИ", 1960, новая серия, вып. 40, с. 37-55.
- Сахно В.Г., Денисов Е.П. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1963, № 8, с. 43-55.
- Скиннер Б.Дж., Бойд Ф.Р. Глиноземистые энстатиты. - В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Склярков Р.Я. Некоторые черты геологического строения Чадобецкого антиклинального поднятия. - "Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края", 1962, вып. 3, с. 21-30.
- Смирнов Г.И. К минералогии сибирских кимберлитов. - "Труды ЯФ АН СССР", серия геол., 1959, вып. 4. М., с. 47-73.
- Соболев В.С. Условия образования месторождения алмазов. - "Геол. и геофиз.", 1960, № 1, с. 7-22.
- Соболев В.С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. - "Геол. и геофиз.", 1964, № 1, с. 7-22.
- Соболев В.С. О генезисе лейцитовых пород. - "Докл. АН СССР", 1970, т. 194, № 4, с. 922-925.
- Соболев В.С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. - "XIII чтение им. В.И. Вернадского". М., "Наука", 1973. 34 с.
- Соболев В.С., Най Б.С., Соболев Н.В. Ксенолиты алмазоносных пироповых серпентинитов из трубки Айхал. - "Докл. АН СССР", 1969, т. 188, № 5, с. 1141-1143.
- Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. - "Докл. АН СССР", 1964, т. 158, № 1, с. 108-111.
- Соболев Е.В., Ленская С.В., Лисойван В.И., Самсоенко Н.Д. О состоянии примеси азота в алмазах. - В сб.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., "Наука", 1970, с. 223-228.
- Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М., "Наука", 1964. 217 с.
- Соболев Н.В. Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии. - В сб.: Кора и верхняя мантия Земли. М., "Наука", 1968, с. 119-126 (Материалы Междунар. геол. конгресса, XXIII сессия).
- Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблемы состава верхней мантии. Новосибирск, "Наука", 1974.

- Соболев Н.В., Вахрушев В.А. Сульфиды в пироповых перидотитах из кимберлитов Якутии. - "Записки Всес. мин. об-ва, вторая серия", 1967, т. 96, с. 450-453.
- Соболев Н.В., Зюзин Н.И., Кузнецова И.К. Непрерывный ряд пироп-гроссуляровых гранатов в гроссидитах. - "Докл. АН СССР", 1966, т. 167, № 4, с. 902-905.
- Соболев Н.В., Кузнецова И.К. Новые данные по минералогии эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии. - "Докл. АН СССР", 1965, т. 163, № 2, с. 471-474.
- Соболев Н.В., Кузнецова И.К. Минералогия алмазоносных эклогитов. - "Докл. АН СССР", 1966, т. 167, № 6, с. 1365-1369.
- Соболев Н.В., Кузнецова И.К., Боткунов А.И. Алмазоносный эклогит с обогащенным кальцием гранатом из трубки Мир (Якутия). - "Геол. и геофиз.", 1969, № 4, с. 115-128.
- Соболев Н.В., Кузнецова И.К., Пустынцев В.И., Харьков А.Д. Новые данные по минералогии алмазоносных эклогитов из трубки Мир (Якутия). - "Геол. и геофиз.", 1969, № 3, с. 113-116.
- Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Е.В., Хромовые пиропы из алмазов Якутии. - "Докл. АН СССР", 1969, т. 189, № 1, с. 162-165.
- Соболев Н.В., Лодочникова М.В. К минералогии гранатовых перидотитов. - "Геол. и геофиз.", 1962, № 6, с. 52-53.
- Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушия Р.А., Мишарина Л.А. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., "Наука", 1966.
- Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Гос. научно-техн. изд-во лит-ры по геол. и охвату недр, 1958.
- Трусова И.Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива. - "Сов. геол.", 1956, № 51, с. 45-74.
- Удовкина Н.Г. Эклогиты полярного Урала. М., "Наука", 1971. 191 с.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., "Мир", 1970. 552 с.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962. 414 с.
- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. - "Труды Вост.-Сиб. отд. АН СССР", 1960, вып. 19. 258 с.
- Францессон Е.В. Состав и строение кимберлитовой трубки Мир. - "Труды ЯФ АН СССР", М., Изд-во АН СССР, 1962, № 8, с. 19-38.
- Францессон Е.В. Петрология кимберлитов. М., "Недра", 1968. 199 с.
- Червинский П.Н. К вопросу о химизме и минералогическом составе перидотито-дунитовой оболочки земного шара. - "Записки Всесоюз. минер. об-ва", 1956, ч. 85, № 3, с. 397-401.
- Чубугина В.Л. О щелочно-ультраосновных породах Чадобецкого поднятия и их взаимодействии. - В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1963.
- Чураков А.Н. Кузнецкий Алатау, история его геологического развития и его геохимические эпохи. - В кн.: Очерки по геологии Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1932. 118 с.
- Щербаков И.Б. Минеральні парагенезиси деяких гранат - вміщуючих порід середнього Побужжя. - В сб.: Питання мінералогії і петрографії України, Изд-во АН УРСР, 1962, с. 188-193 (Тр. Ін-та геол. наук).
- Эдельштейн Я.С. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау из Восточного Саяна. - В кн.: Очерки по геологии Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1932. 59 с.

- Эрлих Э.Н. Кимберлитовые тела Укукитской группы (петрография, минералогия, генезис). — "Труды НИИГА", 1959, т. 65, с. 106-132.
- Adams L.H., Gibson R.F. The compressibilities of dunites and of basalt glass and their bearing of the composition of the Earth. — *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*", 1926, v. 12, N 5, 275-283.
- Aoki K., Kushiro I. Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1968, v. 18, N 4, 326-337.
- Atlas L. The polymorphism of  $MgSiO_3$  and solid state equilibria in the system  $MgSiO_3$ - $CaMgSi_2O_6$ . — *J. Geol.*", 1952, v. 60, N 2, 125-132.
- Battay M.H. The relationship between preferred orientation of olivine in dunite and the tectonic environment. — *Amer. J. Sci.*", 1960, v. 257, 716-727.
- Bauer M. Der Basalt vom Stempel bei Marburg und einige Einschlüsse desselben. — *N. Jahrb. Mineral. Geol., Paleontol.*", 1891, Bd. 11, 156-205.
- Becker A. Über die Olivinknollen in Basalt. — *Z.deutsch.Geol.Ges.*", 1881, Bd. 33, N 1, 31-65.
- Besson M. La teneur en geikielite des ilmenites des kimberlites. — *Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr.*", 1967, v. 90, N 2, 192-201.
- Best M.G. Kaersutite-peridotite inclusions and kindred megacrysts in basanitic lavas, Grand Canyon, Arizona. — *Contribs Mineral. and Petrol.*", 1970, v. 27, 25-44.
- Birch F. Physics of the crust in *Crust of the Earth*, ed. A. Poldervaart. — *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper* 62, 1955.
- Binns R.A., Duggan M.B., Wilkinson J.F.G. High pressure megacrysts in alkaline lavas from northeastern New South Wales. — *Amer. J. Sci.*", 1970, v. 269, 132-168.
- Bloss F.D. Relationship between density and composition in molar per cent for some solid solution series. — *Amer. Mineralogist*", 1952, v. 37, N 11-12, 966-981.
- Boesen R.S. The clinopyroxenes of monzonitic complex at Mount Dromedary, New South Wales. — *Amer. Mineralogist*", 1964, v. 49, N 9-10, 1435-1457.
- Bonney T.G. The parent rock of the diamond in South Africa. — *Geol. Mag.*", 1899, N 6, 309-312.
- Bowen N.L. The evolution of the igneous rocks. Princeton, 1928.
- Bowen N.L., Schairer J.F. The system  $FeO-SiO_2$ . — *Amer. J. Sci.*", ser. 5, 1932, v. 24, 177-213.
- Bowen N.L., Schairer J.F. The system  $MgO-FeO-SiO_2$ . — *Amer. J. Sci.*", ser. 5, 1935, v. 229, 151-217.
- Boyd F.R., Brown G.M. Electron-probe study of pyroxene exsolution. — *Mineral. Soc. America. Spec. Paper*, 1969, N 2.
- Brothers R.N. Flow orientation of olivine. — *Amer. J. Sci.*", ser. 5, 1959, v. 257, 68-81.
- Brothers R.N. Olivine nodules von New Zealand. — XXI Internat. Geol. Congr., pt 13, Copenhagen, 1960, 68-81.
- Carswell D.A., Dawson J.B. Garnet peridotite xenoliths in South African kimberlite pipes and their petrogenesis. — *Contribs Mineral. and Petrol.*", 1970, v. 25, N 3, 163-184.
- Chudoba K.F., Frechen J. Über die plastische Verformung von Olivine. — *N. Jahrb. Mineral. Abhandl.*", 1950, Bd. 81, 183-200.
- Colee A.L.G. A fabric study of lherzolites with special references to ultrabasic nodular inclusions in the lavas of Avergne (France). — *Leidische Geologische Mededelingen*", Bd. 28, 1963, 1-102.
- Colleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B., Brannock W.W. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. — *Bull. Geol. Soc. America*", 1965, v. 76, N 5, 483-508.
- Davidson C.F. On diamantiferous Diatremes. — *Econ. Geol.*", 1964, N 7.

- Davis B.T.C., Boyd F.R. The join  $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$  at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. - "J. Geophys. Res.", 1966, v. 72, N 14, 3567-3576.
- Dawson J.B., Powell D.G. Mica in the upper mantle. - "Contribs Mineral. and Petrol.", v. 22, 1969, N 3, 233-237.
- Dickey J.S. Eclogitic and other inclusions in the mineral breccia member of the Deborah Volcanic Formation at Kakanui, New Zealand. - "Amer. Mineralogist", 1968, v. 53, N 7-8, 1304-1319.
- Eaton I.P., Murata K.I. How volcanoes grow? - In: Study of the Earth. I. F. White (Ed.). London-Tokyo-Sydney-Paris, 1962.
- Engel A.E., Engel C.G. Igneous rocks of the East Pacific Rise. - "Science", 1964, v. 146, 477-485.
- Engel A.E., Engel C.G. Composition of basalts from Mid-Atlantic ridge. - "Science", 1964, v. 144, 1330-1333.
- Engel A.E., Engel C.G., Havens R.G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the Upper Mantle. - "Bull. Geol. Soc. America", 1965, v. 76, N 7.
- Ernst Th. Olivinknollen der Basalte als Bruchstücke alter Olivinfelse. - "Nachr. Ges. Wiss. Göttingen". Math.-phy. Kl. IV, 1935, Bd. 1, N 13, 147-154.
- Escola P. On the eclogites of Norway. - "Skr. Norske vidensk.-akad. Naturmidkl", 1921, N 1-2.
- Florensov N.A. The Baikal rift zone. - Sympos. on World Rift System, Ottawa, 1965, Repts, 173-180.
- Florensov N.A. Rifts of the Baikal Mountain region. - "Tectonophysics", 1969, v. 8, 443-456.
- Gramse M. Quantitative Untersuchungen mit der Elektronen. - Mikrosonde an Pyroxenen aus Basalten und Peridotit Einschlüssen. - "Contribs Mineral. and Petrol.", 1970, v. 29, N 1, 43-73.
- Green D.H., Ringwood A.E. The genesis of basaltic magmas. - Dept Geophys. and Geochem., Austral. Nat. Univ. Publ., 1966, N 444, 118-205.
- Green D.H., Ringwood A.E. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. - "Geochim. et cosmochim. acta", 1967, v. 31, 767-833.
- Hamilton J. Banded olivines in some Scottish Carboniferous olivin-basalt. - "Geol. Mag.", 1957, v. 94, 135-139.
- Harris P.G., Reay A., White I.G. Chemical composition of the Upper Mantle. - "J. Geophys. Res.", 1967, v. 72, 6359-6369.
- Hartman P., den Tex E. Piezocrystalline fabrics of olivine in theory and nature. - Internat. Geol. Congr. Rept. XXII, pt IV. New Dehli, 1964, 84-114.
- Heritsch F. Über einige Einschlüsse und vulkanische Bomben von Kapfenstein in Oststeiermark. - "Zbl. Mineral., Geol. Palaeontol.", 1908, 297-305.
- Hess H.H., Philipps A.N. Orthopyroxenes of Bushveld type. - "Amer. Mineralogist", 1938, v. 23, 450-456.
- Holzner J. Beiträge zur Chemie und Optik sanduhrförmiger Titanaugite. - "Z. Kristallogr.", 1934, Bd. 87, 1-3.
- Hostetter J.C., Roberts H.S. Note of the dissociation of ferric oxide dissolved in glass and relation to the colour of iron bearing glasses. - "J. Amer. Ceram. Soc.", 1921, v. 4, N 11.
- Howie R.A. The geochemistry of the charnockite series of Madras, India. - "Trans. Roy. Soc. Edinburgh", 1955, v. 62, 725-768.
- Hutchison R., Raul D.K., Harris P.G. Chemical composition of the upper mantle. - "Mineral. Mag.", 1970, v. 37, N 290.
- Jackson E.D. The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian Islands. - Internat. Geol. Congr., Rept XXIII Session, Prague, 1968, 135-150.
- Kennedy G.C. Charts for correlation of optical properties with chemical composition of some common rock-forming minerals. - "Amer. Mineralogist", 1947, v. 23, N 5-6.

- Kuno H. Aluminian augite and bronzite in alkali olivine basalt from Taka-Sima North Kyusyu, Japan. — In: *Advancing Frontier in Geology and Geophysics*, dedicated to Dr. Krishnan (India). 1964, p. 205–220.
- Kuno H. Mafic and ultramafic inclusions in basaltic rocks and the nature of the Upper Mantle. — In: *The Earth's Crust and Upper Mantle*. Geophys. Monogr., N 13, Washington, 1969.
- Kushiro I. Clinopyroxene solid solutions for high pressures. — "Carnegie Inst. Washington, Yearbook", 1965, v. 64, 112–117.
- Kushiro I., Akimoto S. Origin of some eclogite inclusions in kimberlite. — "Earth and Planet. Sci. Letters", 1967, v. 3, 1347–1367.
- Kushiro I., Syono Y., Akimoto S. Stability of phlogopite at high pressures and possible presence of phlogopite in the Earth's Upper Mantle". — "Earth and Planet. Sci. Letters", 1967, v. 3, N 3, 197–203.
- Kutolin V.A., Frolova V.M. Petrology of ultrabasic inclusions from basalts of Minusa and Transbaikalian regions (Siberia, SSSR). — "Contribs Mineral. and Petrol.", 1970, v. 29, 164–178.
- Lacroix A. Les enclaves des roches volcaniques. — *Extrait Ann. Acad. Macon.*, t. 10, 1893, 483–512.
- Lovering J.F. The eclogite-bearing basic igneous pipe at Ruby Hill near Bingera N.S. Wales. — "J. and Proc. Roy. Soc. N.S.Wales", 1964, v. 97, 1964, 73–79.
- Lovering J.F., Widdawson J.R. The petrological environment of magnesium ilmenites. — "Earth and Planet. Sci. Letters", 1968, v. 4, 310–314.
- Macgregor I.D. Mafic and ultramafic inclusions as indicators of the depth of origin of basaltic magmas. — "J. Geophys. Res.", 1968, 13, N 12, 3737–3745.
- Macgregor I.D. The effect of CaO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> on the stability of spinel garnet peridotites. — "Phys. Earth and Planet. Interior", 1970, N 3, 372–377.
- Mathias M., Siebert G.S., Rickwood P.C. Aspects of mineralogy and petrology of metamorphic xenoliths in kimberlite. — "Contribs Mineral and Petrol.", 1970, v. 26, N 2, 75–123.
- Mercier J.Cl. Structure des peridotites en enclaves dans quelques basaltes d'Europe et d'Hawai. Regards sur la constitution du manteau superieur. Nantes, 1972.
- Meyer H.O.A., Boyd F.R. Inclusions in diamond. — "Carnegie Inst. Washington Yearbook", 1970, v. 68.
- Niggli P. Gesteinschemismus und Mineralchemismus. II. Die Pyroxene der magmatischen Erstarrung. — "Schweiz. mineral und petrogr. Mitt.", 1943, Bd. 23, H. 2.
- Nixon P.H., Knorring O., Rooke J.M. Kimberlites and associated inclusions of Basutoland: A mineralogical and geochemical study. — "Amer. Mineralogist", 1963, v. 48, N 9–10, 1090–1132.
- Nixon P.H., Hornung G. A new chromium garnet and number knorringite from kimberlite. — "Amer. Mineralogist", 1968, N 11–12, 1833–1840.
- O'Hara M.J. Melting of garnet-peridotite at 30 kilobars. *Yearbook Geology Inst. Washington*, 1963, v. 62, 71–76.
- O'Hara M.J. The origin of eclogite and ariegite nodules in basalt. — "Geol. Mag.", 1969, v. 106, N 4, 322–330.
- O'Hara M.J., Mercy E.L.P. Petrogenesis of some garnetiferous peridotites. — "Trans. Roy. Soc. Edinburgh", 1963, b. 45, 251–313.
- Osteron M.G. The ultramafites and layered gabbro sequences in the granulite facies rocks on Stjernoy (Finmark, Norway). — "Leids Geol. Mag.", 1963, bd. 28, 177–296.
- Paulits P. Olivinkornregelung und Genese des chromitfuhrenden Dunits von Anghida auf der Chalkidike. — "Tschermak mineral und petrogr. Mitt.", Folge 3, 1953, Bd. 3, 158–167.
- Phillips F.C. Mineral orientation in some olivin rich rocks from Rum and Skye. — "Geol. Mag.", 1938, v. 75, 100–135.
- Poldervaart A., Hess H.H. Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magma. — "J. Geol.", 1951, v. 59, 472–489.

- Ragan D.M. Emplacement of the Twin Sisters Dunite, Washington. - "Amer. J. Sci.", 1963, v. 261, 549-565.
- Rickwood P.C., Mathias M., Siebert J.C. A study of garnets from eclogite and peridotite xenoliths found in Kimberlite. - "Contribs Mineral. and Petrol.", v. 19, 1968, 271-301.
- Ringwood A.E., Major A. High-pressure transformations in pyroxenes. - "Earth and Planet. Sci. Letters", 1968, v. 5, N 2, 76-78.
- Ringwood A.E., Lovering J.F. Significance of pyroxene-ilmenite intergrowths among kimberlite xenoliths. - "Earth and Planet Sci. Letters", 1970, v. 7, N 4, 371-375.
- Rosenbusch H. Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine, Bd. 2. Stuttgart, 1887.
- Ross C.S., Foster M.D., Myers A.T. Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks. - "Amer. Mineralogist", 1954, v. 39, N 9, 10, 693-737.
- Sahama Th.G., Torgesson D.R. Some examples of the application of thermochemistry to petrology. - "J.Geol.", 1949, v. 57, N 3, 255-262.
- Sakata Y. Unit cell dimensions of synthetic aluminian diopsides. - "Japan. J. Geol. and Geogr.", 1957, v. 28, 161-166.
- Sander B. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. - Wien-Insbbruck, Springer Verlag, 1948.
- Schwantke A. Differenzierungserscheinungen an Hessischen Basalten. - "N. Jahrb. Mineral. Geol.", 1923, Beil. - Bd. 48, 260-273.
- Smulikowski K. An attempt at eclogite classification. - "Bull. Acad. polon. sci.", 12, N 1, ser. geol. et géogr., 1964, 27-33.
- Talbot J.L., Hobbs B.E., Wilshire H.G., Swedtmann T.K. Xenoliths and xenocrysts from lavas of the Kerguelen Archipelago. - "Amer. Mineralogist", 1963, v. 48, N 1, 2, 159-179.
- Tilley C.E. The dunite-mylonites of St. Paul's rocks (Atlantic) - "Amer. J. Sci.", 1947, v. 245, 483-491.
- Vilminot J.C. Structure chondritique dans des enclaves des roches basaltiques. - "Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr.", 1964, t. 87, N 2, 143-149.
- Wagner P.A. Die Diamandfrühierenden Gesteine Sudafricas. Ihre Abbau und ihre Aufbereitung. Berlin, 1909.
- Wagner P.A. The diamond fields of Southern Africa. Johannesburg, 1914; 1917.
- Wawryk W. Sur l'augite et titanifère des teschenites en Pologne. - "Arch. minéral. sci. Varsovie", 1935, t. 11, 175.
- White A.J. Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites. - "Amer. Mineralogist", 1964, v. 49, 883-888.
- White R.W. Ultramafic inclusions in basalt rocks from Hawaii. - "Contribs Mineral. and Petrol.", 1966, v. 12, N 3, 245-314.
- Williams A.F. The genesis of the diamond, v. 2. London, 1932.
- Wilshire H.G., Binns R.A. Basic and ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of New South Wales. - "J. Petrol.", 1961, v. 85, N 2, 185-208.
- Zirkel H.J. Über Urausscheidungen in rheinischen Basalten. - "Abhandl. Math. Phys. Kl. Königl. Sachs. Ges. Wiss.", 1903, Bd. 28, 101-198.
- Yamaguchi M. Petrogenetic significance of ultrabasic inclusions in basaltic rocks from Southwest Japan. - "Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.", D., Geol., 1964, v. 15, 163-219.
- Yoder H.S. Diopside-anortite-water of five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism. - "Carnegie Inst. Washington Yearbook", 1965, v. 64, 82-89.
- Yoder H.S., Kushiro I. Melting of hydrous phase: phlogopite. - "Amer. J. Sci.", 1969, v. 267, Schairer vol., 558-582.
- Yoshino G. Structural-petrological studies of peridotite and associated rocks of the Hidashi - Akaishi - Jama district Shikoku, Japan. - "J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C.", 1961, v. 3, N 3-4, 343-402.

ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	3
Глава I	
ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ . . . . .	5
Петрография глубинных включений . . . . .	7
Ультраосновные породы . . . . .	-
Магнезиальные гипербазиты . . . . .	-
Железисто-магнезиальные (ильменитовые) гипербазиты . . . . .	26
Ильменитовые гипербазиты . . . . .	27
Гранат-ильменитовые гипербазиты . . . . .	33
Эклогиты . . . . .	39
Магнезиальные эклогиты . . . . .	-
Магнезиально-железистые эклогиты . . . . .	44
Минералы глубинных ксенолитов . . . . .	46
Минералы ультраосновных пород . . . . .	-
Минералы магнезиальных гипербазитов . . . . .	-
Минералы ильменитовых гипербазитов . . . . .	64
Минералы эклогитов . . . . .	76
Вопросы петрологии глубинных ксенолитов . . . . .	87
Химический состав магнезиальных гипербазитов . . . . .	88
Химический состав ильменитовых гипербазитов . . . . .	90
К вопросу о генезисе ильменитовых гипербазитов . . . . .	91
Химический состав эклогитов . . . . .	93
Соотношение гранат-клинопироксен . . . . .	95
Модель верхней мантии в районе трубки Мир. . . . .	98
Петрографический состав верхней мантии . . . . .	99
Химический состав верхней мантии . . . . .	101
Глава II	
УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ИЗ БАЗАЛЬТОВ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ	
Краткая геолого-петрографическая характеристика пород, вмещающих ультраосновные включения . . . . .	107
Петрографическое описание, минералогия и химизм включений . . . . .	111
Контактные взаимоотношения ультраосновных включений с вме- щающими базальтами . . . . .	126
Ксенокристаллы . . . . .	131
Микроструктурный анализ . . . . .	138

## Глава III

## ГЛУБИННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ИЗ КИМБЕРЛИТОПОДОВНЫХ ПОРОД 146

Глубинные включения из трубок взрыва Минусинской межгорной впадины . . . . .	147
Краткая геолого-петрографическая характеристика пород, вмещающих глубинные включения . . . . .	148
Петрографическое описание, минералогия и химизм включений	151
Перидотит-пироксенитовые включения . . . . .	153
Пироксенит-верлитовые включения . . . . .	161
Вторичные изменения включений . . . . .	164
Минералы . . . . .	167
Химический состав включений . . . . .	180
Ультраосновные включения из трубок взрыва Чадобецкого района	182
Краткая геолого-петрографическая характеристика пород, вмещающих ультраосновные включения . . . . .	-
Петрографическое описание, минералогия и химизм включений	185
Включения щелочно-ультраосновных пород . . . . .	-
Включения субщелочных ультраосновных пород . . . . .	186
Включения эклогитов и эклогитоподобных пород . . . . .	191
Минералы . . . . .	195
Ультраосновные включения из трубок взрыва Присаянья . . . . .	200
Краткая геолого-петрографическая характеристика пород, вмещающих ультраосновные включения . . . . .	-
Петрографическое описание, минералогия и химизм включений . . . . .	203
Обломки субщелочных ультраосновных пород . . . . .	-
Ультраосновные включения . . . . .	205
Вторичные изменения включений . . . . .	208
Минералы . . . . .	-
Химический состав включений . . . . .	217

## Глава IV

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВКЛЮЧЕНИЙ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ПОРОД 218

Химический состав включений . . . . .	219
Химизм минералов . . . . .	221
К вопросу об оценке термодинамических параметров кристаллизации глубинных включений . . . . .	256
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. . . . .	269
ЛИТЕРАТУРА. . . . .	273

41/5  
1 р. 90 к.

1657



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·