

Н. Н. САРСАДСКИХ

О НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

(Представлено академиком А. П. Виноградовым 17 VII 1969)

В настоящее время все чаще и чаще высказывается мнение, что вещество мантии неоднородно благодаря непрерывному процессу его дифференциации (¹⁻³). В предлагаемой статье мы хотим показать наличие неоднородности и зональности в верхней мантии на материале, полученном при изучении вещественного состава включений ультраосновных пород в сибирских кимберлитах.

При изучении включений мы пришли к выводу, что они не могут являться продуктом кристаллизации кимберлитового расплава и представляют собой недоплавившиеся реликты подкорового субстрата, из которого образовался расплав (⁴⁻⁶). Такое же мнение было высказано и многими другими исследователями. Доказательством мы считаем следующие факты: разнообразный минеральный состав включений и особенности химизма некоторых минералов, наличие в них явлений протоклаза и признаков реакционных взаимоотношений с магматическим расплавом и, наконец, значительно более древний их возраст по отношению к вмещающему кимберлиту.

К отторженцам мантии относят также и включения ультраосновных пород в щелочных базальтоидах и современных вулканитах, широко развитых в различных регионах мира (⁷⁻¹¹). Несмотря на то что эти породы развиты в различных геоструктурных зонах, включенные в них реликты ультраосновных пород удивительно сходны между собой и с некоторыми включениями из кимберлитов. Все это свидетельствует о планетарном развитии ультраосновных пород в глубинных частях нашей планеты.

Включения ультраосновных пород в кимберлитах Сибири представлены в основном перидотитами. В подчиненном количестве среди них встречаются оливиниты и пироксениты. В подавляющем большинстве включений присутствует пироп, менее обычны — флогопит, пикроильменит, хромшпинелид и шпинелид. Из аксессуарных минералов в ультраосновных породах были обнаружены: графит, муассанит, циркон, рутил, магнетит, корунд и др.

Несмотря на разнообразие минерального состава включений ультраосновных пород, в них наблюдается совершенно определенный минеральный парагенезис. Некоторые минералы постоянно находятся в парагенетических связях, другие же, напротив, никогда их не образуют и не встречаются совместно в одном включении.

Алмаз непосредственно в перидотитовых включениях в сибирских кимберлитах пока еще не обнаружен. Его единичные находки известны только во включениях южноафриканских кимберлитов. Таким образом, парагенетические связи алмаза могут быть установлены по включенным в нем минералам. Наиболее часто включения в алмазе представлены оливином и пиропом, реже — хромшпинелидом; в единичных случаях был встречен энстатит и хромдиоксид (¹²); ни флогопит, ни пикроильменит в виде включений в алмазе не обнаружены*.

Парагенетические ассоциации мы рассмотрим по отношению к пиропу, так как он имеет переменный состав, наиболее детально изученный.

* Указание А. Ф. Вильямса на наличие включений ильменита в южно-африканских алмазах, по-видимому, основано на ошибочной его диагностике.

Мы выделяем четыре основные цветовые группы пиропов — оранжевые, красные, лиловые и зеленые. Все пиропы, окрашенные в цвета, промежуточные между четырьмя группами, условно отнесены к одной из них.

Совместно с оранжевыми пиропами во включениях ультраосновных пород, кроме оливина, присутствуют: пикроильменит, флогопит, шпинелиды, графит и диопсид, обычно с небольшим количеством хрома. Среди пиропов, включенных в алмаз, оранжевые разновидности составляют

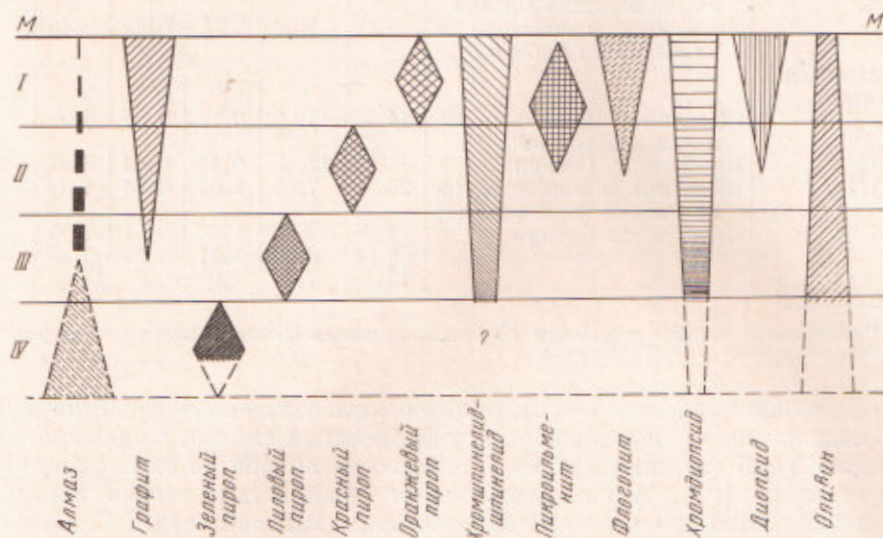


Рис. 1. Схема изменения минерального парагенезиса пород подкорового субстрата. Сгущение штриховки означает увеличение содержания хрома

всего 5% *. Таким образом, указанную ассоциацию есть основание считать неблагоприятной для стабильного существования алмаза. Парагенезис оранжевого пироба является характерным и для ультраосновных включений в щелочных базальтоидах. Они имеют перидотитовый состав и содержат хромшпинель, хромдиопсид, слюду и очень редко пироп (^{8, 10, 13}).

Совместно с лиловыми пиробами во включениях, кроме оливина, присутствуют хромшпинелиды и сильно хромовый диопсид. Пикроильменит и флогопит, как правило, с лиловым пиробом не встречаются.

Поскольку включения лилового пироба в алмазе резко преобладают и составляют 91% *, указанную ассоциацию можно считать благоприятной для стабильного существования алмаза.

Красные пиробы имеют промежуточный парагенезис и встречаются с хромшпинелидами и с пикроильменитом и флогопитом. Парагенетические связи зеленого пироба не установлены, так как он очень редок в кимберлитах и встречается только в виде единичных ксенокристаллов.

В результате изучения включений ультраосновных пород в кимберлитах, в самой верхней части мантии, откуда они происходят, мы выделяем четыре зоны, причем три из них — по описанным парагенезисам, одну — условно, по зеленому пиробу. В общем случае эти зоны расположены вертикально (когда давление увеличивается от нагрузки вышележащих пород). Относительное положение зон определяется, с одной стороны, по пиробу, с другой — по алмазу (рис. 1).

I зона оранжевого пироба начинается непосредственно от поверхности Мохоровичича, наиболее вероятно совпадающей с появлением перидотитов и локально развитых пироксен-пиробовых пород, по минеральному составу

* Данные И. П. Илупина и А. А. Панкратова.

Среднее содержание некоторых окислов в гранатах (вес. %)

	Порода, включ. ископ. гранат	MgO	Fe ₂ O ₃ + +FeO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	Число анализов	
Земная кора	Метаморфические породы из кимберлитов Сибири	9,04	24,43	0,10	0,10	6,36	11	
	Алмазоносные эклогиты из кимберлитов Сибири (15)	9,08	21,25	0,05	0,25	5,49	3	
Зоны верхней мантии	I	Щелочные базальтоиды Миусинской впадины (13)	14,99	14,03	0,13	0,55	5,0	1
	II	Кимберлиты Сибири	18,22	12,63	0,44	0,62	5,91	11
	III	Щелочные базальтоиды Миусинской котловины (13)	20,09	7,51	1,02	0,28	4,60	1
	IV*	Кимберлиты Сибири	19,61 19,32 13,7	9,35 8,89 7,2	1,89 3,91 9,0	0,51 0,13 0,3	5,34 6,80 13,2	21 12 4

* Содержание окислов рассчитано по данным специального прецизионного спектрального анализа, сделанного В. А. Губановым.

ву отвечающих эклогитам. Региональное литостатическое давление в ней еще недостаточно для стабильного существования алмаза, но должно быть не ниже 20 кб (нижний предел устойчивости пирропа по экспериментальным данным (14)). Алмаз здесь может образоваться только локально, в участках повышенного давления, которые, как считает В. С. Соболев, могут возникать в связи с тектоническими процессами. В этом случае алмаз может оказаться в парагенезисе, не свойственном его стабильному существованию. Примером такого парагенезиса могут служить алмазоносные эклогиты, в которых алмаз находится вместе с гранатом даже не пирропового, а пироп-альмандинового состава, диопсидом и графитом. Судя по составу граната, эти включения, скорее всего, происходят не из верхней мантии, как считает Н. В. Соболев (15), а из коровых эклогитов, подвергшихся сверхвысоким давлениям.

II зона красного пирропа является промежуточной между I и III.

III зона лилового пирропа характеризуется тем, что алмаз в ней может существовать уже как стабильная фаза, поэтому давление в ее пределах должно быть не менее 30 кб (нижний предел образования искусственного алмаза).

IV зона зеленого пирропа выделена условно. Зеленый пироп хорошо вливается в ряд хромовых пирропов как наиболее хромовый из известных в настоящее время, поэтому есть основание считать, что он устойчив при еще больших давлениях, чем лиловый пироп, и еще более благоприятен для нахождения алмаза.

Для оценки химизма выделенных в верхах мантии зон мы рассмотрим изменение средних содержаний некоторых типичных окислов в минералах переменного состава, присутствующих во всех зонах. К ним относятся пироп, хромшпинелид и хромдиопсид (табл. 1—3); в них приведены также составы некоторых минералов из включений ультраосновных пород в щелочных базальтоидах различных регионов, из включения алмазоносного эклогита в кимберлите трубки Мир и из включений метаморфических пород в кимберлитах Сибири.

Как видно из табл. 1—3, для всех трех минералов характерно высокое содержание хрома в парагенезисах более глубинных зон (IV и III) и уменьшение его количества в направлении к земной коре (II и I зоны). Для хромшпинелида и хромдиопсида в этом же направлении наблюдается увеличение содержания алюминия, а для хромдиопсида еще и натрия.

Таблица 2

Среднее содержание некоторых окислов в шпинелидах — хромшпинелидах (вес. %)

	Порода, включ. иссл. шпинелиды	MgO	Fe ₂ O ₃ + FeO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Число анализов	
Зоны верхней мантии	I	Щелочные базальтоиды, Дальний Восток (7-9)	21,63	15,03	9,25	53,80	4
		Щелочные базальтоиды, Сев. Америка (10)	18,20	13,15	12,23	53,43	1
		Щелочные базальтоиды, Гавайские острова (11)	19,78	13,64	15,30	44,01	1
III		Кимберлиты Сибири	16,02	11,65	20,73	44,58	1
			13,47	20,92	44,14	15,19	5

Таблица 3

Среднее содержание некоторых окислов в хромдиопсидах (вес. %)

	Порода, включ. иссл. хромдиопсид	MgO	Fe ₂ O ₃ + FeO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	Число анализов	
Земная кора	Алмазоносный эклогит из кимберлита трубки Мир (Сибирь) (15)	10,87	6,75	0,08	8,63	5,30	2	
Зоны верхней мантии	I	Щелочные базальтоиды, Гавайские острова (11)	13,25	2,61	1,15	7,76	2,67	1
		Щелочные базальтоиды, Дальний Восток (7-9)	16,02	3,40	0,65	6,84	0,76	5
II		15,78	3,37	0,32	6,53	4,02	2	
III	Кимберлиты Сибири		16,13	3,30	0,75	3,82	2,57	3
			16,89	2,79	1,55	2,57	1,94	4

Изменение отношения магния к суммарному железу хорошо прослеживается на примере граната и хромдиопсида. Оно минимально в условиях земной коры и довольно резко увеличивается в условиях верхней мантии, однако в зеленом пиропе IV зоны наблюдаются снова его уменьшение.

Несмотря на то что приведенный в статье материал относится к сравнительно небольшой части подкорового субстрата, он с несомненностью свидетельствует о его неоднородности как по минеральному, так и по химическому составу. При этом общая геохимическая направленность изменения состава вещества верхней мантии подтверждает гипотезу А. П. Виноградова о том, что дифференциация первичного вещества Земли аналогична процессу зонной плавки.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Поступило
11 VI 1969

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ В. С. Соболев, Геология и геофизика, № 1 (1964). ² А. П. Виноградов, А. А. Ярошевский, Геохимия, № 7 (1965). ³ Н. Д. Соболев, Международн. геол. конгр., XXII сессия, 1966. ⁴ Н. Н. Сарсадских, В. С. Ровша, В. А. Благулькина, В сборн.: Матер. по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР, в. 40, 1960. ⁵ Н. Н. Сарсадских, В. С. Ровша, Зап. Всесоюзн. мин. общ., 89, в. 4 (1960). ⁶ Н. Н. Сарсадских, В. А. Благулькина, Ю. И. Силин, ДАН, 168, № 2 (1966). ⁷ Г. М. Гапеева, Геология и геофизика, № 10 (1960). ⁸ Г. М. Гапеева, Геология и геофизика, № 4 (1963). ⁹ Г. М. Гапеева, Тр. Инст. геол. рудн. месторожд., петрогр., минерал. и геохим., в. 45 (1961). ¹⁰ В. Г. Сахно, Е. П. Денисов, Изв. АН СССР, сер. геол., № 8 (1963). ¹¹ В. Г. Сахно, С. А. Щека и др., ДАН, 180, № 3 (1968). ¹² С. И. Футергендлер, Матер. по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР, в. 40 (1960). ¹³ А. В. Крюков, З. В. Крюкова, Матер. по геологии и полезн. ископ. Красноярского края, 1962. ¹⁴ F. R. Boyd, J. L. England, Cornege Inst. of Washington, № 58 (1958—1959). ¹⁵ Н. В. Соболев, Н. К. Кузнецова, ДАН, 167, № 6 (1966).