



УДК 550.42

## Состав сферул и нижнемантийных минералов, изотопно-геохимическая характеристика циркона из вулканогенно-обломочных фаций лампроитовой трубки Мрия

И.Г.ЯЦЕНКО<sup>1</sup>, С.Г.СКУБЛОВ<sup>2</sup>, Е.В.ЛЕВАШОВА<sup>2</sup>, О.Л.ГАЛАНКИНА<sup>2</sup>, С.Н.БЕКЕША<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и геохимии горючих ископаемых Национальной академии наук Украины, Львов, Украина

<sup>2</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup> Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина

В работе представлены результаты изучения пород вулканокластических фаций лампроитовой трубки Мрия, Приазовский блок Украинского щита. В них был обнаружен комплекс экзотических минеральных частиц, сформированных в экстремально-восстановительных мантийных условиях: силикатные сферулы, частицы самородных металлов и интерметаллических сплавов, бескислородные минералы, такие как алмаз, кусонгит (WC), осборнит (TiN). Цель исследований – установить генезис вулканокластических пород и развить представления о высоковосстановленной мантийной минеральной ассоциации (ВВММА), а также провести изотопно-геохимическое исследование циркона. В результате в составе тяжелой фракции выделены группы минералов, происходящие из разных источников: ВВММА может быть отнесена к ювенильной магматогенной составляющей вулканокластических пород; группа минералов и ксенолитов, которые могут быть интерпретированы как ксеногенный случайный материал, связанный с разрушением мантийных нодулей (горнблендитовые, оливинитовые и дунитовые ксенолиты), интрузивных лампроитов (амфибол ряда тремолит-роговая обманка) и кристаллических пород фундамента (циркон, роговая обманка, плагиоклаз, эпидот и ксенолиты гранитов). Изученные вулканокластические породы могут быть определены как интрузивно-пирокластические фации (туффизиты), образованные после внедрения интрузивных лампроитов. Очевидно, что компоненты ВВММА образовывались в резко восстановительных условиях при высоких температурах, которые характерны для переходной зоны между ядром и мантией. Таким образом, мы полагаем, что образование первичных металло-силикатных расплавов ВВММА связано с переходной зоной D".

**Ключевые слова:** сферулы; самородные металлы; мантийный корунд; кусонгит; осборнит; циркон; экзоплюзивные структуры; интрузивно-пирокластические породы

**Благодарности.** Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН (№ 0153-2019-0002). Авторы выражают благодарность С.Г.Симакину и Е.В.Потапову (ЯФ ФТИАН), А.Н.Ларионову (ВСЕГЕИ) за проведение аналитических работ и Н.Т.Билык (ЛНУ) за помощь в интерпретации результатов аналитических исследований.

**Как цитировать эту статью:** Состав сферул и нижнемантийных минералов, изотопно-геохимическая характеристика циркона из вулканогенно-обломочных фаций лампроитовой трубки Мрия / И.Г.Яценко, С.Г.Скублов, Е.В.Левашова, О.Л.Галанкина, С.Н.Бекеша // Записки Горного института. 2020. Т. 242. С. 150-159. DOI: 10.31897/PMI.2020.2.150

**Введение.** Изначально экзотическая ассоциация минеральных образований, формирование которых происходило в высоковосстановительных условиях, была выявлена авторами в вулканокластических фациях лампроитовой трубки Мрия, Приазовский блок Украинского щита. В состав ассоциации входят следующие компоненты: титан-марганец-железо-силикатные (ТМЖС) сферулы, сферулоподобные частицы самородных металлов и интерметаллических сплавов, бескислородные минералы (алмаз, муассанит, кусонгит), мантийный корунд с включениями осборнита (TiN) и интерметаллических сплавов системы Ti-Fe-Si. Было установлено, что эти минеральные образования в различных пропорциях присутствуют и в породах других кимберлит-лампроитовых структур Украинского щита, а также в кимберлитах Архангельской и Якутской алмазоносных провинций [8, 9, 10]. На основе анализа геологических и геохимических данных предложена теоретическая модель формирования этой минеральной ассоциации в переходной зоне между ядром Земли и мантией (слой D") [9], согласующаяся с концепцией о составе слоя D" [15]. Мы предлагаем все индивидуальные минеральные образования, которые формировались в сходных резко восстановительных условиях и встречаются всегда совместно, объединить в один генетический класс под названием высоковосстановленная мантийная минеральная ассоциация (ВВММА). Как продукт бесспорно эндогенного происхождения сферулы впервые были описаны В.К.Маршинцевым на основе находок в промышленно-алмазоносных кимберлитах Якутии [3].



Широкий спектр самородных металлов (Cu, Zn, Al, Pb, Sn, Sb, Ni, Cr), их интерметаллических сплавов (Sn-Sb, Cu-Sb, Cu-Sn) изучен О.Б.Олейниковым [4] в кимберлитовых породах Якутии. Мантийный корунд с включениями осборнита (TiN), силицида железа и соединения Ti-Al-Zr был впервые описан В.И.Татаринцевым с коллегами в кимберлитовых брекчиях Западного Приазовья [5].

**Постановка проблемы.** В течение последних двух десятилетий активно развиваются представления о флюидизатно-эксплозивной активности Земли. Основы учения были заложены в 1941 г. немецким геологом Г.Клосом [10] на основе изучения интрузивно-пирокластических образований в известняках Швабии, впервые был использован термин туффзиты. На данный момент нет четкой номенклатуры для подобных образований, используются различные термины: туффзиты, интрузивно-пирокластические породы, песчаные туфы, флюидолиты, флюидно-грязевые образования, инъекционные пирокластиты. В основе лежит идея импульсного (эксплозивного) проникновения флюидно-минеральных смесей мантийного происхождения. Кимберлит-лампроитовые структуры являются частным проявлением более масштабного явления флюидизатно-эксплозивной деятельности Земли. Обычно породы флюидизатно-эксплозивных образований представляют собой кластогенную смесь, сформированную из разных источников – мантийных, пород основания, вмещающих пород. Породы и структуры часто не имеют четких признаков, указывающих на их глубинное происхождение, и таким образом интерпретируются как карстовые, ледниковые, импактные образования, тектонический меланж и нептунические дайки. ВВММА является распространенным компонентом флюидизатно-эксплозивных образований и может служить бесспорным признаком для их идентификации.

Задача данного исследования – развить наши представления о ВВММА на примере изучения химического и минерального состава вулканокластических пород трубки Мрия. Именно в трубке Мрия ВВММА представлена в наиболее полном объеме с высоким содержанием компонентов в сравнении с другими известными объектами.

**Геологическое строение.** Лампроитовая трубка Мрия расположена в пределах Бердянского субблока, Приазовский блок Украинского щита (рис.1, а, б). Здесь также установлены exploзивные структуры Конка и Камыши, сложенные лампроитоподобными породами [8].

Трубка Мрия имеет в плане овальную форму с размером 350×500 м, в разрезе «бокаловидную», прослежена до глубины свыше 100 м (рис.1, в). Эксплозивная структура сечет плагиогнейсы и амфиболиты драгунской толщи (AR<sub>1</sub>) западно-приазовской серии. В переотложенной так называемой коре выветривания лампроитов трубки Мрия и в перекрывающих ее аллювиальных отложениях было обнаружено более 100 кристаллов алмазов. Основное тело exploзивной структуры сложено интрузивными лампроитами. Основными породообразующими минералами пород являются форстерит, амфибол и флогопит, в некоторых разновидностях содержится клинопироксен. Породы характеризуются широкими вариациями в соотношении главных породообразующих минералов.

Объектом наших исследований были минералы из кластогенных пород верхней части трубки (мощностью около 20-30 м). Это сильно измененные породы, основная масса представлена глинисто-карбонатным материалом с ксенолитами эллипсоидной формы. Ксенолиты сложены гранитом, слюдястым горнблендитом, оливинитом, дунитом, размер ксенолитов 5-7 см. Изначально эти отложения были интерпретированы как кора выветривания интрузивных лампроитов.

**Методика исследования.** Для изучения геологии вулканокластических отложений трубки Мрия в центральной части структуры были пробурены две скважины диаметром 1300 мм буровой установкой КШК-30А. Изначальный объем проб составлял 500 кг. Обработка производилась на установке экспедиции КП «Южургеология» и включала следующие стадии: дезинтеграцию; обесшламливание; разделение на фракции –4+2 мм, –2+0,5 мм и –0,5+0,25 мм (вибрационный грохот); обработку на отсадочных машинах МОД-02 и спиральном классификаторе КР-1; сушку. Окончательная обработка производилась на блоке доводки в Приазовской ГРП. Разновидности минеральных частиц отбирались вручную с использованием бинокулярного микроскопа. Состав минералов определен методом SEM-EDS в ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200.

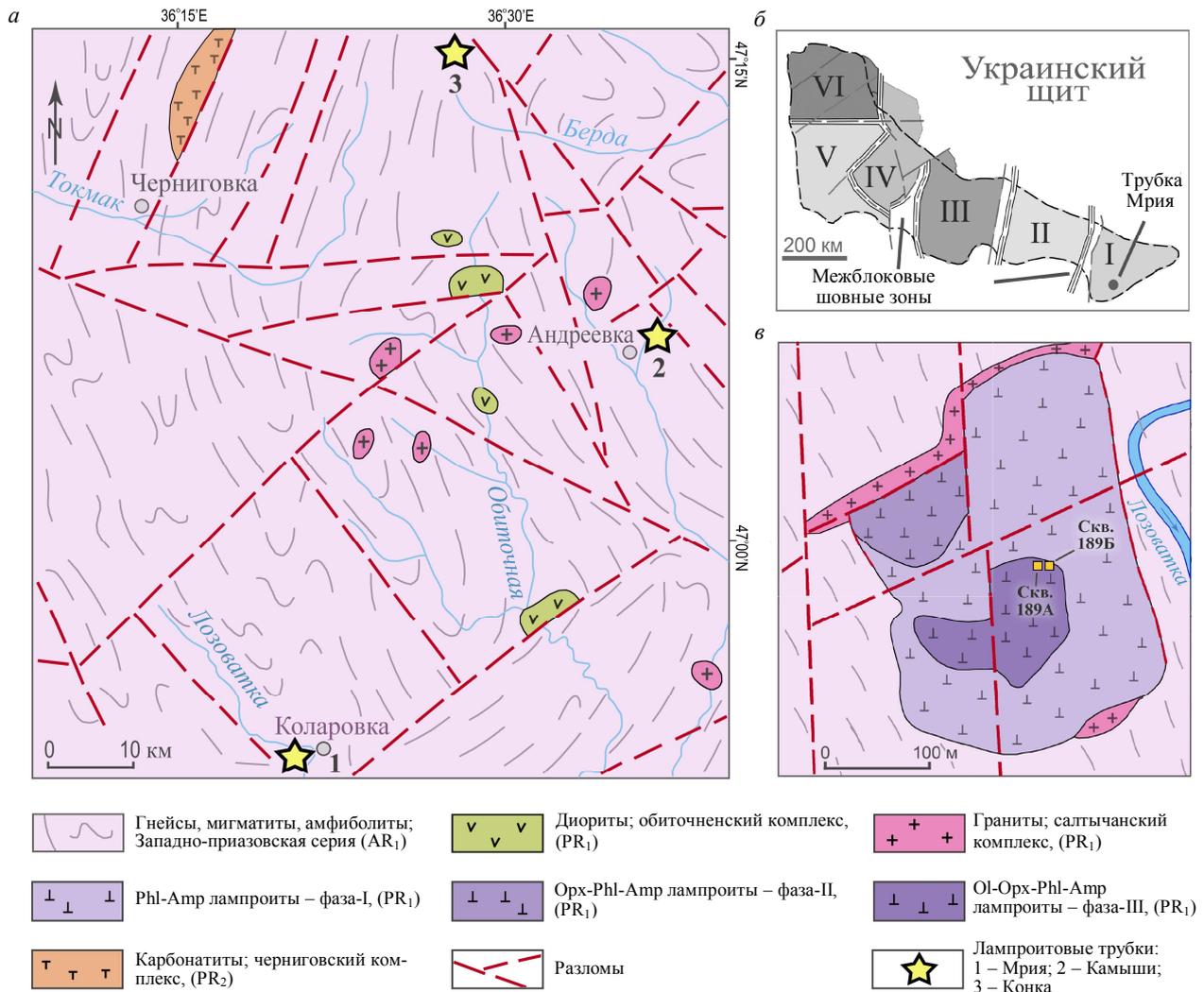


Рис. 1. Расположение лампроитовых эксплозивных структур западной части Приазовского блока Украинского щита (а); схема блокового строения Украинского щита (б) (I – Приазовский блок, II – Средне-Приднепровский, III – Кировоградский блок, IV – Росинско-Тикичский блок, V – Подольский блок, VI – Волынский блок); и схема геологического строения трубки Мрия (в) [8]

Датирование циркона U-Pb методом проводилось в ЦИИ ВСЕГЕИ на ионном микрозонде SHRIMP-II по стандартным методикам [20, 22]. Обработка результатов измерений проводилась с помощью программ [17, 18]. Содержание REE и редких элементов в цирконе определялось на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН [6, 12]. Циркон был проанализирован в точках, которые ранее были продатированы U-Pb методом. Температура кристаллизации циркона была рассчитана с помощью «Ti-в цирконе» термометра [21]. При построении спектров распределения REE состав циркона нормировался на состав хондрита CI [19].

**Результаты исследования и их обсуждение.** Представлены результаты изучения тяжелой минеральной фракции вулканокластических пород трубки Мрия методом SEM-EDS. Содержание тяжелой фракции около 2 %. Весь изученный минеральный комплекс можно разделить на два класса: 1) минеральный набор мантийного происхождения (рис.2), включающий ТМЖС сферулы, частицы самородных металлов и интерметаллических сплавов, мантийный корунд, бескислородные минералы (кусонгит, алмаз); 2) «обычные» минералы, которые могут быть породообразующими или акцессорными минералами широко распространенных магматических или метаморфических пород (амфибол, плагиоклаз, циркон, пумпелеит, эпидот, гранат, ставролит, титанит).

*Высоковосстановленная мантийная минеральная ассоциация (ВВММА).* Содержание компонентов ВВММА в тяжелой фракции составляет в среднем около 2 %.



Рис.2. Микрофотографии частиц ВВММА из лампроитовой трубки Мрия: *a-z* – ТМЖС сферулы; *д* – частица неправильной формы, сложенная ТМЖС стеклом; *e-m* – частицы, состоящие из самородных металлов и интерметаллических сплавов (*e-m, p* – сферулоподобные частицы, *n-n* – частицы неправильной формы, *c, m* – стержневидные частицы самородной меди); *у-ц* – эвгедральные кристаллы кусонгита (CW); *ч-щ* – зерна мантийного корунда

Титан-марганец-железо-силикатные сферулы являются доминирующим компонентом ВВММА трубки Мрия. В случае, когда размер ТМЖС частиц менее 1,5 мм, они имеют сферическую форму (рис.2, *a-z*), если размер больше, они приобретают неправильную форму (рис.2, *д*). Некоторые частицы содержат значительное количество газовых пузырьков (рис.2, *д*). ТМЖС сферулы могут содержать мелкие сферические включения самородного железа. В некоторых случаях присутствует кристаллическая фаза, представленная ильменитом или пирофанитом. Состав ТМЖС стекла приведен в табл.1.

Таблица 1

Содержание основных элементов в ТМЖС стекле трубки Мрия (мас. %)

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
SH2-2-1	18,71	39,12	2,76	12,30	13,09	2,27	8,84	0,86	2,06	100,01
SH2-2-2	19,27	39,87	2,95	10,25	12,98	2,44	9,18	1,07	1,99	100,00
SH2-2-3	18,56	41,06	2,83	9,46	13,57	2,29	9,34	0,84	2,05	100,00
SH2-2-4	18,49	39,18	2,84	12,82	12,86	2,27	8,97	0,82	1,75	100,00
SH2-2-5	18,44	39,04	2,86	12,63	13,12	2,30	8,91	0,80	1,90	100,00
SH2-2-6	18,40	41,91	3,06	8,77	13,39	2,37	9,51	0,80	1,80	100,01
SH2-2-7	17,64	38,47	2,67	14,39	13,02	2,13	8,96	0,79	1,93	100,00
VG-2012-10M	17,87	39,05	3,69	16,97	8,98	1,85	10,93	–	0,66	100,00
	15,16	42,72	3,26	16,48	8,22	2,14	11,37	–	0,66	100,00
VG-2012-17M	17,77	37,99	2,56	18,68	11,33	2,80	8,20	–	1,41	100,74
	17,76	36,56	2,83	19,98	12,12	2,46	6,91	–	1,39	100,01



Частицы самородного металла и интерметаллических сплавов проявляют разнообразие форм. Некоторые частицы имеют сферическую или близкую к сферической форму (рис.2, *e-m, p*), другие имеют полностью неправильную форму, часто с оплавленной поверхностью (рис.2, *o, n*). Частицы самородной меди в большинстве случаев имеют цилиндрическую форму (рис.2, *c, m*). По составу можно выделить два основных класса частиц: 1) частицы, в которых свинец является доминирующим компонентом, среди них можно выделить собственно свинцовые частицы и частицы с различным соотношением Pb, Sn, As, Sb, Ar, Cd (рис.2, *ж-н*); 2) частицы, состоящие из самородной меди (рис.2, *p-m*). Также был обнаружен единичный фрагмент сферулы Fe-Cr-Ni состава (рис.2, *e*).

Кусонгит (CW) встречается исключительно в виде индивидуальных непрозрачных зерен размером от 0,2 до 2 мм стально-серого цвета с голубоватым оттенком и металлическим блеском (рис.2, *y-ц*). Обычно минерал образует угловатые зерна неправильной формы, встречаются также субэвгедральные и эвгедральные кристаллы.

Мантийный корунд встречается в виде угловатых обломков неправильной формы, размер зерен от 0,1 до 1,5 мм (рис.2, *ч-щ*). Окраска минерала варьирует от красного и пурпурного до серого и коричневого. Характерной чертой минерала является присутствие включений бескислородных фаз, а также аморфных оксидных и кристаллических оксидных фаз. Другой особенностью мантийного корунда является постоянное присутствие примеси титана, до 2 мас. %. Включения бескислородных фаз представлены осборнитом (TiN), Ti-Fe силицидами (табл.2).

Таблица 2

Состав включений бескислородных фаз в мантийном корунде (мас. %)

Номер образца	Компоненты сплава	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Cu	K	P	S	Сумма
Cr3-1-2-1	Вассонит	2,50	51,48	3,05	–	–	1,77	0,26	2,18	–	–	–	38,76	100,00
Cr3-1-2-1	(TiS)	2,30	53,14	1,83	–	–	1,38	–	1,49	0,58	0,24	–	39,04	100,00
Cr3-1-2-2	Fe-Ti-Si	21,21	25,79	0,62	2,63	47,72	2,03	–	–	–	–	–	–	100,00
Cr3-1-3	Fe-Si	15,37	4,33	–	1,75	78,50	0,05	–	–	–	–	–	–	100,00
Cr3-1-3	Fe-Si	15,99	5,03	–	1,81	77,17	–	–	–	–	–	–	–	100,00
Cr3-1-3	Fe-Ti-Si	20,31	29,41	–	1,87	48,03	0,39	–	–	–	–	–	–	100,01
Cr3-1-3	Fe-Ti-Si	20,01	28,38	–	2,09	49,17	0,35	–	–	–	–	–	–	100,00
Cr3-1-3	Fe-Si	23,02	6,90	–	2,24	67,56	0,29	–	–	–	–	–	–	100,01
Cr3-1-3	Fe-Si	22,49	6,52	–	2,31	68,42	0,26	–	–	–	–	–	–	100,00
Cr3-1-4	Fe-Si	16,28	4,00	–	1,53	78,19	–	–	–	–	–	–	–	100,00
Cr3-1-4	Fe-Ti-Si	19,25	29,41	–	1,12	48,96	–	–	–	–	–	1,27	–	100,01

Среди оксидных включений в мантийном корунде можно выделить пять основных типов: Ti-Zr-Al и Ti-Al аморфные фазы с довольно изменчивым составом; кристаллическая фаза, представленная гибонитом; фаза рутилового состава и фаза полевошпатового состава, в частности андезинового.

Алмаз представлен кубоктаэдрическими кристаллами размером 0,1-0,3 мм. Алмазы хорошо сохранены (коэффициент сохранности 2,5), полупрозрачны, имеют желтую, желто-зеленую и серо-зеленую окраску.

*Породообразующие и акцессорные минералы распространенных типов пород.* Очевидно, что если ВВММА может быть причислена к ювенильным магматогенным компонентам вулканокластических фаций трубки Мрия, то породообразующие и акцессорные минералы могут быть интерпретированы как случайный материал, связанный с разрушением мантийных нодулей, интрузивных лампроитов и кристаллических пород фундамента. Основными компонентами тяжелой минеральной фракции (около 80 %) являются амфиболы, циркон и округлые зерна, состоящие из скрытокристаллического агрегата, включающего барит, актинолит и доломит. Оставшаяся часть в разных пропорциях содержит ильменит, плагиоклаз, пумпелеит, эпидот, гранат, ставролит, титанит и компоненты ВВММА.

Амфиболы представлены двумя разновидностями. Первая – это кальциевые амфиболы ряда тремолит-роговая обманка, минерал прозрачный и окрашен в зеленый цвет, эмпирическая формула  $(\text{Na}_{0.05}\text{K}_{0.04})_{0.09}(\text{Ca}_{1.80}\text{Na}_{0.19})_{2.00}(\text{Mg}_{4.13}\text{Fe}^{2+}_{0.87}\text{Mn}_{0.08}\text{Al}_{0.06})_{5.14}[(\text{Si}_{7.78}\text{Al}_{0.22})_{8.00}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ . Вторая



разновидность – это черная роговая обманка, эмпирическая формула  $(\text{Na}_{0,36}\text{K}_{0,25})_{0,61}(\text{Ca}_{1,99}\text{Na}_{0,01})_{2,00}(\text{Mg}_{2,30}\text{Fe}^{2+}_{2,19}\text{Al}_{0,48}\text{Ti}_{0,08}\text{Mn}_{0,04})_{5,09}[(\text{Si}_{6,60}\text{Al}_{1,40})_{8,80}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ . По составу первая разновидность амфиболов соответствует амфиболам интрузивных лампроитов трубки Мрия и, таким образом, вероятно, связана с разрушением более ранних интрузивных фаз. Роговая обманка второй разновидности не соответствует известным разновидностям амфиболов из интрузивных лампроитов и, предположительно, связана с разрушением метаморфических пород кристаллического основания.

Гранат представлен двумя разновидностями: розовый гранат альмандин-пиропового состава, эмпирическая формула  $(\text{Fe}^{2+}_{2,34}\text{Mg}_{0,48}\text{Ca}_{0,17}\text{Mn}_{0,05})_{3,05}(\text{Al}_{1,87}\text{Fe}^{3+}_{0,12})_{1,99}[\text{Si}_{2,97}\text{O}_{12}]$ ; красновато-бурый гранат андрадит-гроссулярового состава  $(\text{Ca}_{2,92}\text{Mg}_{0,08})_3(\text{Al}_{1,09}\text{Fe}^{3+}_{0,87})_{1,95}[\text{Si}_{3,02}\text{O}_{12}]$ .

Обломки плагиоклаз-эпидотовой породы, скорее всего, являются ксеногенными, связанными с разрушением метаморфических пород основания, эмпирическая формула эпидота  $\text{Ca}_{2,03}(\text{Fe}^{3+}_{0,89}\text{Mg}_{0,09}\text{Mn}_{0,01})_{0,99}\text{Al}_{1,90}[\text{Si}_{3,08}\text{O}_{11}]\text{O}(\text{OH})$ . Плагиоклаз имеет андезиновый состав.

Пумпелеит встречается в виде окатанных прозрачных зерен оливкового цвета, эмпирическая формула  $\text{Ca}_{1,90}(\text{Fe}^{2+}_{0,62}\text{Al}_{0,37})\text{Al}_{2,00}[\text{Si}_{2,96}\text{O}_{11}](\text{OH})_2\cdot\text{H}_2\text{O}$ .

Ставролит представлен окатанными прозрачными зернами красно-бурого цвета, эмпирическая формула  $(\text{Fe}^{2+}_{1,42}\text{Mg}_{0,50})_{1,92}(\text{Al}_{8,54}\text{Fe}^{3+}_{0,42})_{8,96}[\text{Si}_{3,39}\text{O}_{20}](\text{O}, \text{OH})_4$ .

Титанит образует эвгедральные зерна буроватых оттенков, размер зерен до 1 мм.

Микрокристаллический барит-актинолит-доломитовый агрегат представлен округлыми зернами белого цвета. Размер зерен до 2 мм. Образование этих частиц можно связать с процессами вторичного преобразования.

Циркон. Размер изученного циркона достигает 400-500 мкм, это умеренно окатанные кристаллы, либо их обломки (рис.3, а). Большая часть циркона имеет темный, вплоть до черного, оттенок в катодолюминесценции (CL) со следами полосчатой ростовой осцилляционной зональности. Иногда проявлена мозаичная зональность, сочетающаяся с осцилляционной зональностью (зерна 10.1, 12.1, 13.1). Некоторые зерна циркона имеют каймы, выделяющиеся в CL темно-серым или, что реже, белым оттенком. Часть зерен циркона характеризуется тонкополосчатой ростовой зональностью в серых тонах CL (например, зерна 6.1, 7.1, 15.1).

Для черного в CL циркона из округлого домена без какой-либо зональности, расположенного внутри зерна с тонкополосчатой осцилляционной зональностью (точка 13.1, рис.3, а), получено самое древнее субконкордантное значение  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста  $3728 \pm 12$  млн лет. Этот домен отличается самым высоким, среди исследованного циркона содержанием U, равным 325 ppm, и Th/U отношением 0,79. Остальные проанализированные точки циркона образуют субконкордантный кластер на диаграмме с конкордией (рис.3, б). Три точки циркона (6.1, 11.1 и 7.1, рис.3, а) отличаются от других точек кластера более древним значением  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста, попадающим в интервал 3022-3060 млн лет. Эти точки имеют темно-серый оттенок в CL и характеризуются тонкополосчатой осцилляционной зональностью. Содержание U в них значительно ниже, чем в точке 13.1, и составляет 38-87 ppm при Th/U отношении 0,24-0,47. Через 9 точек возможно провести дискордию со значением верхнего пересечения  $2909 \pm 13$  млн лет (рис.3, б), которое возможно рассматривать как возраст кристаллизации этого циркона. Значение нижнего пересечения дискордии  $595 \pm 680$  млн лет соответствует началу конкордии и может быть проинтерпретировано как потеря радиогенного Pb в современное время. Содержание Th и U варьирует в рассматриваемом цирконе от первых десятков до 300 ppm, Th/U отношение варьирует от 0,62 до 3,10, составляя в среднем 1,18, что характерно для циркона магматического генезиса [13]. Весь исследованный циркон демонстрирует сходный характер распределения REE (рис.3, в) с высокой степенью фракционирования от легких к тяжелым REE ( $\text{Lu}_N/\text{La}_N$  отношение в среднем равняется 6068), четко проявленной положительной Ce-аномалией ( $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  в среднем составляет 63) и отрицательной Eu-аномалией ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  в среднем составляет 0,38). Суммарное содержание REE варьирует от 213 до 1241 ppm, коррелируя с содержанием Y и P. Минимальное содержание Y, P и REE установлено в цирконе с наибольшим значением  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста (точки 13.1, 6.1, 11.1 и 7.1). Для этих же точек характерно пониженное содержание Hf. Скорее всего, циркон с древним значением возраста происходит из пород основного состава [14]. В других точках циркона содержание Y может быть в пять раз выше, также повышается содержание Hf и P. Такие геохимические характеристики присущи циркону из гранитоидов и пород среднего состава.

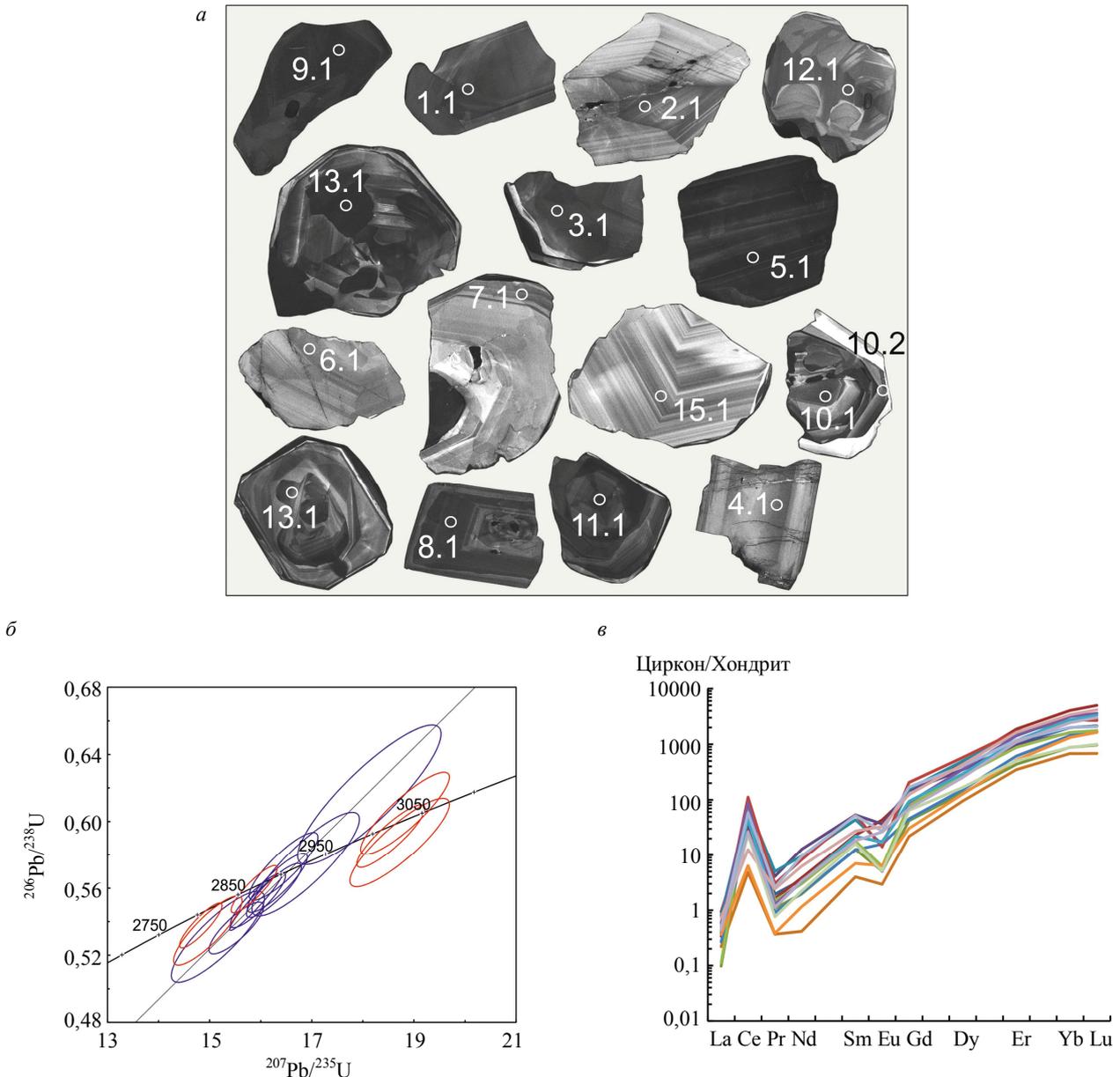


Рис.3. Изображения (CL) циркона из трубки Мрия, размер кратера ионного микрозонда около 20 мкм (а); диаграмма с конкордией для циркона из трубки Мрия (б); спектры распределения REE в цирконе из трубки Мрия (в)

Содержание неформульных элементов Ca, Sr и Ba невелико, что говорит об отсутствии процессов изменения циркона в результате воздействия флюидов. Значение температуры по «Ti-в цирконе» термометру [11] попадает в интервал 640-870 °С при среднем значении 715 °С. Эти значения температуры можно рассматривать как условия кристаллизации циркона магматического генезиса, либо как параметры гранулитового метаморфизма, наложенного на магматический циркон.

Ранее по циркону и флогопиту из слюдяных ультрабазитов трубки Мрия был определен возраст 2000-1720 млн лет, принятый за время образования пород трубки [1]. Жильное тело амплитовидных гранитов, секущих слюдяные ультрабазиты трубки Мрия, имеет возраст  $1720 \pm 20$  млн лет [7]. Логично предположить, что изученный циркон является ксеногенным для пород трубки и был захвачен в процессе ее внедрения из пород фундамента. По геологическим данным породы трубки прорывают мигматизированные плагиогнейсы и амфиболиты драгунской толщи палеоархей. Геохронологические данные для пород драгунской толщи весьма ограничены. Известно единичное определение  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраста, полученное традиционным методом по монофракции циркона из гранат-биотитового гнейса, составляющее около 3054 млн лет [2].



Локальное датирование циркона из различных пород Салтычанской магматической провинции, в пределах которой расположена трубка Мрия, определило сравнительно узкий интервал времени становления интрузий габбро и гранитоидов, равный 2940-2910 млн лет [16]. Приведенные в настоящей работе данные по возрасту циркона ( $2909 \pm 13$  млн лет, рис.3, б) совпадают в пределах погрешности с этими определениями. Заметные отличия в составе циркона по редким элементам (содержание Р, У, Нf) позволяют предположить его захват из примерно одновозрастных, но разных по составу пород – габбро и гранитоидов. Единичная находка циркона с более древним  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возрастом  $3728 \pm 12$  млн лет свидетельствует о присутствии в составе нижней части фундамента пород палеоархейского возраста. Предполагается, что встречающиеся в составе пород трубки Мрия дуниты формировались в промежуточных очагах на больших глубинах [8] и при перемещении на более высокие уровни захватывали циркон из пород нижнего уровня фундамента.

Предыдущими исследованиями трубки Мрия изученные породы вулканокластических фаций интерпретировались как кора выветривания интрузивных лампроитов. Наши исследования показали, что минеральная фракция пород является ксеногенной по отношению к интрузивным лампроитам. За исключением амфиболов ряда тремолит-роговая обманка все другие компоненты могут быть отнесены к случайному материалу, захваченному в процессе эксплозивного внедрения и происходящего из различных источников. Исходя из предполагаемых источников происхождения минеральных частиц, здесь можно выделить следующие минеральные ассоциации: 1) ювенильные минеральные частицы мантийного происхождения, включающие ТМЖС сферулы, частицы самородных металлов и интерметаллических сплавов, мантийный корунд, бескислородные минералы (кусонгит, алмаз); 2) горнблендитовые, оливинитовые и дунитовые ксенолиты, связанные с разрушением мантийных нодулей; 3) зерна амфибола ряда тремолит-роговая обманка, вероятно, захваченные из интрузивных лампроитов; 4) случайный материал, относящийся к магматическим и метаморфическим породам кристаллического основания и включающий следующие компоненты: циркон, черную роговую обманку, плагиоклаз, эпидот и гранитные ксенолиты; 5) вторичные измененные минералы, представленные глинистыми и карбонатными минералами в основной массе породы, а также многочисленными барит-актинолит-доломитовыми агрегатами; 6) минералы неопределенного происхождения, такие как гранаты, ставролит, титанит (с одной стороны, они могут быть интерпретированы как фрагменты кристаллических пород основания, с другой стороны, наблюдения показали, что они неизменно встречаются совместно с ВВММА в различных проявлениях, т.е. могут быть мантийного происхождения).

Основываясь на результатах исследований минерального состава пород, авторы полагают, что изученные породы не являются корой выветривания интрузивных лампроитов, а представляют собой индивидуальную интрузивно-пирокластическую или туффзитовую фацию трубки Мрия, внедренную после образования тел интрузивных лампроитов. Это утверждение представляется важным с точки зрения понимания перспектив алмазоносности трубки Мрия. Согласно общепринятой модели строения трубки Мрия фации, рассматриваемые нами как вулканокластические, слагают верхнюю часть структуры мощностью в первые десятки метров и перекрывают интрузивные фации (см. рис.1, в). По неопубликованным данным С.Н.Стрекозова распределение фаций в разрезе трубки имеет куда более сложный характер по сравнению с известной моделью. Данные бурения показывают невыдержанное чередование интрузивных лампроитов, вмещающих пород и зон дробления. Таким образом, не исключено что основное тело трубки имеет блоковое строение по типу глыбовых брекчий с пронизывающими интрузивными пирокластитами, образующими штокверковую структуру.

Опыт изучения ВВММА в эксплозивных структурах различных алмазоносных провинций показывает, что все компоненты ассоциации встречаются исключительно как индивидуальные образования, не проявляющие никакого родства ни с вмещающими эксплозивными породами, ни с ксенолитами глубинного парагенезиса (лерцолиты, эклогиты). Другими словами, каждая частица – это индивидуальная «магматическая» система, сформированная во флюидной среде при резком понижении температуры, т.е. при условиях, не согласующимися с общепринятыми для образования магматических пород. Возникает вопрос, из каких источников сформировались



силикатно-металлические сферулы? Очевидно, что исходные расплавы ВВММА образовались в резко восстановительных условиях при экстремально высоких температурах [9]. Стабильное масштабное существование подобных условий с равновесным присутствием тугоплавких силикатных, оксидных и металлических фаз можно ожидать только в переходной зоне между ядром Земли и мантией. Можно предположить, что образование первичных металло-силикатных расплавов ВВММА связано с переходной зоной D" [9, 11]. Эти выводы согласуются с концепцией, предложенной Ф.В.Каминским о строении нижней мантии и переходной зоны между ядром и мантией [15].

### Выводы

1. Установлено, что изученные вулканокластические отложения трубки Мрия не могут быть корой выветривания лампроитов. Авторы интерпретируют их как интрузивно-пирокластические фации (туффизиты), образованные после внедрения интрузивных лампроитов.
2. Интрузивно-пирокластические породы состоят из ювенильных компонентов мантийного происхождения (ВВММА), мантийных ксенолитов ультраосновных пород, ксеногенного материала, связанного с вмещающими породами и вторичных минералов. Следует отметить, что именно в этих породах трубки Мрия были обнаружены алмазы.
3. Устойчивая тенденция компонентов ВВММА к образованию сферических форм свидетельствует, что их формирование происходило непосредственно из расплава в результате его распыления во флюидных потоках.
4. Ключевое наблюдение заключается в том, что компоненты ВВММА встречаются совместно, но не демонстрируют взаимоотношений друг с другом, как и не проявляют сродства с известными мантийными породами. Вполне вероятно, что источником ВВММА были изолированные объемы соответствующих расплавов, расположенные в переходной ядро-мантия зоне. Не следует рассматривать существование подобных расплавов как экзотическое явление, связанное с кимберлитовым или лампроитовым магматизмом, скорее это глобальное общепланетарное явление. Анализ показал, что находки ВВММА частиц не связаны с определенным типом пород [3, 4, 9], а приурочены именно к взрывным структурам Земли и вулканокластическим фациям этих структур в частности.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Возраст слюдяных ультрабазитов трубки Мрия. Приазовский блок / Г.В.Артеменко, Е.Н.Бартницкий, Т.И.Довбуш, А.Н.Пономаренко, Л.М.Степанюк // Минералогический журнал. 1999. Т. 21. № 2/3. С. 76-78.
2. Возраст и генезис метаморфических пород Драгунской толщи в западной части Белоцерковской структуры (Приазовский блок) / Г.В.Артеменко, И.А.Швайка, В.В.Демедюк, Т.И.Довбуш, А.Б.Высоцкий // Минералогический журнал. 2012. Т. 34. № 1. С. 69-75.
3. *Маришинцев В.К.* Природа сфероидных образований в кимберлитах / В кн.: Следы космических воздействий на Землю. Новосибирск: Наука, 1990. С. 45-57.
4. *Олейников О.Б.* Самородные металлы в эколгитах из трубки Обнаженная / В кн.: Самородные металлы в изверженных породах. Якутск, 1985. С. 72-73.
5. *Татаринцев В.И.* Первая находка нитрида титана (осборнит) в горных породах Земли / В.И.Татаринцев, С.Н.Цимбал, С.М.Сандомирская // Доклады АН СССР. 1987. Т. 296. № 6. С. 1458-1461.
6. *Федотова А.А.* Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях / А.А.Федотова, Е.В.Бибикова, С.Г.Симакин // Геохимия. 2008. № 9. С. 980-997.
7. *Щербак Н.П.* Сравнительная геохронология породных ассоциаций и рудных формаций протерозойского зона (2,5-1,6 млрд лет) мегаблоков Украинского щита / Н.П.Щербак, А.Н.Пономаренко, И.М.Лесная // Минералогический журнал. 2012. Т. 34. № 3. С. 45-54.
8. Эпохи активизации, рудоносные структуры и формации лампроитового типа в архейских и протерозойских блоках Украинского щита. Статья 2. Кировоградский блок / Г.М.Яценко, С.Н.Бекеша, О.В.Гайовский, И.Г.Яценко // Мінеральні ресурси України. 2011. № 1. С. 25-30.
9. Яценко И.Г. Силікатно-металеві сферули експлозивно-осадових формацій України (генетичний та прогностико-розшуковий аспекти): Автореф. дис. ... канд. геол. наук / Львовський національний університет імені Івана Франка. Львів, 2016. 29 с. (на українському)
10. *Cloos H.* Bau und Taetigkeit von Tuffschloten // Geologische Rundschau. 1941. Vol. 32. Iss. 6-8. P. 708-800.



11. Comparative analysis of silicate spherules from kimberlite and lamproite formations of the world / I.G.Yatsenko, V.N.Zinchenko, V.K.Marshyntsev, S.N.Bekesha, N.T.Bilyk // *Материалы юбилейного съезда Российского минералогического общества «200 лет РМО»*. Т. 1. СПб, 2017. С. 361-363 (на английском).
12. Hinton R.W. The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths / R.W.Hinton, B.G.J.Upton // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. Vol. 55 (32). P. 3287-3302.
13. Hoskin P.W. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis / P.W.Hoskin, U.Schaltegger // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. Vol. 53. P. 27-62.
14. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type / E.A.Belousova, W.L.Griffin, S.Y.O'Reilly, N.I.Fisher // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. Vol. 143. P. 602-622.
15. Kaminsky F.V. The Earth's Lower Mantle. Composition and Structure. Cham: Springer Geology, 2017. 331 p.
16. Late Archean magmatic complexes of the Azov terrane, Ukrainian Shield: Geological setting, isotopic age, and sources of material / E.V.Bibikova, S.B.Lobach-Zhuchenko, G.V.Artemenko, S.Claesson, A.V.Kovalenko, I.N.Krylov // *Petrology*. 2008. Vol. 16. P. 211-231.
17. Ludwig K.R. SQUID 1.02, a User Manual, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 2001. 19 p.
18. Ludwig K.R. Users manual for Isoplot/Ex version 3.0: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Centre, Special Publication, 2003. 74 p.
19. McDonough W.F. The composition of the Earth / W.F.McDonough, S.S.Sun // *Chemical Geology*. 1995. Vol. 120. P. 223-253.
20. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology / L.P.Black, S.L.Kamo, C.M.Allen, J.N.Aleinikoff, D.W.Davis, R.J.Korsch, C.Foudoulis // *Chemical Geology*. 2003. Vol. 200. P. 155-170.
21. Watson E.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile / E.B.Watson, D.A.Wark, J.B.Thomas // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2006. Vol. 151. P. 413-433.
22. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* // *Reviews in Economic Geology*. 1998. Vol. 7. P. 1-35.

**Авторы:** **И.Г.Яценко**, канд. геол. наук, старший научный сотрудник, yatsenko.ivan1000@gmail.com (Институт геологии и геохимии горючих ископаемых Национальной академии наук Украины, Львов, Украина), **С.Г.Скублов**, д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник, skublov@yandex.ru (Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия), **Е.В.Левашова**, канд. геол.-минерал. наук, младший научный сотрудник, levashova.kateryna@yandex.ru (Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия), **О.Л.Галанкина**, канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник, galankinaol@mail.ru (Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия), **С.Н.Бекеша**, канд. геол.-минерал. наук, доцент, srbekesha@ukr.net (Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина).

Статья поступила в редакцию 4.09.2019.

Статья принята к публикации 18.12.2019.