

*Г.И. БОЧАРОВА, В.К. ГАРАНИН, Т.Н. ИВАНОВА, Г.П. КУДРЯВЦЕВА,
В.Г. ФЕКЛИЧЕВ, В.Ф. ЧИСТЯКОВА*

МОРФОЛОГИЯ, СОСТАВ, СВОЙСТВА И МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ДИОПСИДА ИЗ ДИАТРЕМЫ СССР

Объектом комплексных исследований явились 3075 зерен диопсида из тяжелой фракции, отобранной из различных типов кимберлитовых пород: брекчий вмещающих пород с кимберлитовым цементом, автолитовых брекчий и пород кратерной фации.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Разделение зерен диопсида проводилось по 5 признакам, определяющим внешний облик минерала: по степени прозрачности (прозрачные и полупрозрачные); по цвету (светло-зеленые, изумрудно-зеленые и темно-зеленые); по степени сохранности зерен (целые и поврежденные, расколотые зерна и обломки, осколки); по форме (зерна с элементами огранки, округло-овальные и неправильные); по характеру поверхности зерен (гладкая, шероховатая или матированная, черепитчатая, зерна "в рубашке"). На первой стадии наблюдения проводились под бинокулярной лупой с последующим уточнением и детализацией особенностей микрорельефа зерен на растровом электронном микроскопе JSM-T20 фирмы "Джеол" (Япония) по методике, описанной ранее [2, 3].

При сравнении зерен диопсида, извлеченных из автолитовой брекчии, брекчии вмещающих пород с кимберлитовым цементом и из пород кратерной фации, устанавливаются следующие особенности. Для минерала из пород кратерной фации (туфопесчаники, туффиты) отмечается преобладание зерен светло-зеленой окраски; по степени сохранности количество целых зерен и даже обломков минимально по сравнению с диопсидом, извлеченным из двух других типов кимберлитовых пород. Среди зерен диопсида из всех пород преобладают округло-овальные, зерна с огранкой чаще встречаются в брекчии вмещающих пород с кимберлитовым цементом, чем в других типах пород. По характеру поверхности зерен также намечаются отличия диопсида из пород кратерной фации: здесь нет зерен с гладкой поверхностью среди прозрачных, преобладающий тип рельефа пирамидально-черепитчатый. Зерна "в рубашке", как и зерна диопсида с включениями других минеральных фаз, наиболее распространены в автолитовой брекчии.

В целом, суммируя данные по морфологии и распределению диопсида в диатреме, можно сделать следующие выводы.

1. Распределение зерен диопсида по площади диатремы Пи неравномерное: большее количество их сосредоточено в южной части диатремы, минимальное — в центральной части.

2. Для центральной части диатремы отмечен большой процент зерен диопсида с элементами огранки по сравнению с зернами этого минерала из периферийных частей диатремы. Здесь отсутствуют зерна с гладкой поверхностью, но преобладает черепитчатая поверхность по сравнению с зернами из краевых частей трубки. Для пробы из центральной части диатремы отмечен малый процент зерен "в рубашке" и зерен с включениями других минеральных фаз.

3. При сравнении зерен диопсида, извлеченных из разных кимберлитовых пород, следует отметить некоторые характерные особенности этого минерала для каждого типа

пород: зерна с огранкой чаще приурочены к брекчиям вмещающих пород с кимберлитовым цементом; в породах кратерной фации отсутствуют прозрачные зерна с гладкой поверхностью, но больше зерен с черепитчатой. Для диопсида из автолитовой брекчии характерно преобладание зерен "в рубашке" и зерен с включениями.

4. Для верхних горизонтов преобладающими являются полупрозрачные зерна диопсида. К тому же здесь отмечается несколько больше зерен светло-зеленой окраски по сравнению с нижними горизонтами. Более характерны для верхних горизонтов зерна этого минерала с пирамидально-черепитчатым рельефом, тогда как на нижних горизонтах отмечен больший процент зерен с гладкой поверхностью. Доля зерен этого минерала "в рубашке" повышается в верхних горизонтах.

В заключение интересно сравнить морфологические особенности диопсида из рассматриваемой диатремы Пи с минералом из тяжелой фракции диатремы Л того же кимберлитового поля [4]. Следует отметить, что для диатремы Пи более характерны полупрозрачные зерна этого минерала. В породах изучаемой трубки очень мало светло- и темно-зеленых разностей диопсида по сравнению с породами диатремы Л. В диатреме Пи — больший процент зерен с огранкой и округло-овальных; меньше зерен с гладкой, соответственно больше с шероховатой и черепитчатой поверхностями. Диопсиду диатремы Пи свойственно повышенное содержание зерен "в рубашке" и с включениями по сравнению с диатремой Л. Распространенность минеральных включений в диопсиде из различных пород диатремы Пи позволила получить ценную информацию о парагенезисах этого минерала и о физико-химических условиях его образования, описанных ниже.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Для выяснения химического состава диопсида и минеральных включений в нем, а также выяснения парагенезисов этого минерала и условий его образования были выполнены электронно-зондовые анализы на приборе JXA-50A фирмы "Джеол" (Япония). Результаты анализов диопсида и включенных в него минералов представлены в табл. 1, 2. В табл. 2, кроме того, приведены анализы минералов редкого гранат-хромшпинелид-клинопироксенового сростка, установленного в концентрате из пород диатремы.

Рассмотрим особенности состава диопсида из пород диатремы. Содержания MgO в минерале колеблются от 14,34 до 24,05 мас.%. Часть изученных зерен диопсида относится к субкальциевой разновидности, поскольку магний в них преобладает над кальцием. Колебания в содержании CaO составляют 12,19–20,79 мас.%. Величина отношения $Ca/(Ca + Mg)$ варьирует от 26,7 до 50,0, что свидетельствует о широком диапазоне температур образования изучаемого минерала. Содержания хрома колеблются от 0,22 до 3,17 мас.%. Максимальное содержание Cr_2O_3 (3,17 мас.%) отмечено в зерне диопсида ярко-зеленого цвета из автолитовой брекчии нижнего горизонта; минимальные содержания Cr_2O_3 обнаружены для светло-зеленых зерен этого минерала, извлеченных также из автолитовой брекчии верхнего и нижнего горизонтов (см. табл. 1). Колебания в содержании натрия составляют 0,83–2,90 мас.%. Калий в исследуемых образцах либо отсутствует, либо присутствует в незначительных количествах (0–0,03 мас.%). Лишь в одном зерне диопсида зафиксировано повышенное содержание калия (0,14 мас.%). Возможно, это связано с наличием микровростков слюды, как это было обнаружено в некоторых омфацитах из эклогитов Южной Африки, где содержание K_2O составляет 0,10–0,17 мас.% [14].

Для разделения проанализированных образцов диопсида по их химическому составу был применен один из методов математической статистики — кластерный анализ (или анализ групп) на ЭВМ типа СМ-4. Сущность этого метода заключается в следующем. Множество данных образуют матрицу. Между каждой парой объектов вычисляется некоторая мера сходства или подобия. Коэффициенты сходства могут быть представлены либо коэффициентами корреляции, либо евклидовым расстоянием, определяе-

мым формулой

$$d_{ij} = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^m (x_{ik} - x_{jk})^2}{m}}$$

где x — значение k -й переменной на i -м и j -м объектах [6]. Малое значение этого расстояния указывает на то, что объекты "близки друг другу", в то время как большое значение указывает на отсутствие подобия. Следующая задача состоит в получении иерархической группировки объектов, при которой объекты с наименьшим расстоянием (или с наивысшим коэффициентом сходства) размещаются вместе. Затем группы объектов соединяются в другие группы, с которыми они наиболее тесно связаны, и так до тех пор, пока не будет получена полная классификация объектов. В результате получаем дендрограмму, позволяющую наглядно изобразить результаты разбивки на группы.

На полученной дендрограмме выделены 7 групп диопсида¹. Далее для каждой из этих групп на ЭВМ типа "BBC micro" английской фирмы "Торч" подсчитаны средние значения оксидов. Посредством такого сравнения установлены 6 групп диопсида, так как две группы, выделенные на дендрограмме, оказались близкими по содержанию в них основных оксидов (табл. 3).

Диопсид I группы (малоглиноземистый диопсид) представлен двумя зернами этого минерала, обнаруженными в тяжелой фракции автолитовой брекчи. Ему свойственны пониженные содержания Al_2O_3 по сравнению с анализами этого минерала из других групп. Диопсид II группы (хромдиопсид), в которую определены две группы зерен минерала, выделенных по дендрограмме и не имеющих резких различий в составе, характеризуется повышенными содержаниями Cr_2O_3 . Эта группа представлена довольно большим количеством зерен, в которую входят преимущественно зерна минерала из автолитовой брекчи и меньшее количество — из брекчи вмещающих пород с кимберлитовым цементом. III группа диопсида (собственно диопсид) включает только одно зерно, извлеченное из брекчи вмещающих пород с кимберлитовым цементом. Диопсиду этой группы присущи минимальные содержания MgO из всех представленных групп. Наиболее насыщенной по количеству зерен диопсида является IV группа (юриитовый диопсид), соответствующая минералу с достаточно высокими содержаниями Cr_2O_3 и Na_2O . Эта группа включает зерна диопсида как из автолитовой, так и из брекчи вмещающих пород при некотором преобладании первых. V группа (маложелезистый диопсид) представлена тремя зернами минерала, извлеченными из автолитовой брекчи. Минерал этой группы характеризуется пониженным содержанием железа ($FeO + Fe_2O_3 < 1,47$ мас.%). В VI группу диопсида (субкальциевый диопсид) с малыми содержаниями хрома входят в основном зерна, извлеченные из тяжелой фракции автолитовой брекчи как нижнего, так и верхнего горизонтов, и лишь одно зерно этого минерала — из брекчи вмещающих пород с кимберлитовым цементом. Диопсид этой группы по составу отличается преобладанием магния над кальцием.

Из анализа перечисленных групп следует, что среди изученных зерен диопсида преобладают высокохромистые разновидности минерала: юриитовый диопсид и хромдиопсид.

Если теперь сравнить изучаемые зерна диопсида с минералом из диатремы Л того же кимберлитового поля, то можно отметить некоторые различия в их составе. Наиболее явно отличается диопсид из диатремы Пи — меньшая хромистость этого минерала (от 0,22 до 3,17 мас.% Cr_2O_3 для минерала из пород диатремы Пи и от 0,14 до 5,11 мас.% — для диатремы Л), более высокая кальциевость (среднее содержание

¹Здесь и далее термин "диопсид" используется как обобщенный для обозначения всех разновидностей этого минерала, установленных в диатреме (см. табл. 3), а также для номенклатуры собственно диопсида.

Таблица 1

Состав диопсида из диагренмы Пи по результатам электронно-зондового анализа

№ п/п	Порода (горизонт)	Номер пробы	Цвет, прозрачность	Оксиды, мас.%			
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃
1	Автолитовая брекчия (нижний)	1417-15	Зеленый, полупрозрачный	57,23	0,24	0,99	1,27
2		1481-10	Зеленый, прозрачный	57,25	0,08	1,78	2,38
3			Зеленый, полупрозрачный	56,21	0,03	1,55	0,30
4			То же	58,52	0,00	1,13	1,79
5			Светло-зеленый, прозрачный	56,04	0,14	2,26	2,52
6			Светло-зеленый, полупрозрачный	56,00	0,14	1,29	1,49
7			1481-11	Изумрудный, прозрачный	57,43	0,11	1,89
8		Желто-зеленый, прозрачный		56,74	0,08	1,95	0,38
9		Светло-зеленый, полупрозрачный		55,04	0,18	0,93	0,80
10		Светло-зеленый, прозрачный		55,14	0,09	1,73	1,17
11	Автолитовая брекчия	1428-5	Светло-зеленый, прозрачный	56,40	0,02	1,75	0,22
12			Светло-зеленый, полупрозрачный	56,61	0,03	1,69	0,25
13	(верхний)	1481-7	Темно-зеленый	55,78	0,20	1,25	1,94
14			Ярко-зеленый, прозрачный	55,21	0,17	1,65	2,42
15			Светло-зеленый, прозрачный	55,64	0,08	2,63	1,20
16		1481-3	Травяно-зеленый	55,88	0,09	0,56	1,59
17		1481-9	Травяно-зеленый, полупрозрачный	55,67	0,14	0,66	3,08
18			Изумрудный, прозрачный	56,95	0,00	1,82	2,70
19	Брекчия вмещающих пород с кимберлитовым цементом (верхний)	1417-9	Изумрудный, прозрачный	56,87	0,09	1,88	1,94
20	Брекчия вмещающих пород с кимберлитовым цементом (нижний)	1481-20	Изумрудный, прозрачный	57,55	0,06	1,84	2,76
21			Зеленый, прозрачный	58,36	0,00	1,77	1,78
22			Темно-зеленый, прозрачный	56,49	0,10	1,96	2,32
23			Светло-зеленый, прозрачный	56,50	0,00	1,13	1,02
24			Изумрудный, полупрозрачный	55,09	0,19	1,48	3,11
25			То же	57,70	0,20	1,56	2,61
26			„	56,90	0,38	1,67	3,09

* В анализах диопсида, где не указано содержание Fe₂O₃, все железо представлено в виде FeO.

Оксиды, мас.%								Ca/ (Ca+ Mg)	T, °C
Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ		
*	1,94	0,06	17,66	17,83	1,46	—	98,68	42,1	1150
*	1,96	0,06	15,79	17,72	2,30	0,01	99,34	44,6	1055
*	3,24	0,16	20,76	15,79	1,33	0,01	99,37	35,4	1312
*	2,71	0,06	16,13	17,86	1,94	He обн.	100,14	44,3	1065
*	1,96	0,06	16,56	16,48	2,78	„	98,80	41,7	1153
*	2,48	0,06	16,59	18,83	1,20	„	98,16	44,9	1072
1,30	0,26	0,14	17,27	16,20	2,86	0,03	100,45	40,3	1210
1,03	3,04	0,12	24,05	12,19	1,55	0,02	101,15	26,7	1400
0,72	1,45	0,16	16,03	19,65	1,17	0,01	96,13	46,8	985
0,81	1,83	0,15	17,97	18,47	1,83	0,03	99,22	42,5	1120
*	3,55	0,13	20,16	15,22	1,40	0,03	99,04	35,2	1315
*	3,60	0,07	20,68	15,57	1,77	0,04	100,3	35,1	1315
*	1,97	0,15	17,49	17,76	2,43	0,02	98,99	42,2	1140
0,44	1,57	0,10	15,77	19,36	2,16	0,02	98,86	46,9	980
0,85	0,91	0,13	17,95	16,74	2,42	0,01	98,57	40,1	1210
*	1,78	0,13	16,92	20,79	0,83	0,01	98,58	46,9	980
*	1,61	0,15	16,66	19,78	1,40	0,04	99,19	46,1	1010
*	1,73	0,12	15,80	16,96	2,51	0,00	98,58	43,5	1100
*	1,90	0,15	17,06	18,30	2,18	0,02	101,11	43,6	1100
*	1,50	0,10	15,77	17,16	2,63	0,02	99,64	43,9	1080
*	1,60	0,08	16,45	16,78	2,06	0,14	99,02	42,3	1125
1,29	1,08	0,19	17,79	16,93	2,64	0,03	100,82	40,6	1200
0,82	2,59	0,14	21,54	14,75	1,42	0,03	99,93	33,0	1360
*	1,87	0,08	15,34	19,27	2,98	0,02	99,30	47,5	965
*	1,75	0,14	16,54	16,30	2,90	0,06	99,76	41,5	1150
*	1,86	0,14	16,10	16,14	2,86	0,03	99,17	41,0	

Таблица 2

Состав диоксида и ассоциирующих с ним минералов (включения и сростки) из диатремы Пи по результатам электронно-зондового анализа

№ п/п	Порода (горизонт)	Номер пробы	Цвет, прозрачность диоксида (включение)	Оксиды, мас.%				
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	
1	Автолитовая брекчия	1417-17	Ярко-зеленый, прозрачный (хромшпинелид)	57,74	0,18	1,80	3,17	
2				He опр.	2,34	5,50	55,57	
3	(нижний)	1481-10	Светло-зеленый, полупрозрачный (хромшпинелид)	57,48	0,02	2,50	1,49	
4				He опр.	0,161	9,87	47,06	
5				Изумрудный, полупрозрачный (флогопит)	57,19	0,10	1,53	2,44
6					37,27	0,651	0,71	0,45
7	1481-11	Светло-зеленый, полупрозрачный (гранат)	55,44	0,15	1,61	0,58		
8			42,04	0,712	1,84	2,01		
9	1417-14	Изумрудный, прозрачный (флогопит)	57,92	0,14	1,38	2,16		
10			42,67	0,661	3,26	0,49		
11	Автолитовая	1428-5	Светло-зеленый, полупрозрачный (хромшпинелид)	54,84	0,08	1,36	1,82	
12				He опр.	2,39	5,59	54,11	
13	(верхний)	1481-7	Зеленый, полупрозрачный (хромшпинелид)	57,13	0,04	1,77	2,46	
14				He опр.	1,14	6,54	56,86	
15	Брекчия вмещающих пород с кимберлитовым цементом	1481-22	Светло-зеленый, полупрозрачный (флогопит)	56,68	0,10	1,93	0,95	
16				42,55	0,451	0,99	0,36	
17				Зеленый, полупрозрачный (ортопироксен измененный)	54,44	0,14	1,76	2,65
18					54,75	0,00	0,80	0,07
19	Брекчия вмещающих пород с кимберлитовым цементом (верхний)	1417-4	Ярко-зеленый, полупрозрачный (гранат, хромшпинелид)	56,37	0,06	2,40	2,80	
20				41,26	0,12	18,44	6,87	
21				He опр.	1,17	7,94	59,35	

*В анализах диоксида, где не указано содержание Fe₂O₃, все железо представлено в виде FeO по данным электронно-зондового анализа.

Таблица 3

Содержания оксидов в выделенных группах диоксида из тяжелой фракции пород диатремы Пи

Группа	Число зерен диоксида	Разновидность диоксида *	Оксиды, мас.%		
			MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂
I	2	Малоглиноземистый	17,57	1,11	0,22
II	3	Хромдиоксид	16,74	1,81	0,12
			16,34	1,33	0,13
III	1	Диоксид	15,99	1,93	0,10
IV	12	Юритовый	16,10	1,73	0,10
V	3	Маложелезистый	16,92	2,34	0,07
VI	6	Субкальциевый	20,25	1,57	0,05

* Номенклатура разновидностей диоксида приводится согласно классификации этого минерала по В. Стефенсу и Дж. Доусону [16].

Оксиды, мас.%									Ca/(Ca + Mg)	T, °C
Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ			
*	1,95	0,10	14,98	16,86	2,86	0,022	99,66	44,7	105	
8,63	14,53	0,60	12,96	He опр.	He опр.	He опр.	100,13			
*	1,10	0,14	15,53	18,36	1,79	0,01	98,42	46,0	1015	
3,18	16,69	0,59	11,60	He опр.	He опр.	He опр.	99,15			
*	1,78	0,14	15,64	18,26	2,52	0,01	99,63	45,6	1020	
He опр.	6,90	0,07	29,80	0,09	0,19	10,09	96,22			
*	2,61	0,14	16,66	20,25	1,50	0,04	98,98	46,6	990	
0,57	7,32	0,39	20,54	5,62	0,05	0,11	101,20			
*	1,65	0,12	14,34	19,97	2,23	0,01	99,92	50,0	850	
He опр.	2,88	0,00	25,24	0,04	0,31	15,03	100,28			
*	2,04	0,13	16,36	20,98	1,93	0,00	99,56	47,7	950	
9,591	4,79	0,80	12,64	He опр.	He опр.	He опр.	99,91			
*	1,63	0,10	15,56	17,31	2,46	0,00	98,47	44,4	1060	
9,401	3,90	1,28	12,40	He опр.	He опр.	He опр.	100,82			
*	2,33	0,06	15,99	18,54	1,87	0,00	98,45	45,5	1025	
He опр.	4,46	0,01	30,12	0,46	0,02	2,56	98,16			
*	1,68	0,14	15,49	19,84	2,57	0,02	98,76	48,0	945	
He опр.	1,97	0,00	23,13	0,41	0,18	0,00	81,30			
0,38	1,52	0,10	16,51	17,70	2,75	0,00	100,59	43,5	1095	
0,74	7,77	0,39	19,05	5,37	0,03	0,00	98,57			
1,36	18,90	0,02	9,79	He опр.	He опр.	He опр.	98,53			

Оксиды, мас.%								
Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	
1,61	0,11	1,96	He обн.	56,51	1,95	0,01	17,79	
1,98	0,09	2,11	„	56,30	2,08	0,01	17,87	
2,04	0,14	1,74	0,27	55,34	2,01	0,02	19,65	
0,95	0,06	2,33	—	56,68	1,87	He обн.	18,54	
2,43	0,11	1,82	0,10	57,23	2,47	0,03	17,29	
1,88	0,14	1,10	0,37	56,85	2,36	0,02	17,10	
0,72	0,12	2,95	0,31	56,73	1,62	0,02	15,58	

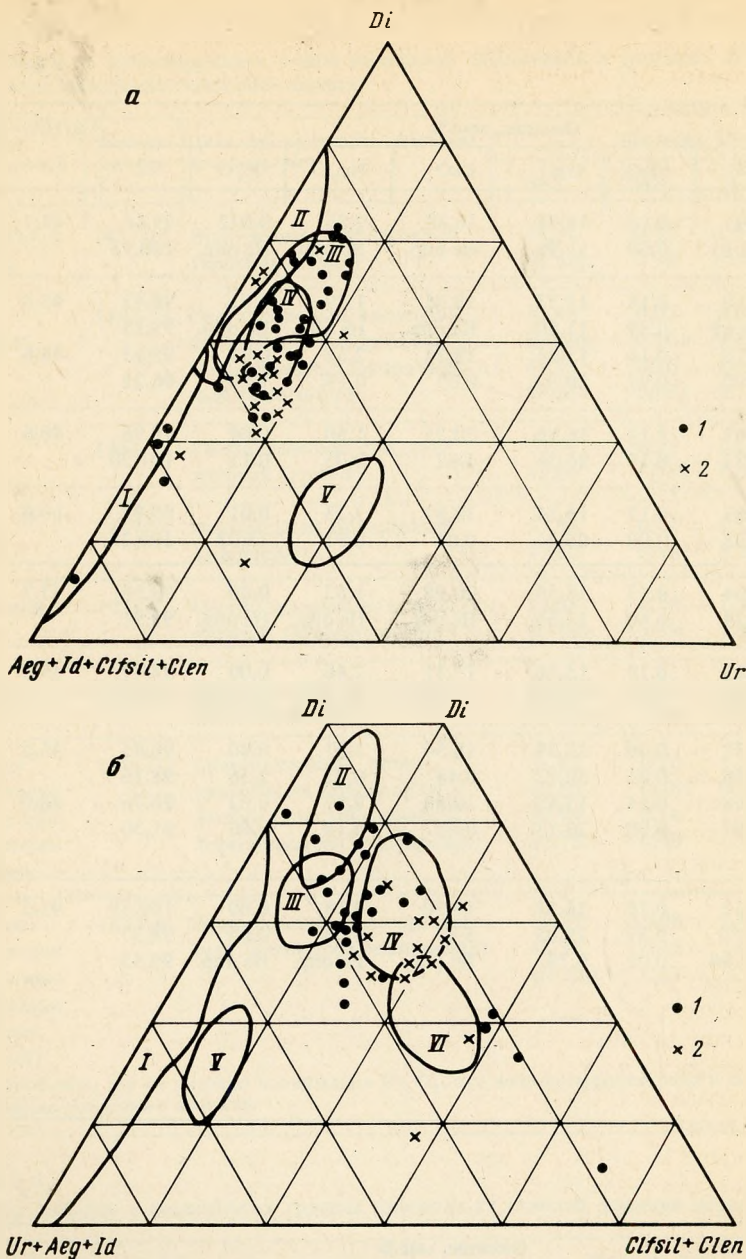


Рис. 1. Диаграммы составов диопсида из тяжелой фракции пород диаатремы Пи

Фигуративные точки на диаграммах соответствуют: I — анализам в табл. 1, 2; 2 — составам диопсидов из пород диаатремы Л. Оконтурены поля составов диопсида на а из: I — эклогитов, II — вебстеритов, III — перцолитов, IV — периодотитов, V — гранат-пироксеновых сростков; на биз: I — эклогитов, II — сростков с алмазом, III — перцолитов и верлитов, IV — периодотитов, V — гранат-пироксеновых сростков, VI — вебстеритов и ильменитовых пироксенитов (по данным [5, 7, 10–12])

CaO в минерале из пород диатремы Пи — 17,70 мас.%, для диатремы Л — 17,11 мас.% CaO), а также меньшее содержание натрия (от 0,83 до 2,90 мас.% Na₂O для минерала из пород диатремы Пи и от 1,09 до 5,73 мас.% Na₂O — для диатремы Л), которое входит в юриитовый минал. Для более наглядного сравнения составов диопсида анализы были пересчитаны на миналы с использованием ЭВМ и нанесены на треугольные диаграммы с реализацией широких графических возможностей, которыми обладает персональный компьютер типа "BBC micro". Миналы выделялись в последовательности: диопсид CaMg(Si₂O₆), юриит NaCr(Si₂O₆), жадеит NaAl(Si₂O₆), эгирин NaFe(Si₂O₆), клиноферросилит Fe₂Si₂O₆, клиноэнстатит Mg₂Si₂O₆. Затем составы изучаемых зерен диопсида в виде миналов наносились на треугольные диаграммы с вершинами диопсид—юриит—жадеит + эгирин + клиноферросилит + энстатит (рис. 1, а) и на диаграмму диопсид—клиноферросилит + клиноэнстатит—жадеит + эгирин + юриит (рис. 1, б). Из анализа этих диаграмм видно, что основная масса исследуемых зерен диопсида попадает в поле перидотитов (лерцолиты, верлиты, гарцбургиты), за исключением единичных зерен, приуроченных на первой из вышеуказанных диаграмм (см. рис. 1, а) к полю эклогитов. На второй диаграмме (см. рис. 1, б) положение этих единичных точек неопределенное, что затрудняет отнесение их к тому или иному типу глубинных пород.

Если теперь снова обратиться к данным кластерного анализа, то видно, что в поле перидотитов (область IV на рис. 1, а) ложатся точки диопсида, соответствующие, по номенклатуре В. Стефенса и Дж. Доусона [5, 16], юриитовому и малоглиноземистому диопсиду (см. табл. 3, группы IV и I соответственно). Составы зерен диопсида, выделенные по дендрограмме во II группу, локализуются на треугольной диаграмме в поле лерцолитов (см. рис. 1, а). Однако во II группу попадают также два зерна хромдиопсида, тяготеющие на треугольной диаграмме составов к полю вебстеритов. Все анализы диопсида с низкими содержаниями юриитового минала, не попавшие на треугольных диаграммах в поле перидотитов и лерцолитов, составляют VI группу образцов субкальциевого диопсида. Они характеризуются более высокими температурами образования и на треугольной диаграмме составов (см. рис. 1, а) ложатся в поле эклогитов. Фигуративные точки, отвечающие маложелезистому диопсиду, располагаются за пределами выделенных полей или на их границе. Таким образом, выделенные методом кластерного анализа (по дендрограммам) группы диопсида хорошо согласуются с теми полями, которые обособляются на треугольной диаграмме составов этого минерала.

При нанесении точек, соответствующих составам изучаемых зерен диопсида, на бинарную диаграмму с координатами Cr₂O₃—Na₂O (рис. 2), на которую нанесены также и точки составов диопсида из диатремы Л, видно, что область точек, соответствующих анализам диопсида из диатремы Пи, несколько шире за счет присутствия зерен с более низкими содержаниями Cr₂O₃ относительно этого минерала из диатремы Л. Кроме того, из диаграммы следует, что точки составов изучаемого минерала лежат в области составов диопсида не только из лерцолитов, но и в областях из вебстеритов и пироксенитов, а также эклогитов. В последнюю попадают точки, отвечающие субкальциевому составу диопсида, выделенному методом кластерного анализа. Если сравнить положение диопсида из сростков с гранатом и хромшпинелидом из диатрем Пи и Л, то наблюдается та же тенденция: в диатреме Пи диопсид из данного сростка отличается несколько меньшим содержанием Cr₂O₃.

Если нанести точки, отвечающие составам диопсида из диатремы Пи, на бинарную диаграмму в координатах Na₂O—Al₂O₃ (рис. 3), то они попадают в одно поле с точками диопсида из диатремы Л. При этом области составов минерала из обеих трубок лежат в поле составов диопсида из алмазоносных кимберлитов, несколько отклоняясь в сторону более низких значений Al₂O₃ и более высоких — Na₂O.

При сопоставлении состава зерен диопсида, извлеченных из разных типов пород, как и из разных горизонтов, особых различий не наблюдается. Тем не менее следует отметить, что в породах автолитовой брекчии зерна диопсида имеют более резкие колебания в содержании Cr₂O₃: здесь присутствуют зерна диопсида как с минимальны-

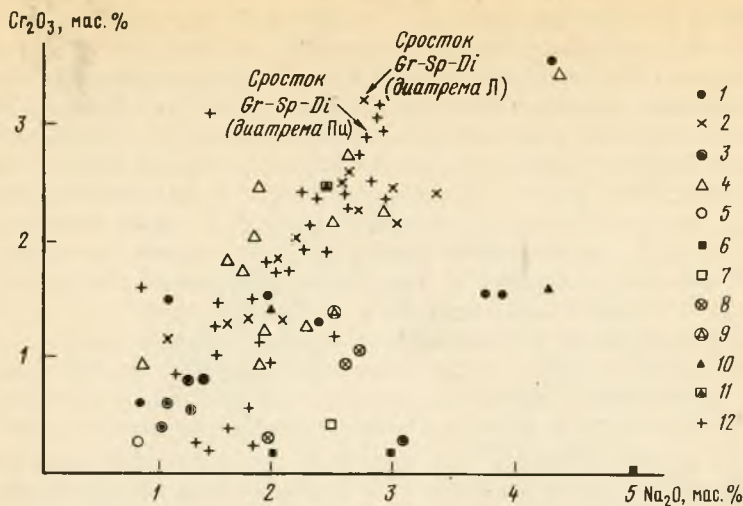


Рис. 2. Диаграмма соотношения Cr_2O_3 и Na_2O в клинопироксенах различного генезиса

Клинопироксены из: 1 — сростков с алмазом, 2 — диатремы Л, 3 — вебстеритов Анабарского массива, 4 — гранатовых лерцолитов трубки Мир, 5 — магнезиально-железистых пироксенитов трубки Мир, 6 — эклогитов трубки Мир, 7 — алмазоносных эклогитов трубки Мир, 8 — трубки Сытыканская, 9 — трубки Обнаженная, 10 — пироксенитов трубки Де-Бирс, 11 — юритовый диопсид, 12 — из диатремы Пи, соответствующие номерам анализов в табл. 1, 2; 1-11 нанесены по данным [5, 10, 12].

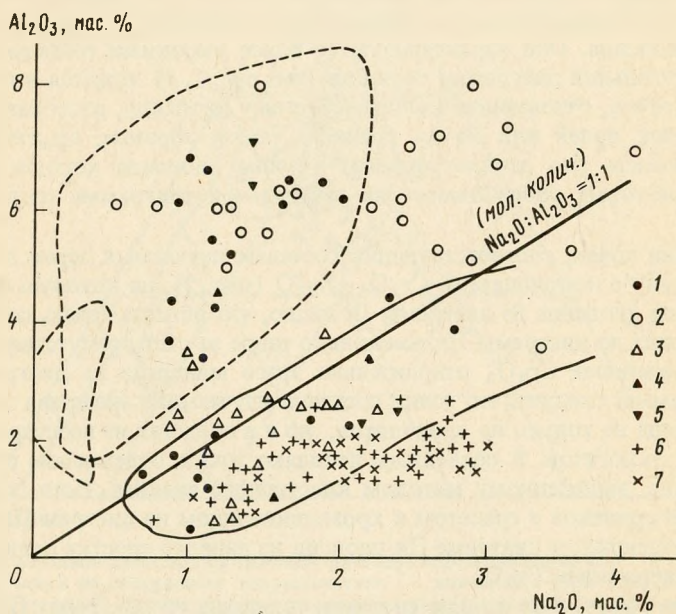


Рис. 3. Концентрация алюминия и натрия в моноклиновых пироксенах, содержащих не менее 0,5% Cr_2O_3

Оконтурированы поля хромдиопсидов из глубинных включений в базальтах (длинные штрихи), из кимберлитов Южной Африки и алмазоносных кимберлитов других провинций (сплошные линии); хромдиопсидов-вкрапленников в базальтах и андезитах (короткие штрихи). 1, 2 — образцы из непромышленных кимберлитов Северной Америки и других провинций; 3 — вулкана Лашейн; 4 — вулканов Игвизи; 5 — Южного Вестланда; 6 — диатремы Пи; 7 — диатремы Л. Диаграмма из [7]

ми содержаниями этого оксида, так и с достаточно высокими (см. табл. 1, 2). Брекчия вмещающих пород с кимберлитовым цементом отличается большим постоянством в отношении содержания Cr_2O_3 . Та же тенденция характерна и для содержания Na_2O в изученных зернах диопсида. Как отмечалось ранее в разделе "Морфологические особенности", большее количество светло-зеленых зерен диопсида встречено в центральной части трубки, минимальные же содержания Cr_2O_3 также установлены для зерен этого минерала из скважины, расположенной в центральной части диатремы.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Для установления зависимости оптических свойств диопсида от его химического состава произведены замеры показателей преломления этого минерала n_p и n_g с помощью иммерсионных жидкостей методами Бекке и Черкасова. Точность измерений $\pm 0,002$. С этой целью отобраны зерна диопсида из разных типов кимберлитовых пород и разных горизонтов, отличающихся по цвету и степени прозрачности. Всего было изучено 34 зерна этого минерала, результаты измерений оптических констант которых приведены в табл. 4. Для меньшего показателя преломления (n_p) колебания составляют 1,667–1,684; значения n_g лежат в пределах 1,695–1,709. Величина двупреломления довольно постоянна (0,024–0,028). Следует отметить, что наибольшее двупреломление (0,028) среди исследуемых зерен отмечено для двух зерен светло-зеленого диопсида, низкие показатели преломления которых хорошо согласуются с минимальными содержаниями в них окиси хрома, однако в этих образцах диопсида отмечается повышенное содержание FeO (см. табл. 4). Минимальное двупреломление (0,024) отмечено для светлоокрашенного диопсида желто-зеленого цвета, показатели преломления которого также невысоки. В целом для изученных зерен диопсида отмечена известная закономерность [8]: светлоокрашенные разности этого минерала имеют более низкие показатели преломления, чем ярко- и густоокрашенные. Максимальные n_p и n_g свойственны зернам диопсида с максимальным содержанием Cr_2O_3 . Подтверждается тот факт, что основными хромофорами в клинопироксенах являются ионы Cr^{3+} , Fe^{3+} , пары $\text{Fe}^{2+} - \text{Fe}^{3+}$. Величина двупреломления от густоты окраски не зависит. Если сравнить данные результаты с теми, что были получены ранее для диопсида из диатремы Л [4], то наблюдаются различия оптических констант этого минерала из разных трубок. Колебания n_p в диопсиде из диатремы Л лежат в интервале 1,672–1,683, для n_g они составляют 1,696–1,709, т.е. величины, близкие к показателям преломления исследуемых диопсидов из диатремы Пи. Однако величины двупреломления диопсида из диатремы Л имеют более широкий диапазон (0,021–0,30), чем для минерала из пород диатремы Пи. Можно предположить, что в выделенную группу диопсида с величиной двупреломления от 0,021 до 0,024 из диатремы Л могли попасть измененные зерна диопсида "в рубашке", которая уменьшила величину двупреломления. На диаграмме, отражающей зависимость показателей преломления от содержания Cr_2O_3 в диопсиде (рис. 4, а), нанесены величины показателей преломления зерен диопсида из пород диатрем Пи и Л, на которой видна тенденция линейного увеличения показателей преломления n_g и n_p от содержания Cr_2O_3 в данном минерале.

Кроме оптических констант, произведены замеры плотности методом микроплавка в тяжелой жидкости Клеричи. Точность измерений $\pm 0,02$. Результаты этих измерений представлены в табл. 4. Как следует из полученных данных, величина плотности (ρ) находится в прямой зависимости от состава диопсида, а именно от содержания в нем Cr_2O_3 . Значение плотности колеблется от 3,11 до 3,34, минимальное и максимальное значения которой совпадают с минимумом и максимумом содержания Cr_2O_3 в диопсиде (рис. 4, б). Линейная зависимость отражает взаимосвязь плотности и показателя преломления данного минерала (рис. 5).

Для зависимостей состав–свойства на ЭВМ рассчитаны уравнения регрессии. Так, для зависимости плотности диопсида (ρ) от содержания в нем Cr_2O_3 получено уравнение линейной регрессии $y = 3,1584 + 0,05499X$, где y — плотность, г/см³; X —, содержа-

Т а б л и ц а 4

Показатели преломления, плотность и содержание FeO и Cr₂O₃ в диопсиде из пород диатремы Пи

№ п/п	Номер пробы	Порода (горизонт)	Характеристика изученных зерен	n_g	n_p	$n_g - n_p$	FeO	Cr ₂ O ₃	ρ , г/см ³
							мас.%		
1	1428-5	Автолитовая брекчия	Ярко-зеленый измененный, с включением хромшпинелида	1,706	1,680	0,026	2,045	1,825	3,28
2	1481-7	(верхний)	Травяно-зеленый, полупрозрачный, с включением хромшпинелида	1,706	1,681	0,025	1,63	2,46	3,29
3	1481-9		Зеленый, полупрозрачный	1,704	1,678	0,026	1,685	2,65	3,28
4	1481-9		Изумрудно-зеленый, прозрачный	1,706	1,680	0,026	1,73	2,70	3,30
5	1481-7		Изумрудно-зеленый, прозрачный	1,706	1,679	0,027	2,01	2,42	3,29
6	1481-7		Светло-зеленый, прозрачный	1,701	1,676	0,025	1,76	1,20	3,25
7	1481-9		Изумрудно-зеленый, прозрачный	1,705	1,678	0,027	1,56	2,96	3,30
8	1481-9а		То же	1,709	1,684	0,025	Не обн.	Не обн.	3,30
9	1481-9б		Светло-зеленый, полупрозрачный	1,700	1,674	0,026	"	"	3,24
10	1417-15	Автолитовая брекчия	Изумрудно-зеленый, прозрачный	1,704	1,677	0,027	1,935	1,265	3,26
11	1417-17	(нижний)	Изумрудно-зеленый	1,709	1,684	0,025	1,955	3,17	3,34
12	1481-10		Светлый желто-зеленый, полупрозрачный	1,695	1,667	0,028	3,205	0,36	3,11
13	1417-14		Изумрудно-зеленый, полупрозрачный	1,706	1,681	0,025	1,76	2,13	3,29
14	1481-10		Светло-зеленый	1,704	1,677	0,027	2,07	2,553	3,28
15	1481-10		Изумрудно-зеленый	1,704	1,678	0,026	1,785	2,445	3,28

16	1481-10		Травяно-зеленый	1,703	1,677	0,026	2,25	2,19	3,27
17	1481-10		Ярко-зеленый	1,708	1,683	0,025	Не обн.	Не обн.	3,32
18	1481-10		”	1,703	1,678	0,027	2,48	1,49	3,26
19	1481-10		Светло-зеленый ”в рубашке”	1,698	1,673	0,025	1,04	1,47	3,22
20	1481-11		Светло-зеленый	1,701	1,675	0,026	2,475	0,53	3,24
21	1481-11		Светлый желто-зеленый, прозрачный	1,699	1,675	0,024	4,07	0,38	3,23
22	1481-11		Светло-зеленый, прозрачный	1,704	1,678	0,026	2,14	1,17	3,26
23	1481-11		Изумрудно-зеленый, прозрачный	1,708	1,683	0,025	1,56	2,96	3,31
24	1481-11		Светло-зеленый, полупрозрачный	1,705	1,679	0,026	2,17	0,80	3,26
25	1481-11		Светлый желто-зеленый	1,702	1,675	0,027	Не обн.	Не обн.	3,24

26	1417-9	Брекчия вмещающих пород (верхний)	Изумрудно-зеленый, полупрозрачный	1,706	1,680	0,026	1,90	1,935	3,28
----	--------	-----------------------------------	-----------------------------------	-------	-------	-------	------	-------	------

27	1481-21	Брекчия вмещающих пород	Светло-зеленый, измененный, прозрачный	1,695	1,667	0,028	3,576	0,235	3,12
28	1481-22	(нижний)	Травяно-зеленый	1,705	1,680	0,025	2,325	0,97	3,27
29	1481-20		Ярко-зеленый, прозрачный	1,706	1,681	0,025	1,50	2,76	3,29
30	1481-20		Изумрудно-зеленый, прозрачный	1,705	1,671	0,027	1,595	1,78	3,26
31	1481-20		Ярко-зеленый, измененный	1,708	1,683	0,025	1,805	2,85	3,32
32	1481-20		Светло-зеленый, прозрачный	1,697	1,671	0,026	3,41	1,02	3,23
33	1481-20		Темно-зеленый, прозрачный	1,709	1,683	0,026	2,37	2,32	3,33
34	1481-22		Изумрудно-зеленый, прозрачный	1,706	1,680	0,026	Не обн.	Не обн.	3,28

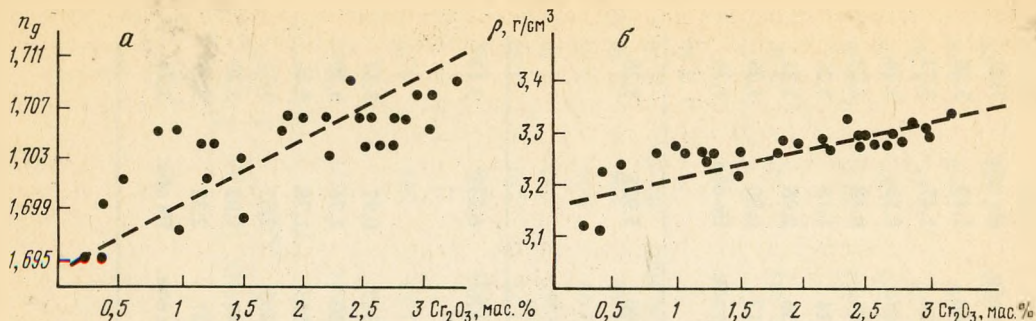


Рис. 4. Графики зависимости показателя преломления (n_g) от содержания Cr_2O_3 (а) и плотности (ρ) от содержания Cr_2O_3 в диопсиде из диатремы Пи (б)

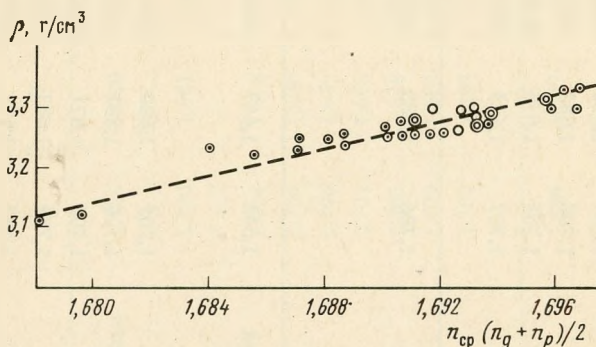


Рис. 5. Зависимость плотности и светопреломления в диопсиде из диатремы Пи
Количество окружностей у точки указывает на число образцов с одинаковым значением n_{cp}

ние Cr_2O_3 , мас.%. При заданных значениях X получаем прямую, проведенную на соответствующей диаграмме (см. рис. 5). Как видно, имеются отклонения от этой прямой, но общая тенденция возрастания плотности минерала с увеличением содержания Cr_2O_3 в нем сохраняется. Уравнение линейной регрессии подсчитано также для зависимости между показателем преломления (n_g) и содержанием Cr_2O_3 в диопсиде: $y = -3,2279 + 1,9053X$, где y — показатель преломления; X — содержание Cr_2O_3 , мас.%. Коэффициент корреляции равен 0,788, поэтому отклонения от вычисленной прямой на данной диаграмме (см. рис. 4, а) больше, чем на вышеупомянутой (см. рис. 4, б), где коэффициент корреляции 0,848.

Таким образом, установленные зависимости состав—свойство можно использовать как экспресс-метод для оценки состава диопсида из пород диатремы Пи и других тел кимберлитового поля при решении некоторых геологоразведочных и поисковых задач.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ДИОПСИДЕ, ЕГО МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Отличительной особенностью кимберлитовых пород диатремы Пи, как и других тел рассматриваемого кимберлитового поля, является отсутствие ксенолитов глубинных пород ультраосновного и основного состава. По этой причине существенная информация о минеральных парагенезисах, образовавшихся при высоких значениях P — T параметров, может быть извлечена из анализа составов минерала-хозяина (диопсида) и включений в нем. В этой связи, как уже отмечалось, диопсид из тяжелой фракции пород диатремы Пи представляет весьма благоприятный объект, поскольку содержит разнообразные включения других минералов. Учитывая сходную геологическую позицию диатрем

поля, в котором находится тело Пи, можно полагать, что полученные данные об условиях формирования глубинных пород диатремы Пи имеют обобщенное значение и могут служить для характеристики диопсидсодержащих пород кимберлитового поля в целом. Все это явилось основанием для проведения детальных исследований диопсида с включениями из тяжелой фракции пород диатремы Пи.

Среди включений наибольшим распространением пользуется хромшпинелид, довольно часто встречаются включения слюды (флогопита), ортопироксена. Кроме того, в диопсиде встречены включения граната. Эти данные о распространенности включений следует рассматривать как предварительные, поскольку меньшая распространенность включений других минеральных фаз может быть связана с трудностью их диагностики.

В исследуемых зернах диопсида проанализировано 4 включения хромшпинелида. Все зерна диопсида с включениями приурочены к породам автолитовой брекчии верхних и нижних горизонтов. Кроме того, в брекчии вмещающих пород встречен сросток гранат-хромшпинелид-клинопироксенового состава, представляющий несомненный интерес для решения генетических задач. Как видно из представленных анализов хромшпинелидов (см. табл. 2), их составы хорошо согласуются с составом минерала-хозяина, что позволяет отнести включения хромшпинелидов в диопсиде к сингенетическим. Хромшпинелид, включенный в светло-зеленый диопсид, отличается по составу от других хромшпинелидов, ассоциирующих с более яркими разностями диопсида, меньшим содержанием хрома (47,06 мас.%), резко повышенным — глинозема (19,87 мас.%), и очень низким содержанием TiO_2 (0,16 мас.%). Диопсид, включающий это зерно хромшпинелида, по результатам кластерного анализа относится к маложелезистой разности этого минерала (см. табл. 3). На треугольнике составов это зерно диопсида ложится в область перидотитов (см. рис. 1, а).

Хромшпинелид из сростка отличается высокой хромистостью (59,35 мас.%), меньшей магнезиальностью (9,79 мас.%), повышенным содержанием TiO_2 (1,47 мас.%), малым содержанием Fe_2O_3 (1,36 мас.%) и, наоборот, высоким — FeO (18,9 мас.%). Следует отметить, что диопсид-хозяин по результатам кластерного анализа относится к юритовому диопсиду (см. табл. 3). На треугольнике составов этот диопсид ложится в поле лерцолитов. При нанесении анализов хромшпинелидов из включений в диопсиде и из сростка с гранатом и клинопироксеном на треугольную диаграмму с вершинами $Al_2O_3 - Cr_2O_3 - (FeO + TiO_2)$ видно (рис. 6), что один анализ хромшпинелида-включения попадает в область составов этого минерала из гарцбургитов (см. табл. 2, ан. 4). Остальные анализы, соответствующие хромшпинелидам с повышенными содержаниями титана (1,14—2,34 мас.% TiO_2) и высокими — хрома (54,11—56,86 мас.% Cr_2O_3), располагаются в поле составов этого минерала из гранат-хромшпинелид-клинопироксеновых сростков. Это дает основание рассматривать хромшпинелиды-включения и диопсид-хозяин (см. табл. 2, ан. 2, 10, 12) как продукты дезинтеграции указанных сростков. Зерна диопсида, включающие хромшпинелиды, по результатам кластерного анализа относятся к высокохромистым разновидностям: хромдиопсиду и юритовому диопсиду. На треугольнике составов эти зерна диопсида ложатся в поле лерцолитов (III) и перидотитов (IV) (см. рис. 1, а).

Помимо хромшпинелида, в изученных зернах диопсида встречены и включения гранатов. В табл. 2 приведены два анализа гранатов, один из которых представлен включением в диопсиде, второй — из сростка с хромшпинелидом и клинопироксеном. Оба граната представлены среднекальциевой разностью, но гранат из сростка отличается высоким содержанием хрома (6,87 мас.%), что хорошо согласуется с составами существующих клинопироксена и хромшпинелида, которые также имеют повышенное содержание этого оксида (см. табл. 2, ан. 19, 21). На треугольной диаграмме составов (см. рис. 1, а) это зерно диопсида, отнесенное по результатам кластерного анализа к группе юритового диопсида, располагается на границе III и IV полей: лерцолитов и перидотитов соответственно. Гранат, включенный в низкохромистый диопсид (0,58 мас.%) светло-зеленого цвета, также содержит незначительную примесь хрома (2,01 мас.%), что позволяет рассматривать данное включение граната в диопсиде как

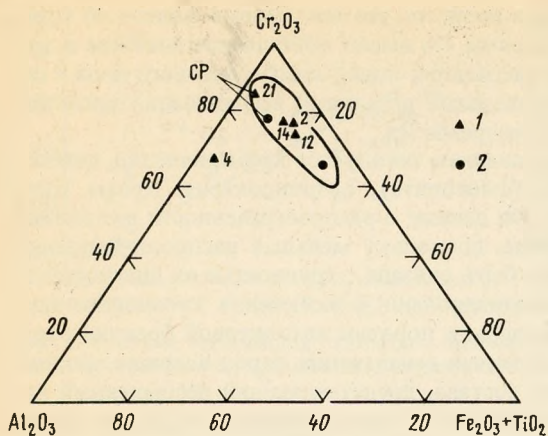


Рис. 6. Диаграмма составов хромшпинелидов из включений в диопсиде и сростков с ним из диатрем Пи и Л

Оконтурена область хромшпинелидов из гранат-хромшпинелид-клинопироксеновых сростков. Цифры у точек соответствуют номерам анализов в табл. 1, 2. 1 — точки анализов хромшпинелидов из диатремы Пи; 2 — из диатремы Л по данным [4]. Индексом СР обозначены точки хромшпинелидов из гранат-хромшпинелид-клинопироксеновых сростков

сингенетическое. Диопсид-хозяин относится к группе хромдиопсида по результатам кластерного анализа. На треугольной диаграмме составов он ложится в поле вебстеритов (см. рис. 4).

Кроме гранатов и хромшпинелидов, в исследованных зернах диопсида в качестве сингенетических включений встречена слюда зеленого цвета (рис. 7, а). В табл. 2 даны три химических анализа подобных включений, представленных флогопитом. Следует отметить, что подобные включения в минералах-спутниках из пород диатрем изучаемого кимберлитового поля до сих пор не были обнаружены. Необходимо указать на повышенные содержания хрома в флогопите (0,36–0,49 мас.% Cr_2O_3 , см. табл. 2), что обуславливает характерную окраску этого минерала. Последний отличается и повышенными содержаниями титана (0,45–0,66 мас.%). Зерна диопсида, включающие флогопит, по результатам кластерного анализа относятся к разным группам: юритового диопсида (см. табл. 2, ан. 5), субкальциевого диопсида (ан. 9), собственно диопсида (ан. 15). На треугольнике составов (см. рис. 1, а) все эти зерна диопсида ложатся в поле лерцолитов. Иногда флогопит в диопсиде представлен мельчайшими правильными гексагональными табличками. Один из кристаллов флогопита, извлеченный из диопсида, изучен на растровом электронном микроскопе (рис. 7, б). Приведенная микрофотография иллюстрирует идиоморфизм включения: характер поверхности включения флогопита указывает на сингенетичность этого включения. В одном случае проанализировано также включение ортопироксена, к сожалению, измененного, поэтому использовать особенности состава этого минерала для определения давления не представляется возможным.

При изучении зерна диопсида "в рубашке" на микроанализаторе выявлен ее состав, представленный доломитом, внутри которого находится SiO_2 , вероятно, кварц. Диагностика последнего требует уточнения с привлечением рентгенометрических методов.

Для оценки температур кристаллизации диопсида использовано отношение $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ в минерале [13]. Величина этого отношения колеблется в изученных образцах от 26,7 до 50,0, что свидетельствует о широком диапазоне температур их образования. Среди изученных зерен диопсида имеется один образец с максимальным содержанием MgO и минимальным — CaO , в котором отношение $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ составляет 26,7, что указывает на аномально высокую температуру образования данного субкальциевого диопсида — более 1400°C . Следует отметить, что близкий по составу субкальциевый диопсид установлен в глубинных ультрабазитах и во включениях в алмазе [5, 10]. Без учета этого зерна диопсида температура образования изученного минерала из пород диатремы Пи составляет $850\text{--}1315^\circ\text{C}$. Эти две крайние величины отмечены в единичных образцах, в основном же температура кристаллизации диопсида колеблется от 945 до 1150°C , т.е. в целом изученные зерна диопсида менее высокотемпературные,

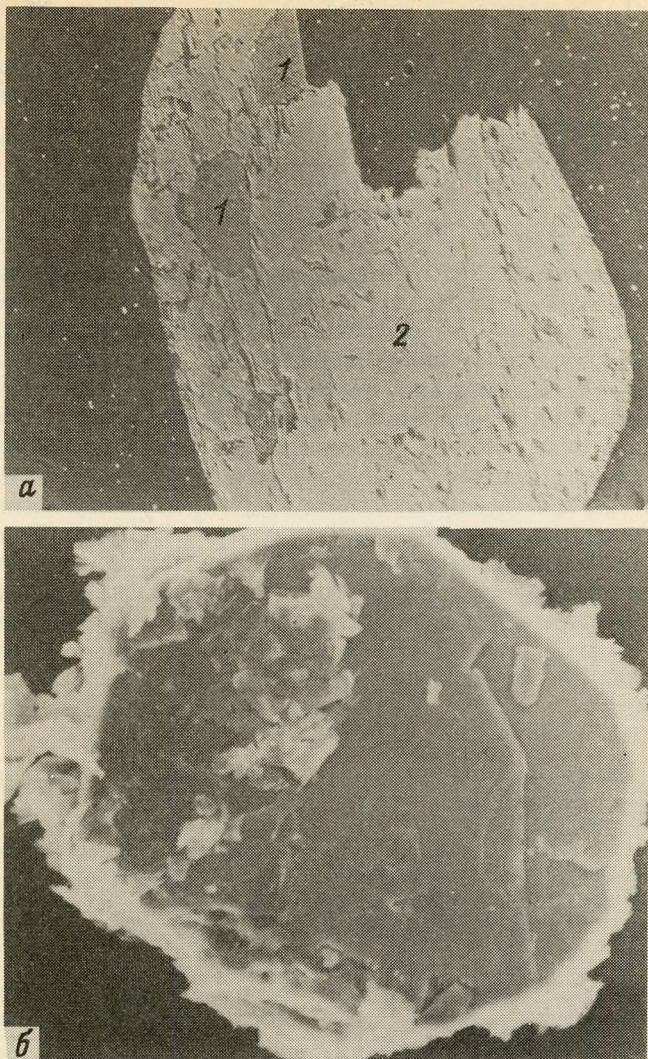


Рис. 7. Включения флогопита в диопсиде из брекчии вмещающих пород с кимберлитовым цементом из диатремы Пи

a — изображение в отраженных электронах с вещественным контрастом: 1 — флогопит, 2 — диопсид, увел. 100; *б* — изображение поверхности чешуйки флогопита во вторичных электронах, увел. 750

чем зерна этого минерала из диатремы Л, температура образования которых 1030–1320°С [4].

Как уже отмечалось, среди зерен диопсида встречен сросток гранат-хромшпинелид-диопсидового состава. По этой трехминеральной ассоциации попытаемся оценить *P–T* условия образования этого сростка. По распределению Cr и Al в гранате, а именно по отношению $Cr^{3+} / (Cr^{3+} + Al)$ в этом минерале, можно оценить давление [15]. В гранате из представленного сростка величина этого отношения равна 20, что соответствует давлению около 51 кбар. Очевидно, эта величина несколько, завышенная, так как экспериментальный расплав, из которого кристаллизовались гранат и хромшпинелид, не содержал железа. По этой причине величина давления, определяемая по графику, требует введения поправки [9]. Величину давления можно также посчитать, используя извест-

ную формулу [17]: $T^{\circ}\text{C} = (3686 + 28,35P / \ln K_D + 2,33) - 273$. Зная температуру по отношению $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ в диопсиде и коэффициент распределения Fe^{2+} и Mg между гранатом и пироксеном $K = (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{\text{Gr}} / (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{\text{Cpx}}$, определяем давление. Эта величина также завышенная (54 кбар). Можно попытаться определить температуру по гранат-шпинелевому геотермометру [1] согласно формуле

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{1896 + (X_{\text{Fe}} + X_{\text{Mg}})^{\text{Gr}} \cdot 29229 + 4890 \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{Sp}_{2+}}}{0,647 + 11,88 (X_{\text{Fe}} + X_{\text{Mg}})^{\text{Gr}} + 0,5X_{\text{Fe}}^{\text{Sp}} - 2R \ln K_D}$$

Подставляя все значения, получаем температуру, равную 1274°C , что гораздо выше температуры, оцененной по отношению $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ в клинопироксене.

Если сравнить данный сросток с подобным сростком из пород диатремы Л, то можно видеть, что составы сосуществующих минералов в двух диатремах примерно одинаковы, за небольшим исключением. Так, хромистость хромшпинелида из диатремы Пи выше, чем из диатремы Л, в то время как сосуществующие с ним гранат и клинопироксен беднее хромом, чем те же минералы в диатреме Л. Если сравнивать температурные условия образования этих ассоциаций по отношению $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ в клинопироксене, то это отношение ниже, а, следовательно, температура немного выше для сростка из диатремы Л (средние значения для диатремы Пи — около 1095°C , для Л — 1160°C).

Таким образом, комплексным изучением морфологии, химического и фазового состава диопсида и его физических свойств выявлены типоморфные особенности этого минерала из диатремы Пи, что позволяет использовать их для косвенной оценки ее продуктивности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аранович Л.Я., Косякова Н.А. Гранат-шпинелевый геотермометр для горных пород // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, № 4. С. 978–984.
2. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Применение электронно-зондовых приборов для изучения минерального вещества. М.: Недра, 1983. 215 с.
3. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В., Сошкина Л.Т. Комплексное изучение минералов-спутников алмаза // Сов. геология. 1984. № 11. С. 96–108.
4. Гаранин В.К., Лунжева Е.С., Посухова Т.В., Чистякова В.Ф. Морфологические особенности, состав, физические свойства и минеральные парагенезисы хромдиопсида из брекчий одного из районов СССР // Материалы XIII конф. молодых ученых геол. ф-та МГУ. М., 1986. С. 155–170. Рукопись деп. в ВИНТИ 17.09.86, № 6967–86. Деп.
5. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 330 с.
6. Дэвис Д. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 420 с.
7. Илупин И.П. Находки "кимберлитовых" минералов в некимберлитовых изверженных горных породах // Тр. ЦНИГРИ. М., 1984. Вып. 188. С. 46–51.
8. Мацюк С.С., Платонов А.Н., Хомченко В.М. Оптические спектры поглощения и окраска мантийных минералов. Киев: Наук. думка, 1985. 248 с.
9. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермометры // Докл. АН СССР. 1974. Т. 233, № 6. С. 1096–1199.
10. Соболев Н.В. Глубинные включения в ксенолитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 263 с.
11. Харьков А.Д., Саврасов Д.И. Ксенолиты флогопитсодержащих пород в кимберлитах Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 4. С. 75–87.
12. Черенкова А.Ф., Черенков В.Г. Глубинные ксенолиты в кимберлитах западного обрамления Анабарского массива // Состав и свойства глубинных пород земной коры и верхней мантии платформ. М.: Наука, 1983. С. 67–77.
13. Boyd F.R., Dewis B.T.C. The join $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites // Geophys. Res. 1966. Vol. 71. P. 3567–3576.
14. Erlank A.J., Kushiro J. Potassium contents of synthetic pyroxenes at high temperatures and pressures // Garnegie Inst. Book 68. Wash. (D.C.), 1970. P. 233–236.
15. Irifune T. Experimental study of the system $\text{Mg}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} - \text{Mg}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ at high pressure and high temperature // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. 1985. Vol. 21, N 3. P. 417–451.
16. Stephens W.E., Dawson I.B. Statistical comparison between pyroxenes from kimberlites and their associated xenoliths // J. Geol. 1977. Vol. 85. P. 433–449.
17. Raheim A., Green D.H. Contrib. Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 48, N 3. P. 179–203.