

УДК 548.75

С.С. Воробей¹, В.К. Гаранин², Е.А. Минервина³, Т.В. Посухова⁴, Ся Вэйшэн⁵**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ
КИТАЯ И ЯКУТИИ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской академии наук, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**Institute of Geology of ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the RAS,
119017, Moscow, Staromonetnyi str., 35*

Изучены ксенолиты из трубки Мир и из провинций Шаньдун и Ляонин с использованием методов электронно-зондового микроанализа и ICP-MS. Выявлены их минералогические, геохимические и генетические особенности. В ксенолитах из трубки Мир выявлены минералы алмазоносных парагенезисов, а в ксенолитах из кимберлитов Китая их нет. Во всех ксенолитах установлены вторичные изменения. В ксенолитах из кимберлитов Китая они более сильные. Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) показывает, что в формировании ксенолитов из трубки Мир участвовали процессы субдукции. В ксенолитах из Китая, отчетливо проявлено влияние метасоматоза. Рассчитаны *PT*-параметры: $T=600\div700$ °C, $P=2\div2,5$ ГПа, они не соответствуют мантийным обстановкам и отражают условия метасоматоза.

Ключевые слова: кимберлиты, ксенолиты, мантийный метасоматоз.

Xenoliths from the Mir pipe and from Shandong and Liaoning provinces were studied according to electron microbeam analysis and ICP-MS. Their mineralogical, geochemical and genetic features are revealed. Minerals of diamondiferous paragenesis were established in xenoliths of the Mir pipe, but not in xenoliths of China. All xenoliths have secondary changes. They are stronger in the xenoliths of China. The distribution of REE shows the involvement of subduction processes in the formation of xenoliths from the Mir pipe. They are not found in xenoliths from China; the influence of metasomatism is clearly manifested in them. *PT*-parameters were calculated: $T=600\div700$ °C, $P=2\div2,5$ GPa. They do not correspond to mantle settings and reflect the conditions of metasomatic processes.

Key words: kimberlites, xenoliths, mantle metasomatism.

Введение. Мантийные ксенолиты в кимберлитах содержат исключительно ценную информацию о процессах минералообразования, протекающих в значительном интервале давления, вплоть до очень высоких значений, при которых возможно образование алмазов [Соболев, 1974]. Они сложены породами, образовавшимися в широком интервале *PT*-условий [Францессон, Лутц, 1995]. Их исследование имеет большое научное и прикладное значение, так как дает информацию о глубинном строении и вещественном составе Земли и позволяет судить об алмазоносности кимберлитовых тел [Костровицкий, Специус, 2015]. Изучению ксенолитов мантийных пород из кимберлитов Китая до сегодняшнего времени уделялось недо-

статочно внимания из-за объективных трудностей. В большинстве тел их практически не удавалось найти. В тех кимберлитовых телах, где они были обнаружены, ксенолиты имеют малые размеры и сильно изменены [Гао Сяоин, 2008]. Глубинные ксенолиты кимберлитов Якутии детально изучены многими исследователями [Соболев 1974; Костровицкий, Специус, 2015], но сравнение их с ксенолитами из кимберлитов Китая не проводилось. Нами был сделан акцент на выявление минералого-петрографических, геохимических и генетических особенностей ксенолитов из разных провинций.

Материалы и методы исследований. Объекты исследования — три ксенолита из кимберлитов

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, аспирантка; *e-mail:* vorobey.sofya93@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, профессор; *e-mail:* vgaranin@mail.ru

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, вед. инженер; *e-mail:* minervina@igem.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, доцент; *e-mail:* tposukhova@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, магистр; *e-mail:* 3554842@qq.com

трубки Мир и два из кимберлитов Китая. Выбор объектов исследования не случаен, так как на этих трубках ведется добыча алмазов, но качество сырья существенно различается. Трубка Мир известна находками крупных правильных гадкогранных октаэдров алмаза [Зинчук, Коптиль, 2003], тогда как кристаллы алмаза в кимберлитах Китая небольшие и кривогранные [Lu Fengxiang, 1996; Гао Сяо Ин, 2008]. Разное качество алмазов может быть связано с различной степенью изменения исходного мантийного материала, что мы и изучили.

Кимберлитовая трубка Мир отличается высоким промышленным содержанием алмазов. Она находится в Малоботуобинском районе (Мирнинское поле) в Якутии. Трубка сложена крупнообломочными кимберлитовыми брекчиями. Трубка богата глубинными ксенолитами. Найдены и изучены алмазоносные ксенолиты [Гаранин и др., 1979; Серенко, Лазько, 1990; Специус, Серенко, 1990].

На территории КНР известно несколько полей кимберлитов, расположенных в пределах Северо-Китайской (Хуабэй) и Южно-Китайской платформ. Наиболее известны два месторождения — трубка Победа-1 в провинции Шандун и трубка № 50 в провинции Ляонин. Именно из этих трубок и были отобраны изученные образцы. Трубка Победа-1 (Шенгли) сложена крупнокристаллическим порфировым кимберлитом [Гао Сяоин, 2008]. Установлены включения серпентинизированных перидотитов и автолитов. Трубка № 50 (Бинхай) сложена кимберлитовыми туфами, брекчиями и порфировыми флогопитовыми кимберлитами с большим количеством минералов-спутников алмаза. Выявлено 4 пульсации [Lu Fengxiang, 1996].

Ксенолиты изучали комплексом минералогических и геохимических методов. Структурно-петрографическое описание проводилось на оптических микроскопах «Orton» и «Axio Plan 2 Imaging» («Карл Цейсс»). Съемка изображений в отраженных электронах, в характеристических рентгеновских лучах и электронно-зондовый микроанализ выполнены на кафедре петрологии МГУ имени М.В. Ломоносова в лаборатории локальных методов исследования вещества на растровом электронном микроскопе «Jeol JSM-6480L» с энерго-дисперсионным спектрометром «INCA-Energy 350» при ускоряющем напряжении от 25 кВ и при увеличении до 100 000 (оператор Н.Н. Коротаева). Изучение усредненного состава ксенолитов методом ICP-MS проводили на кафедре геохимии МГУ имени М.В. Ломоносова под руководством А.Ю. Бычкова. Исследования велись на масс-спектрометре «Element-2». Метод предполагает перевод вещества в раствор. Вскрытие образцов осуществляли спеканием с содой, полученный спек растворяли в смеси кислот. Изучение микроэлементного состава отдельных зерен гранатов и пироксенов проводили в ИГЕМ РАН на

масс-спектрометре «X-Series II» в сочетании с системой лазерного пробоотбора NWR-213: препарат пробы вводится в спектрометр в потоке аргона в виде аэрозоля и ионизируется в индуктивно-связанной плазме с последующим разделением ионов при помощи квадрупольного масс-анализатора. Исследовали прозрачно-полированные шлифы на эпоксидной смоле.

Результаты исследований и их обсуждение.

Изученная коллекция глубинных ксенолитов включает широкий спектр глубинных пород ультраосновного и основного состава.

Гранатовый вебстерит из трубки Мир (образец ТМ91) состоит из граната (40%), клинопироксена (40%), ортопироксена (15%) и редких зерен сульфидов (5%). Гранаты образуют изометричные зерна размером 1 мм с келифитовой каймой. В породе проявлены следы катаклаза. По трещинам происходит замещение вторичными минералами.

Эклогит из трубки Мир (образец ТМ124) сложен пироксеном (40%) и гранатом (50%) с редкими зернами сульфидов (около 5%). В образце отчетливо проявлены процессы катаклаза, зерна граната и пироксена разбиты многочисленными трещинами, по которым развита вторичная минерализация. Пироксен в образце активно замещен серпентином. Серпентин также заполняет прожилки в зернах граната. Во вмещающем кимберлите зерна оливина имеют коронарные структуры, они серпентинизированы.

В ильменитовом пироксените из трубки Мир (образец ТМ144) зерна пироксена имеют идиоморфную форму, вокруг них развивается вторичная кайма, они интенсивно замещены серпентином от периферии к центру. Кроме того, зерна пироксенов обрастают рудным минералом (ильменитом). Минералы подвержены катаклазу, трещины заполнены серпентином.

Гранатовый лерцолит из трубки № 50 (образец 1М) сложен мелкими зернами пироксенов с включениями шпинели. Оливин образует более крупные выделения неправильной формы, которые погружены в пироксеновую матрицу. В пироксенах выявлены структуры распада твердого раствора. Установлено две генерации пироксена: ранняя представлена крупными зернами, а поздняя — мелкозернистой массой. Вторичные изменения отчетливо проявлены во всех минералах. Оливин замещен серпентином и магнетитом. Зерна пироксена имеют изъеденные границы. В породе проявлены следы пластических деформаций.

Дунит из трубки Победа-1 (образец М) сложен только оливином, он сильно трещиноватый и практически нацело замещен серпентином. Гранат не отмечен, присутствуют идиоморфные зерна шпинелидов. По трещинам развит вторичный магнетит. Присутствуют следы активного катаклаза. Зерна оливинов представлены в виде двух генераций: крупные овальные катаклазированные зерна

Результаты электронно-зондовых анализов породообразующих и акцессорных минералов

Порода	Номер анализа		Клинопироксены, масс.%											(Ca/Ca+Mg)× ×100%
			Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	Сумма	
Гранатовый вебстерит, трубка Мир	TM91/9	центр	3,74	13,45	6,47	54,81	18,01	0,40	0,18	н.о.	2,06	н.о.	99,12	57,25
	TM91/10	край	3,84	13,83	6,43	55,95	18,23	0,38	0,21	н.о.	2,06	0,09	101,02	56,86
	TM91/11	центр	3,83	13,78	6,59	55,69	18,12	0,38	0,19	н.о.	2,05	н.о.	100,63	56,80
	TM91/12	край	3,77	13,75	6,43	55,69	18,3	0,31	0,19	0,07	2,06	н.о.	100,57	57,10
Эклогит, трубка Мир	TM124/1	край	2,88	14,69	4,86	55,8	19,49	0,23	0,23	н.о.	2,62	н.о.	100,80	57,02
	TM124/2	центр	3,00	14,61	5,08	55,36	19,33	0,26	0,19	н.о.	2,64	н.о.	100,47	56,95
	TM124/7	край	2,93	14,6	4,99	55,54	19,38	0,25	0,20	0,10	2,67	н.о.	100,66	57,03
	TM124/8	край	2,99	14,49	5,10	55,16	19,19	0,28	0,13	н.о.	2,64	н.о.	99,98	56,98
Порода	Номер анализа		Ортопироксен, масс.%											(Ca/Ca+Mg)× ×100%
			Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	Сумма	
Гранатовый вебстерит, трубка Мир	TM91/1	центр	0,09	35,57	0,66	57,69	0,13	н.о.	н.о.	0,11	5,95	0,18	100,38	
	TM91/2	край	н.о.	35,94	0,57	58,43	0,12	н.о.	н.о.	н.о.	6,13	0,13	101,32	
Гранатовый лерцолит, Китай	1M/1	центр	0,09	26,22	0,84	58,65	0,15	н.о.	0,21	н.о.	6,52	0,09	92,68	
	1M/3	центр	0,11	26,09	1,39	57,97	0,25	0,06	0,31	0,10	6,78	0,11	93,06	
Порода	Номер анализа		Гранаты, масс.%											(Ca/Ca+Mg)× ×100%
			Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	Сумма	
Гранатовый вебстерит, трубка Мир	TM91/1	центр		19,70	23,60	41,69	3,45	0,14	0,14	0,29	10,30		99,31	
	TM91/2	край		19,86	23,91	41,89	3,40	н.о.	0,15	0,27	10,38		99,86	
	TM91/3	центр		19,72	23,69	41,98	3,43	0,08	0,15	0,26	10,49		99,80	
	TM91/4	край		19,83	23,71	41,96	3,40	н.о.	0,13	0,32	10,43		99,78	
Эклогит, трубка Мир	TM124/1	край		17,18	23,47	40,88	3,65	н.о.	0,22	0,37	13,88		99,65	
	TM124/2	центр		17,13	23,38	40,99	3,99	0,08	0,20	0,36	13,67		99,81	
	TM124/3	край		17,16	23,36	41,01	3,76	0,11	0,21	0,40	14,03		100,05	
	TM124/4	центр		17,13	23,29	40,99	3,98	н.о.	0,18	0,40	13,66		99,62	
Порода	Номер анализа		Оливины, масс.%											(Ca/Ca+Mg)× ×100%
			Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	Сумма	
Дунит, Китай	M/1	край		36,08	0,60	41,80	0,21	н.о.	0,07	0,16	4,56	0,42	83,90	
	M/2	центр		31,66	1,48	39,61	0,23	0,11	0,25	0,10	5,53	0,21	79,18	
	M/3	край		34,55	1,29	39,69	0,20	0,11	0,28	0,08	6,10	0,26	82,56	
	M/4	центр		31,42	1,53	39,69	0,27	н.о.	0,22	0,13	5,32	0,29	78,87	
	M/5	край		34,88	1,36	39,60	0,20	0,11	0,39	н.о.	6,46	0,22	83,22	

* н.о. — не обнаружено.

и более мелкие цементирующие зерна, полностью замещенные серпентином.

Исследование методом РЭМ показало высокую степень вторичного изменения ксенолитов из кимберлитов Китая. В образце гранатового лерцолита (1M) установлено развитие таких минералов, как кальцит и серпентин. Эти минералы замещают первичный пироксен с сохранением формы первичных зерен. Процессы вторичного замещения проявляются в появлении гидротермальной сульфидной минерализации, в виде развития сульфидов (пирита и галенита) и кварца. Из первичных

минералов лучше всего сохранились шпинелиды, однако при большом увеличении выявляется неоднородность их состава, связанная с процессами метасоматического замещения. В результате этого же процесса сформировались зерна вторичных шпинелидов, имеющие интерстициальные неправильные формы. Очень сильно изменены зерна оливина в образце дунита (1 м). Состав минерала заметно меняется от центра к периферии с образованием коронарных структур (рис. 1, а).

В образцах ксенолитов из кимберлитов Якутии также выявлены вторичные изменения. Наиболее

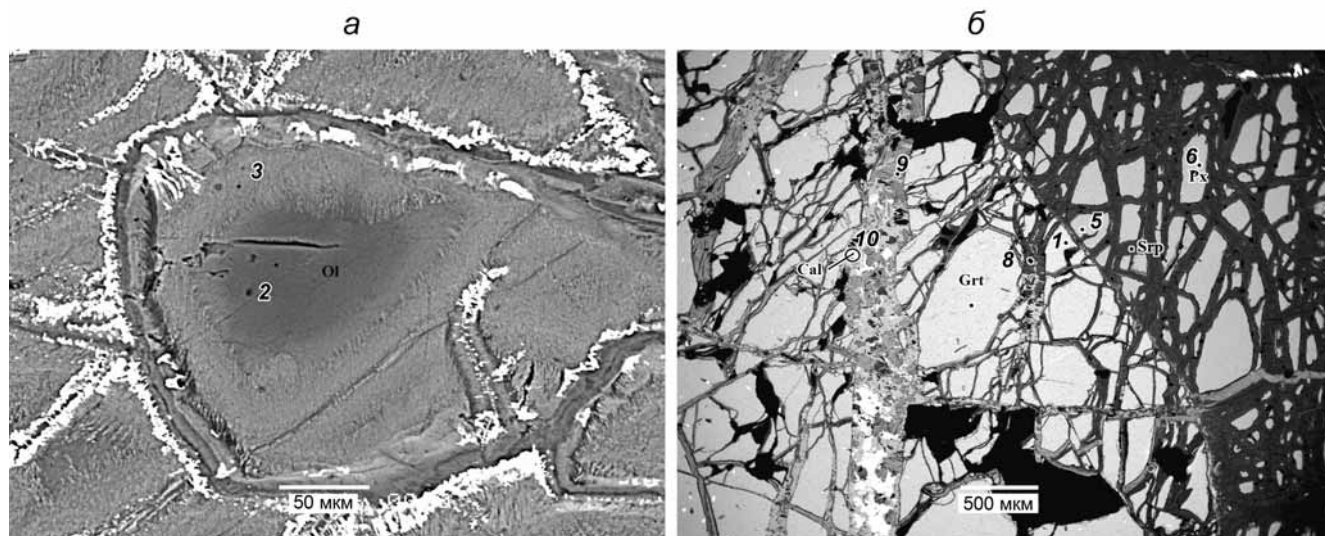


Рис. 1. Особенности строения изученных ксенолитов: *а* — неоднородные измененные зерна оливина в образце дунита (М); *б* — катаклазированные зерна граната и пироксена в образце эклогита из трубки Мир (ТМ124), по трещинам развиваются вторичные секущие прожилки и вторичная минерализация

устойчивы гранаты, тогда как пироксены изменены значительно сильнее. Вдоль границ их зерен наблюдаются каймы, сложенные вторичными силикатами. Рудные минералы почти не изменены, вторичные каймы на их зернах не наблюдаются. Отличительная особенность всех изученных ксенолитов — проявление катаклаза, особенно отчетливо выраженное в ксенолите эклогита (образец ТМ124). В этом ксенолите отмечаются также вторичные секущие прожилки, которые, возможно, появились за счет частичного плавления подобно мигматитам (рис. 1, б). Вторичная минерализация отмечена и в образце ильменитового пироксенита (ТМ144). Здесь наблюдаются секущие прожилки, сложенные материалом кимберлита (карбонатом и серпентином). Выделения ильменита тоже формируют секущие прожилки в силикатной матрице. Они сложены катаклазированным зернистым агрегатом. По границе ильменита и вмещающего кимберлита развита сульфидная минерализация. Включения сульфидов выявлены и внутри зерен ильменита, контактирующих с серпентином.

Изучены особенности химического состава минералов, проанализированы порообразующие силикаты (пироксены, гранаты, оливин), акцессорные рудные минералы (хромшпинелиды, ильменит) и минералы, слагающие вторичные изменения, результаты представлены в таблице. Из анализа данных таблицы видно, что состав минералов в изученных ксенолитах существенно различается.

Ортопироксены — проанализированы центральные и краевые части зерен из образца гранатового вебстерита из трубки Мир (ТМ91) и из ксенолита гранатового лерцолита из кимберлитов Китая (1М). Значимые различия в их составе не выявлены. Анализы характеризуются пониженными значениями суммы, что связано с процессами

серпентинизации. Также характерно повышенное содержание примеси хрома, низкая концентрация примесей Na, Ca, Mn и постоянное присутствие примесей Al и Ni. Ортопироксены из ксенолита гранатового лерцолита из кимберлитов Китая менее магнезиальны.

Клинопироксены проанализированы в ксенолитах из трубки Мир из гранатового пироксенита (ТМ91) и из эклогита (ТМ124). В обоих случаях это диопсид с примесью жадеитового минала. Отношение $Ca/(Ca+Mg)$ довольно высока (56–57), что, вероятно, отражает пониженную температуру их кристаллизации. Пироксены из ксенолита эклогита несколько более железистые, характерно присутствие примесей Al и Cr. Здесь также проанализированы краевые и центральные части зерен, химическая зональность тоже не выявлена. По содержанию Na_2O и MgO пироксены эклогитовых ассоциаций согласно распространенной классификации [Taylor, Neal, 1989] разделяются на типы А и В. Пироксен из эклогита находится в поле А, а из пироксенита — в поле В (рис. 2, а).

Гранаты исследованы в этих же образцах. Для центральных и краевых частей зерен значимые различия в составе не выявлены. В обоих случаях гранаты представлены пиропами с небольшой долей алмандинового минала (0,6–0,8%). Содержание примеси Cr невысокое (<0,2 масс.%). Ни один анализ не попал в поле алмазоносных ультрабазитов. На схеме подразделения гранатов из эклогитов на группы (рис. 2, б) видно, что исследованные образцы представлены типами А и В.

Оливин проанализирован только в образце дунита (М) из кимберлитов Китая. Низкие значения суммы показывают, что минерал частично серпентинизирован, характерно присутствие примеси NiO (до 0,42 масс.%), и Cr (~0,2 масс.%) что отражает глубинность исследуемых образцов. По

содержанию MgO в соответствии с классификацией [Гаранин и др., 1991] оливин отнесен к группе минерала из неалмазоносных магнезиальных гипербазитов.

Хромипинелиды изучены в образце гранатового лерцолита (1М) из кимберлитов Китая. Результаты изучения весьма показательны — это магнезио-алюмо-хромиты и их состав не отвечает составу этого минерала из алмазоносных парагенезисов [Соболев, 1974].

Ильменит изучен в образце ильменитового пироксена из трубки Мир (ТМ144). Минерал представлен магнезиальной разновидностью (пикроильменит). Содержание MgO колеблется в пределах 9,06–10,33 масс.%, присутствует небольшое количество марганца, отмечена и незначительная примесь хрома. Состав ильменита близко к минералу из алмазоносных перидотитов [Гаранин и др., 1991].

Серпентин проанализирован в образце эклогита из трубки Мир (ТМ124), в котором он замещает пироксены, в нем, так же, как и в исходном пироксене, отсутствует примесь Ni и Cr, мало Ti. Примесь железа (2,28–8,35 масс.%) наследуется от исходного пироксена.

Кальцит изучен в двух образцах. В образце эклогита из трубки Мир он практически не содержит примесей, тогда как в образце из гранатового лерцолита из кимберлитов Китая присутствует много Mg (0,33 масс.%) и Mn (0,43 масс.%).

Геохимические характеристики ксенолитов и слагающих их минералов и их генетические особенности. Геохимические особенности пород и минералов изучались методом масс-спектрометрии. Исследованы два типа проб: первый тип — усредненные пробы ксенолитов, подготовленные после их дробления и истирания, второй тип — мономинеральные зерна гранатов и пироксенов из шлифов.

Результаты исследований проб первого типа предоставлены на рис. 3, а. Как видно из анализа диаграмм, изученные образцы различаются по характеру распределения РЗЭ (редкоземельных элементов). Образец ТМ91 выделяется наиболее пологим убыванием содержания РЗЭ от La к Lu. В образцах ТМ124 и ТМ144 проявлена Еu-аномалия, что свидетельствует о присутствии субдуцированного корового материала [Францесон, Лутц, 1995]. В образцах из Китая такой аномалии нет, и они отличаются от ксенолитов Якутии более резким наклоном кривой, что может быть связано с высокой степенью их метасоматической проработки [Gregoire et al., 2003].

Результаты исследования содержания РЗЭ в отдельных минералах показывают, что распределение РЗЭ различается в пироксенах и гранатах. Во-первых, содержание этих элементов в кальцийсодержащих пироксенах выше, чем в бескальциевых гранатах. Во-вторых, эти минералы

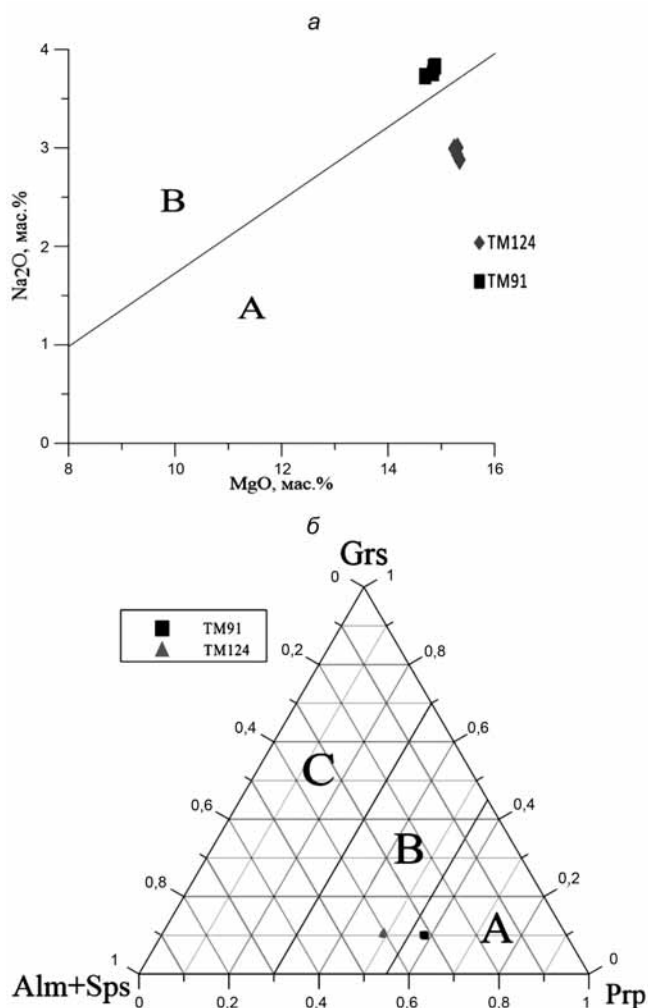


Рис. 2. Особенности химического состава изученных клинопироксенов: а — разделение клинопироксенов из эклогитов на типы А и В, по [Taylor, Neal, 1989]; б — состав гранатов из эклогитов типов А и В типа, по [Taylor, Neal, 1989]

различаются по накоплению легких и тяжелых РЗЭ. Кривая распределения РЗЭ в пироксенах в общем повторяет спайдерграмму, полученную для ксенолита в целом, — наблюдается обогащение легкими РЗЭ и обеднение тяжелыми. Для гранатов выявлены другие зависимости. Эти минералы обогащены тяжелыми РЗЭ. Выявленные зависимости, возможно, связаны с воздействием карбонатного флюида, который мог послужить причиной фракционирования РЗЭ [Yaxley et al., 1998].

На основании особенностей химического состава минералов из ксенолитов оценены условия их образования. По данным работ [Саблуков и др., 2009], выделены парагенезисы гранатов и пироксенов из глубинных пород, которые сформировались в условиях разных фаций глубинности. Видно, что гранаты из изученных нами ксенолитов сформировались в условиях шпинель-пироповой субфации. На эти же диаграммы были нанесены составы гранатов из других ксенолитов, найденных в Китае. Часть из них относится к госпититовой субфации, а часть — к коэситовой. Таким образом, можно заключить, что эти ксенолиты кри-

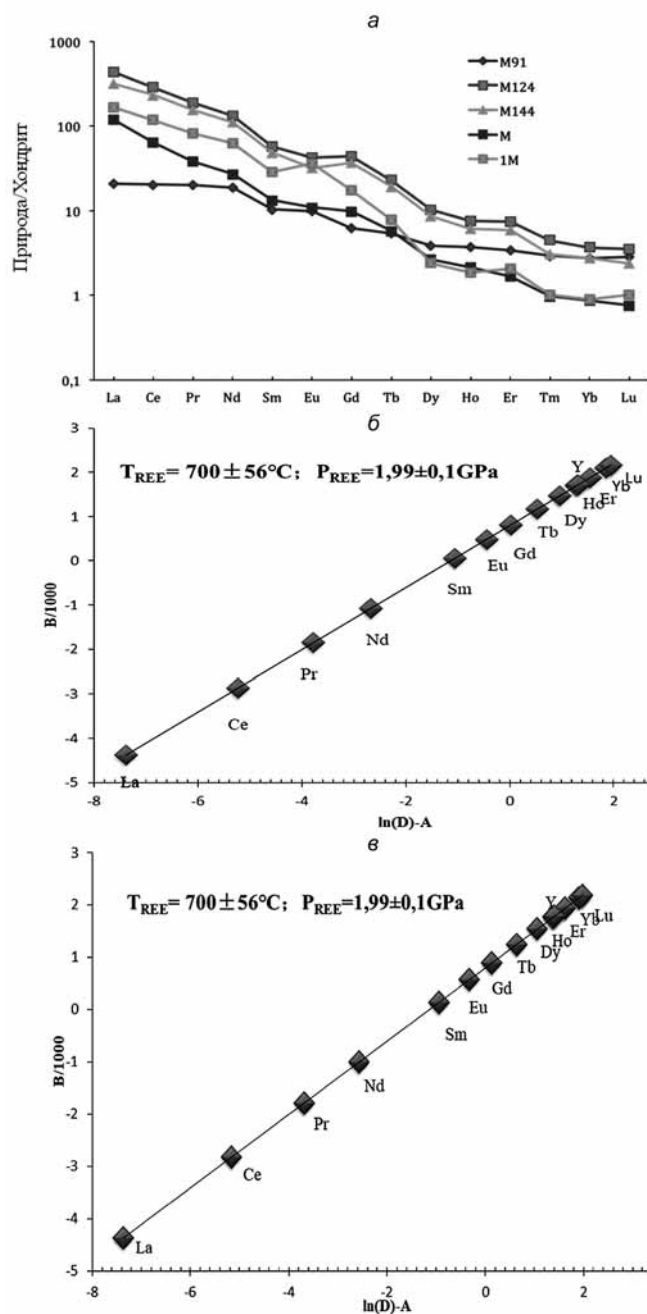


Рис. 3. Распределение РЗЭ в изученных образцах ксенолитов: а — распределение РЗЭ, нормированных на хондрите (ppm) в породе; б, в — распределение РЗЭ в гранате и клинопироксене, по [Sun, Liang, 2015] для образца ТМ91 (б) и образца ТМ124 (в)

сталлизовались в условиях, не соответствующих алмазным равновесиям. В отличие от ксенолитов из кимберлитов Китая, среди изученных образцов из кимберлитов трубки Мир присутствуют породы, соответствующие алмазоносным парагенезисам. Состав пироксенов из образца ТМ91 попадает в область состава этого минерала из включений в алмазе.

Оценка PT -параметров образования изученных ксенолитов проводилась также на основе минеральных геобарометров и геотермометров. Оценку давления для эклогитов проводили, основываясь на распределении Са и Mg в сосущ-

ствующих гранате (gr) и диопсиде (cpx) [Beyer et al., 2015]. Полученные нами значения давления составили 2 ГПа, а температуры — 700°C . Относительная погрешность параметров составила $\pm 8,22\%$.

Гранат-пироксеновое равновесие характерно и для других высокотемпературных пород, существует много исследований, посвященных подобным геотермометрам [Ellis, Green, 1979; Powell, 1985; Krogh, 1988; Nakamura, 2009]. Исходя из предложенных формул, нами сделаны следующие вычисления: согласно данным [Ellis, Green, 1979],

$$T(^{\circ}\text{C}) = 3030 + 10,86P(\text{ГПа}) + 3104X_{\text{Grt Ca}}/(\ln Kd + 1,9034) - 273,$$

где $Kd = (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{\text{Grt}}/(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{\text{Cpx}}$, $X_{\text{Grt Ca}} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mn} + \text{Fe} + \text{Mg})$, полученные значения составили: $T_{\text{TM91}} = 855 \pm 11^\circ\text{C}$, $T_{\text{TM124}} = 781 \pm 10^\circ\text{C}$; согласно данным [Powell, 1985],

$$T(^{\circ}\text{C}) = (2790 + 10P(\text{ГПа}) + 3104X_{\text{Grt Ca}}/(\ln Kd + 1,735) - 273,$$

полученные значения составили: $T_{\text{TM91}} = 771 \pm 9^\circ\text{C}$, $T_{\text{TM124}} = 693 \pm 5^\circ\text{C}$. согласно данным [Krogh, 1988],

$$T(^{\circ}\text{C}) = \{1879 + 10P(\text{kbar}) - 6173(X_{\text{Grt Ca}})^2 + 6731X_{\text{Grt Ca}}\}/(\ln Kd + 1,393) - 273.$$

получили $T_{\text{TM91}} = 676 \pm 8^\circ\text{C}$, $T_{\text{TM124}} = 615 \pm 5^\circ\text{C}$. согласно данным [Nakamura, 2009], $T_{\text{TM91}} = 843 \pm 9^\circ\text{C}$, $T_{\text{TM124}} = 768 \pm 5^\circ\text{C}$.

Кроме того, дополнительно вычислены PT -параметры и оценена равновесность граната и клинопироксена с помощью РЗЭ-геотермобарометра [Sun, Liang, 2015]. В основе расчета лежат параметры А и В. Коэффициент А определяется составом основных элементов в гранате и клинопироксене (масс.% оксидов), а коэффициент В — функция содержания и ионных радиусов РЗЭ. Построен также линейный график распределения РЗЭ между гранатом и клинопироксеном (рис. 3, б, в). Оценки были выполнены для образцов ТМ91 и ТМ124, установлено, что все редкоземельные элементы ложатся на одну прямую (рис. 3, б, в), это четкий критерий, подтверждающий равновесность исходных граната и клинопироксена. Полученные данные указывают на то, что образец ТМ91 характеризуется давлением около 2,5 ГПа при температуре 843°C , а образец ТМ124 — температурой 768°C при давлении около 2,3 ГПа. При таких значениях PT -параметров глубина образования пород составляет 100 и 120 км соответственно [Hasterok, Chapman, 2011]. Полученные нами значения PT -параметров для образцов ТМ91 и ТМ124 с учетом погрешностей отличаются от предыдущих оценок для ксенолитов Китая [Lu Fengxiang, 1996]. Это расхождение показывает, что в рассматриваемом нами случае PT -параметры соответствуют вторичным изменениям ксенолитов при метасоматозе.

Выводы. 1. Во всех ксенолитах установлены вторичные изменения. В ксенолитах из трубки Мир они проявлены в виде развития вторичных минералов по трещинам и по границам зерен, в наличии катаклаза и следов частичного плавления. В ксенолитах из кимберлитов Китая изменения более сильные. Они выражаются в полном или частичном замещении первичных силикатов, в широком развитии гидротермальной сульфидной минерализации и в метасоматической зональности зерен.

2. В ксенолитах из трубки Мир установлены минералы, кристаллизовавшиеся в области стабильности алмаза. В ксенолитах из кимберлитов Китая такие парагенезисы не установлены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гао Сяоин. Алмазоносные кимберлиты Хуабэй в Китае и Архангельской алмазоносной провинции в России — сравнительная минералогическая характеристика: Автореф. канд. дисс. М., 2008.

Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Пономаренко А.И. Ильменит-клинопироксеновые сростки из ксенолитов в кимберлитовых трубках «Мир» и «Сытыканская» и вопросы их генезиса // Минералы и парагенезисы минералов и горных пород. Л.: Наука, 1979. С. 89–100.

Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазоносные породы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991.

Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: Недра, 2003.

Костровицкий С.И., Спеццус З.В., Яковлев Д.А. и др. Атлас месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции / Отв. ред. Н.П. Похиленко. Мирный: типография ООО «МГТ», 2015.

Саблуков С.М. Архангельская алмазоносная провинция (ААП) // Очерки по геологии и полезным ископаемым Архангельской области. Архангельск: Поморский гос. ун-т, 2009.

Серенко В.П., Лазыко Е.Е. Минералого-петрографические особенности ксенолитов пироксенитов из кимберлитов трубки Мир. Новосибирск: СО АН СССР, 1990. С. 136–138.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974.

Спеццус З.В., Серенко В.П. Алмазоносный ксенолит гранатового перидотита из кимберлитовой трубки «Мир» // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 4. С. 939–943.

Францессон Е.В., Лутц Б.Г. Кимберлитовый магматизм древних платформ. М.: Нац. геофиз. комитет РАН, 1995.

Beyer C., Frost D.J., Miyajima N. Experimental calibration of a garnet–clinopyroxene geobarometer for

3. Особенности распределения РЗЭ показывают участие процессов субдукции в формировании ксенолитов из трубки Мир. В ксенолитах из кимберлитов Китая таких проявлений нет, в них отчетливо проявлено влияние метасоматоза.

4. Расчеты *PT*-параметров кристаллизации изученных ксенолитов с использованием разных геотермометров и геобарометров дают оценки температуры от 600 до 700 °С и давления от 2 до 2,5 ГПа. Эти параметры не соответствуют мантийным обстановкам. Они отражают условия переуравновешивания минералов при вторичных метасоматических процессах.

mantle eclogites // Contrib. Mineral. and Petrol. 2015. Vol. 169, N 2. P. 18.

Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrology. 1990. Vol. 31, N 6. P. 1353–1378.

Ellis D. J., Green D. H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet–clinopyroxene Fe–Mg exchange equilibria // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 71, N 1. P. 13–22.

Gregoire M., Bell D.R., Le Roex A.P. Garnet lherzolites from the Kaapvaal craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history // J. Petrol. 2003. Vol. 44. P. 629–657.

Krogh E.J. The garnet–clinopyroxene Fe–Mg geothermometer — a reinterpretation of existing experimental data. // Contrib. Mineral. and Petrol. 1988. Vol. 99, N 1. P. 44–48.

Lu Fengxiang. Characteristics of Kimberlite and Paleozoic lithospheric mantle beneath North China platform // Sci. in China Press, 1996.

Nakamura D. A new formulation of garnet–clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set // J. Metamorphic Geol. 2009. Vol. 27, N 7. P. 495–508.

Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet–clinopyroxene geothermometer revisited // J. Metamorphic Geol. 1985. Vol. 3, N 3. P. 231–243.

Sun Syu, Liang Y. A REE-in-garnet–clinopyroxene thermobarometer for eclogites, granulites and garnet peridotites // Chem. Geol. 2015. Vol. 393. P. 79–92.

Yaxley G.M., Green D.H., Kamenetsky V. Carbonatite metasomatism in the southeastern Australian lithosphere // J. Petrol. 1998. Vol. 39. P. 917–930.

Поступила в редакцию 00.00.2019

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020